

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1989

BAND 132/1

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

Inhalt

Chefgeologe Dr. RUPERT WEINHANDL, 28. März 1906 – 7. November 1988	5
EXNER, Ch.: Geologie des mittleren Lungaus. Mit 34 Abbildungen und 1 Tabelle	7
FÖLLMI, K.: Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian-Albian). Mit 3 Abbildungen, 9 Tabellen und 13 Tafeln	105
HEJL, E. & GRUNDMANN, G.: Apatit-Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. Mit 12 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln	191
HÖGELSBERGER, H.: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. Mit 11 Abbildungen und 7 Tabellen	213
NEUBAUER, F.: Petrographie und Geochemie der Grüngesteine von Althofen (Altpaläozoikum der Murauer Decke, Steiermark). Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle	231
RAJLICH, P., SLOBODNIK, M. & NOVOTNÝ, A.: Variscan Crustal Boudinage in the Bohemian Massif: Gravimetry, Magnetometry and Structural Data from the Desná Dome. With 5 Figures	241
Buchbesprechungen	247
Richtlinien für die Abfassung von Manuskripten	251

Schriftleitung: ALBERT DAURER.



**Chefgeologe Dr.
RUPERT WEINHANDL**
28. März 1906 – 7. November 1988

Am 7. November 1988 verschied in Wien Chefgeologe i.R. Dr. Rupert WEINHANDL nach kurzer Krankheit.

Seine Jugend war geprägt von beengten finanziellen Verhältnissen. Er wurde am 28. 3. 1906 als Sohn eines Organisten in Trautmannsdorf bei Bad Gleichenberg in der Oststeiermark geboren. Nach Besuch der Volksschule trat er zunächst in das Konvikts-gymnasium St. Lamprecht bei Neumarkt/Steiermark ein, wo er auch zu einem ausgezeichneten Organisten ausgebildet wurde. Die Matura legte er 1928 in Klagenfurt ab.

Da ein Hochschulstudium aus finanziellen Gründen nicht möglich war, schlug er 1930 die Militärlaufbahn ein (Alpenjägerregiment 9 in Graz). Noch während seiner Militärdienstzeit inskribierte er an der philosophischen Fakultät der Universität Graz und wurde dort auch 1938 zum Dr. phil. promoviert. Als Dissertationsthema hatte er ein Gebiet aus seiner engeren Heimat, das Basaltmassiv von Klöch, gewählt.

Im darauffolgenden Jahr erhielt er auf Empfehlung von Prof. WINKLER-HERMADEN eine Anstellung bei der Firma Austrogasco in Wien. Sein Arbeitsgebiet war der erdöhlöffige Raum des inner- und außeralpinen Wiener Beckens. Hier leistete er umfangreiche Kartierungsarbeiten und führte die mikropaläontologische Betreuung verschiedener Flach- und Tiefbohrungen durch. Im Raum Tulln – Stockerau war er mit geophysikalischen Arbeiten (Magnetometermessungen) beschäftigt.

Dann Szenenwechsel ins Steirische Becken: 1944 wurde Dr. WEINHANDL der Wintershall AG Wien zugeteilt und mit der erdölgeologischen Erkundung des Gebietes zwischen Mur und Raab beauftragt. Nachdem dieses Unternehmen durch die Kriegereignisse 1945 gewaltsam beendet worden war, trat er 1946 in den Dienst der Sowjetischen Mineralölverwaltung ein und begann unter schwierigen Bedingungen mit Kartierungsarbeiten im südlichen Burgenland (Raum Güssing – Oberwart) und leitete die in diesem Raum niedergebrachten Bohrungen. Dann folgte wieder ein Periode der Tätigkeit als Leiter der geologischen Abteilung verschiedener Produktionsfelder im Wiener Becken.

1951 trat Dr. WEINHANDL in die Geologische Bundesanstalt ein und wurde deren Erdöl-Abteilung (Dr. GRILL) zugeteilt. Mit diesem kartierte er im Weinviertel und im nördlichen Burgenland, daneben oblag ihm die geologische Erfassung (Mikropaläontologie) der im Stadtgebiet von Wien vorhandenen Baustellen.

Nach seiner Ernennung zum Chefgeologen (1956) begann die Zusammenarbeit mit dem Verfasser (Kristallinkartierung) bei der Tertiärkartierung der Kartenblätter 137 Oberwart und 138 Rechnitz, die durch die neuen Erkenntnisse des Rechnitzer Penninikums durch W.J. SCHMIDT aktuell geworden war.

In dieser Zeit gemeinsamer Arbeit hat der Unterzeichnete Dr. WEINHANDL als einen fröhlichen, offenen

Menschen kennengelernt, stets hilfsbereit in fachlichen Belangen und auch im privaten Bereich. Seine Naturverbundtheit kam auch durch sein schönes Wochenendhäuschen in St. Ilgen am Fuße des Hochschwabs zum Ausdruck, wo er mit seiner Gattin Charlotte seine Freizeit verbrachte, ohne elektrischen Strom und Wasserleitung. So mancher seiner Kollegen, auch der Verfasser dieser Zeilen, war gern gesehener Gast in dieser

Idylle. So wird das Bild dieses Mannes vor unseren Augen bestehen bleiben als das eines heute schon selten gewordenen Geologen, der vor allem draußen in der Natur, im Gelände, nicht am Schreibtisch oder am Computer, gearbeitet und darin Glück und Befriedigung gefunden hat.

Wien, im April 1989

ALFRED PAHR

Veröffentlichungen von Dr. R. WEINHANDL

- 1) Das Klöcher Basaltmassiv (Klöch bei Radkersburg, Steiermark) – Dissertation Phil. Fak. Univ. Graz, Graz 1938.
- 2) Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., **1952**, S. 56–57, Wien 1952.
- 3) Aufnahmen 1952 auf den Blättern Hollabrunn und Eisenstadt. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, S. 173–179, Wien 1953.
- 4) Aufnahmen 1953 auf den Blättern Hollabrunn (22) und Hadres (23) (früher Blatt Hollabrunn 4556, 1 : 75.000) – Verh. Geol. B.-A., **1954**, S. 83–87, Wien 1954.
- 5) Aufnahmen 1954 auf den Blättern Hollabrunn (22) (früher Blatt Hollabrunn 4556, 1 : 75.000) und Retz (9) (früher Blatt Znaim 4456, 1 : 75.000) – Verh. Geol. B.-A., **1955**, S. 81–85, Wien 1955.
- 6) Geologische Manuskriptkarte Blatt 21 Horn 1 : 25.000. – Wiss. Archiv Geol. B.-A., A-05879-RA-21/55, Wien 1955.
- 7) (mit H. KÜPPER): Geologie und Hydrogeologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges – Verh. Geol. B.-A., **1955**, S. 133–141, Wien 1955.
- 8) Bericht 1955 über Aufnahmen Blättern Hollabrunn (22) und Horn (21) – Verh. Geol. B.-A., **1956**, S. 104–107, Wien 1956.
- 9) Neue Bohrungen im Bereiche der Stadt Wien. – Verh. Geol. B.-A., **1956**, S. 229–235, Wien 1956.
- 10) Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Hadres (23) – Verh. Geol. B.-A., **1957**, S. 90–92, Wien 1957.
- 11) Geologische Skizze des Gebietes zwischen Matterburg und Rohrbach im Burgenland. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreutz. II. Abschnitt: Tertiär (mit H. KÜPPER, R. SIEBER) – K H 095/107-108, Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- 12) Situationskizze der Bemusterungsserien im Gebiet von Walbersdorf (Burgenland) – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreutz. II. Abschnitt: Tertiär (mit H. KÜPPER, R. SIEBER) – K H 095/107-108, Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- 13) Bericht 1957 über Aufnahmen auf den Blättern Hollabrunn (22) und Hadres (23) – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 274–275, Wien 1958.
- 14) Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außeralpinen Wiener Beckens. – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 120–130, Wien 1957.
- 15) *Schackoinella*, eine neue Foraminiferengattung. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, S. 141–142, Wien 1958.
- 16) Bericht über geologische Aufnahmen 1958 auf den Blättern Hollabrunn (22) und Hadres (23) – Verh. Geol. B.-A., **1959**, S. 99–101, Wien 1959.
- 17) Geologische Manuskriptkarte ÖK 137 Oberwart 1 : 50.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00342-RA-137/60, Wien 1960.
- 18) Geologische Manuskriptkarte ÖK 137 Oberwart 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00342-RA-137/60, Wien 1960.
- 19) Geologische Manuskriptkarte ÖK 138 Rechnitz 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00341-RA-138/60, Wien 1960.
- 20) Geologische Manuskriptkarte ÖK 138 Rechnitz 1 : 50.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00342-RA-138/60, Wien 1960.
- 21) Geologische Manuskriptkarte ÖK 139 Lutzmannsburg 1 : 50.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00340-RA-139/60, Wien 1960.
- 22) Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, S. A96, Wien 1960.
- 23) Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, H. 3, S. A89–90, Wien 1961.
- 24) Bericht 1961 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, H. 3, S. A85–87, Wien 1962.
- 25) Wasserbohrungen im Raume Wien – Mödling. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, S. 1–8, Wien 1962.
- 26) Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, S. A64–65, Wien 1963.
- 27) Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137), Rechnitz (138) und Lutzmannsburg (139). – Verh. Geol. B.-A., **1964**, S. A57, Wien 1964.
- 28) Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, S. A55–56, Wien 1965.
- 28) Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, S. A60–61, Wien 1966.
- 30) Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, S. A56, Wien 1967.
- 31) Bericht 1966 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, S. A56–57, Wien 1967.
- 32) Wasserbohrungen im Raume Hartberg in der Oststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, S. 232–234, Wien 1967.
- 33) Geologische Literatur und Manuskriptkarte für Blatt Hartberg 1 : 50.000. – Archiv. Geol. B.-A., A-05876–RA-136/67, Wien 1967.
- 34) Bericht 1967 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136) – Verh. Geol. B.-A., **1968**, S. A72, Wien 1968.
- 35) Geologische Manuskriptkarte ÖK 136 Hartberg 1 : 50.000. – Archiv Geol. B.-A., A-00768-ÖK50/136-1, Wien 1968.
- 36) Bericht 1967 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, S. A82, Wien 1969.
- 37) Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, S. A73–75, Wien 1970.
- 38) Geologische Manuskriptkarte ÖK 22 Hollabrunn 1 : 50.000. – Archiv Geol. B.-A., A-05877-RA-22/70, Wien 1970.
- 39) Geologische Manuskriptkarte ÖK 23 Hadres 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., A-05878-RA-23/70, Wien 1970.
- 40) Geologische Manuskriptkarte ÖK 9 Znaim 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., A-05875-RA-9/70, Wien 1970.
- 41) Bericht 1970 über Aufnahmen auf den Blättern Hartberg (136) und Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, S. A94–95, Wien 1971.
- 42) Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, S. A92, Wien 1972.

4.1.3.8.1. Die alte Mineralgeneration	57
4.1.3.8.2. Die neue Mineralgeneration	57
4.1.4. Altpaläozoischer Phyllit und Begleitgesteine	58
4.1.4.1. Unterscheidung der permischen Schiefer vom altpaläozoischen Fanningphyllit	58
4.1.4.2. Wie soll man den Begriff „Quarzphyllit“ benützen?	58
4.1.4.3. Fanningphyllit	59
4.1.4.3.1. Eisendolomit, Bänderkalk, Talkschiefer und Serpentin im Fanningphyllit	59
4.1.4.3.2. Der untere Eisendolomitzug	60
4.1.4.3.3. Der obere Eisendolomitzug	63
4.1.4.4. Trogwaldphyllit	63
4.1.4.5. Katschbergphyllit	64
4.1.4.5.1. Lisabichl-Schollenzone	64
4.1.5. Perm (Alpiner Verrucano)	66
4.1.5.1. Einige bemerkenswerte Aufschlüsse	66
4.1.5.2. Grobkörniger Augengneis (?Porphyroid) vom Moserkopf	67
4.1.5.3. Historisches und Vergleiche zu den permischen Schiefen	67
4.1.6. Trias	67
4.1.7. Jungschichten (Jura und fragliche Kreide)	69
4.1.7.1. Zur Tektonik der mesozoischen Schichtglieder der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet	70
4.1.7.2. Schwarzschiefer	70
4.1.7.3. Kalkschiefer	70
4.1.7.4. Hornsteinquarzit („Radiolarit“, Malm)	70
4.1.7.4.1. Sichere Vorkommen mit Manganschiefer	70
4.1.7.4.2. Vermutete, jedoch lithologisch unsichere Vorkommen von Hornsteinquarzit	71
4.1.7.5. Polygene Breccie (Türkenkogel- und Schwarzeckbreccie)	71
4.1.7.5.1. Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km südlich von Tweng	73
4.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse	74
4.2.1. Schladminger Gneisdecke	74
4.2.1.1. Teufelskirche	75
4.2.1.2. Zechnerkar Spitze	75
4.2.1.3. Gensgitsch	77
4.2.1.4. Zur Petrographie	77
4.2.2. Lessacher Phyllonitzone	79
4.2.2.1. Bänderkalk des Niederrainwaldes und Phyllit am Ausgang des Weißpriachtales	79
4.2.3. Nock-Kristallin	80
4.2.3.1. Großtektonik, Morphologie und Aufschlußverhältnisse	80
4.2.3.2. Gliederung in drei Gesteinsserien; Struktur und Metamorphose	80
4.2.3.3. Detailbeschreibung	82
4.2.3.3.1. Phyllitischer Granatglimmerschiefer	82
4.2.3.3.2. Granatglimmerschiefer (gesund)	83
4.2.3.3.3. Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)	85
4.2.3.3.4. Paragneis mit Plagioklas-Knoten	89
4.2.3.3.5. Paragneis mit Plagioklas-Augen	90
4.2.3.3.6. Amphibolit	90
4.2.3.3.7. Orthogneis mit großen Augen von Kalinatronfeldspat	91
4.2.3.3.8. Metamorpher granodioritischer Lagergang	91
4.2.3.3.9. Mylonit	91
5. Tertiär	92
6. Quartär	92
6.1. Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen	92
6.2. Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente	93
6.3. Bergstürze, periglaziale Schuttströme, Trümmergrate und Bergzerreißungsspalten	94
6.4. Karst, Hänge- und Trockentäler, Flußmäander und Moore	95
7. Spättektonische Störungen, junge Hebung der Hohen Tauern und Erdbeben	95
8. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.	96
8.1. Reste ehemaligen Bergbaues	96
8.2. Steinbrüche	97
8.3. Kies-, Sand- und Tongruben; ehemalige Torfgewinnung; Steingewinnung aus Hangschutt	99
9. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg der Österreichischen Karte 1 : 50.000	100
Literatur	100

Zusammenfassung

An der NE-Ecke des Tauernfensters bestehen die penninischen Decken aus der peripheren Schieferhülle und der darüber lagernden Nordrahmenzone. Diese enthält jüngere Schichten (Bündnerschieferflysch) mit Olistolithen aus der paläogeographisch im S angrenzenden ostalpinen Decke. Diese wurde dann auf das Pennin aufgeschoben und gliedert sich in einen unteren Teil (Radstädter Deckensystem) und einen mehrere km mächtigen Hauptkörper, der aus Gneisen und Glimmerschiefern zusammengesetzt ist. Dabei wurde der S-Teil (Nock-Kristallin) randlich an den N-Teil (Schladminger Gneisdecke) N-vergent angepreßt. Zwischen beiden befindet sich eine Quetschzone mit Resten altpaläozoischer Sedimente in Fortsetzung des Murauer Paläozoikums (Lessacher Phyllonitzone).

Die Teildecken des Radstädter Deckensystems bestehen aus Basement (Gneislamellen, Abb. 12), altpaläozoischem Phyllit mit dünnen Lagen silurischer Dolomite und Kalkmarmor, Perm (alpiner Verrucano mit bunten Geröllschiefern und kalkhaltigem Phyllit), Trias in Tethysfazies und ebensolchen Jungschichten (Jura bis ? Kreide) und mit alpidischer Epimetamorphose (schwach temperierte Grünschieferfazies). In den Gneislamellen läßt sich eine alte, vorwiegend amphibolitfazielte von der jungen epimetamorphen (alpidischen) Mineralgeneration gut unterscheiden. Es befindet sich hier das klassische Gebiet von BECKE's Diaphthorese. Der Quarzphyllit älterer Autoren läßt sich in einen altpaläozoischen Teil mit pyritführenden Schwarzschiefern und in einen permischen Teil mit kalkhaltigem Serizit-Chlorit-Phyllit, der dem Alpiner Verrucano assoziiert ist, aufgliedern. Die Gneise des Gurpitschecks werden primär-stratigraphisch von Radstädter Trias transgrediert (na-

he Ulnhütte, Abb. 1) und deshalb als Weißpriach-Gneislamelle dem Radstädter Deckensystem zugeordnet. Am S-Rand der Schladminger Gneisdecke wurden synklinal eingefaltete Staurolith-Granat-Glimmerschiefer gefunden (Abb. 2). Im Nockgebiet lagern über der basalen Diaphthoritzzone (phyllitischer Granatglimmerschiefer) mehrere Züge von relativ „gesundem“ Granatglimmerschiefer, der mit Biotit-Plagioklas-Gneis abwechselnd (recht gut erhaltene prätriadische Amphibolitfazies).

Auf Altflächen des Nockgebiets befinden sich ? Miozänreste. Erratica aus Oberkarbonkonglomerat deuten auf sonderbare lokale pleistozäne Eisbewegung ausnahmsweise aus der Richtung E oder S hin. Interglaziale, postglaziale Bergstürze und Spalten in Vorbereitung zukünftiger Bergstürze werden beschrieben. Ein altes Bergbaurevier mit sulfidischer Vererzung in altpaläozoischem Schwarzschiefer (Fanningphyllit) wurde gefunden.

Abstract

The Penninic nappes at the NE-corner of the window of the Hohe Tauern consist of the Peripheric Schieferhülle and the overlying Nordrahmenzone. The latter includes younger schists (Bündnerschieferflysch) which contain olistolits from the Austroalpine nappe which in paleogeographical sense had a position south of the Nordrahmenzone.

Then the Austroalpine nappe was transported over the Penninic realm. The lower part of the Austroalpine nappe is called Radstädter Deckensystem. The upper and main part in this area consists of gneisses and micaschists: Schladminger Gneisdecke in the north, Lessacher Phyllonitzone as a middle stripe, and Nock-Kristallin in the south. The latter was pressed against the Schladminger Gneisdecke with N-vergence. The Lessacher phyllonites form a synclinal squeeze-zone between the two crystalline blocks and include metamorphic rests of Lower-Paleozoic sediments which are continuous with the Paleozoic of Murau in Styria.

The Radstädter Deckensystem consists of subordinate nappes. Their stratigraphy comprises the basement (gneis-lamellae, figure 12), the Lower-Paleozoic phyllite with thin layers of Silurian dolomite and limestone-marble, Permian (Alpine Verrucano with variegated pebbleschists and carbonaceous phyllite), Triassic of Tethian facies and also young schists (Jurassic to ? Cretaceous). All these members suffered the Alpine epimetamorphism (low grade greenschist facies). In the gneiss-lamellae it is easy to distinguish the old pre-Alpine mineral generation predominantly in amphibolite facies from the young Alpine epimetamorphic mineral generation. This area is the classic region of BECKES diaphthoresis (regressive metamorphism with phyllonitisation).

The quartzphyllite described by former authors can be divided into two parts: The Lower-Paleozoic phyllite with pyrite-bearing blackschists and the Permian carbonaceous phyllite associated with alpine Verrucano. The Triassic, in Radstadt Tethian facies, overlies transgressively the gneiss-lamella of Weisspriach (region of Gurpitscheck near Ulnhütte, figure 1). Therefore this gneiss-lamella is part of the Radstädter Deckensystem. Staurolite-garnet bearing micaschists which form synclines were found along the southern rim of the Schladminger Gneisdecke (figure 2). The basis of Nock-Kristallin which overlies the window of Hohe Tauern consists of a big diaphthoritic zone (regressive metamorphism). Here the rocks are phyllitic garnet-micaschists with slices of rather „sound“ garnet-micaschists and gneisses (selective retromorphism). They are overlain by an alternating succession of staurolite-garnet bearing micaschists and paragneisses (biotite-andesine/oligoclase-gneisses) which show the relatively well preserved pre-Triassic metamorphic crystallization in amphibolite facies.

Remnants of ambiguous Miocene beds are situated on the elevated peneplain of the Nock region. Erratic Upper-Carboniferous boulders indicate a rather strange direction of the Pleistocene ice stream. Landslides of inter- and post-glacial age and cracks indicating future landslides are described. Sulfide ore in blackschists which form layers in the Lower-Paleozoic Fanning phyllite were mined in former times.

1. Vorwort

Als mittleren Lungau bezeichne ich hier das Lungauer Becken im Gebiete St. Michael – Mauterndorf mit dem Rand der Hohen Tauern am Katschberg, mit dem S-Rand der Niederen Tauern (Radstädter und Schladminger Tauern) und mit der NW-Ecke des Nockgebiets. Geologisch handelt es sich um den E-Rand des Tauernfensters zwischen Rennweg in Kärnten und Weißpriachtal S Lungauer Kalkspitze.

Es ist durch die Bearbeitungen von UHLIG, BECKE, KOBER, CLAR und TOLLMANN ein klassisches Gebiet des alpinen Deckenbaues. Doch gab es bisher keine zusammenfassende geologische Detailkarte.

Eine solche bemühte ich mich durch Neubegehungen in den Jahren 1981 bis 1988 herzustellen. Und zwar kartierte ich geologisch im Maßstab 1 : 25.000 jenen Raum, der auf der Übersichtsskizze Abb. 1 dargestellt ist. Es handelt sich um den W-Teil der Österreichischen Karte 1 : 50.000, Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg. Die geologische Kartierung durfte ich als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien durchführen. Nur den Bereich des Twenger Wandzuges, der außerordentlich genau von TOLLMANN (1961b) fertig bearbeitet vorliegt, habe ich nicht selbst begangen.

Der folgende Text mit den zahlreichen geologischen Profilen bringt das Ergebnis der Beobachtungen meiner Neuaufnahme. Der Schwerpunkt der von mir erarbeiteten

Petrographie bezieht sich auf das Basement (Gneislamellen) des Radstädter Deckensystems und auf das Nock-Kristallin. In beiden Gesteinsserien fehlten bisher systematische mikroskopische Untersuchungen.

Mein Dank gilt besonders meiner Frau Gertha EXNER, die mich wiederum geduldig acht Sommer lange in die Bergwelt des Lungaus begleitete. Ferner danke ich Vorstand und Kollegen des Geologischen Instituts der Universität Wien, die mich auch noch als Professor emeritus sehr freundlich und hilfsbereit an diesem Institut weiterhin förderten; ferner der Direktion und den Kollegen der Geologischen Bundesanstalt. Ganz entschieden haben Anteil am Gelingen vorliegender Arbeit die Fachkollegen, mit denen ich Exkursionen und Gedankenaustausch durchführte. So ist es mir eine dankbare Verpflichtung, besonders folgende bekannte Forschernamen zu nennen: CLAR und TOLLMANN, mit denen ich zu wiederholten Malen Kartierungsübungen am Radstädter Tauern für Studenten abhielt. FAUPL und HÄUSLER (gemeinsame Exkursion bei den Jungschichten im Fuchskar). Frau HEINRICH (Lungauer Tertiärbekken), Herr LETOUZE-ZEZULA (Lessacher Phyllonitzone), NOWOTNY (Katschberg), SCHÖNLAUB (Stratigraphie mittels Conodonten), MATURA und ALBER (Gebiet um die Giglachseen) und schließlich auch ganz besonders PIŠTOTNIK (Nockgebiet).

Herr Professor Dr. A. BERAN führte in liebenswürdiger Weise eine Mineralbestimmung durch. Herrn Lektor L. LEITNER verdanke ich die vorzügliche Ausführung der Reinzeichnungen.

Topographische Namen, die nicht in der gegenwärtigen offiziellen österreichischen Karte zu finden sind,

wurden im Text und in den Abbildungen unter Anführungszeichen gesetzt (z. B. "Traningwald" mit seinen vielen schönen Promenadewegen bei Mauterndorf). Das Zeichen „Se“ als Abkürzung für „Sammlung Exner“ markiert die betreffenden Nummern der Gesteinsdünn-schliffe.

2. Tektonische Übersicht und Problemstellung

In der Strukturkarte Abb. 2 wurde der Inhalt des Tauernfensters weiß gelassen. Zu ihm gehören das Pennin (mit germanischer Trias) und die Ostalpinen Decken (mit Tethystrias) in unterostalpinen Position, welche in der NE-Ecke des Tauernfensters als Radstädter Deckensystem angeschoppt und gegen S (Katschberg) reduziert sind. Eine scharfe Trennung zwischen unter-, mittel- und oberostalpin existiert kaum (CLAR, 1973, p. 257, Fig. 3). Der Alte Streit, ob die „Schladminger Masse“ unter-, mittel- oder oberostalpin sei, ist ziemlich belanglos. Jedenfalls gehören die Schladminger Gneisdecke, die östlich anschließenden Kristallingebiete der Niederen Tauern und das Nock-Kristallin zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse, wobei jedoch die Schladminger Gneisdecke einen aus Perm und Trias bestehenden, stratigraphisch verkehrt liegenden Schenkel aufweist (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1), der sie wiederum enge mit dem Radstädter Deckensystem verknüpft.

Die Weißpriachstörung, welche hier zur Abgrenzung des Tauernfensters dient, dürfte hauptsächlich eine spätektonische Struktur darstellen, der kein bedeutender großtektonischer Wert zukommt. Die Schichten des Radstädter Deckensystems bildeten die Stirnregion der Ostalpinen Schubmasse. Sie bestehen aus Grundgebirge (Basement), altpaläozoischem Phyllit, Perm, Tethystrias und Jungschichten bis ? Kreide. Zwischen Pennin (unten) und Schladminger Gneisdecke (oben) sind sie zu Schlepdecken (TOLLMANN, 1973, p. 47) verformt. Ihre Beziehung zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse hat CLAR (l. c.) schematisch skizziert.

Von St. Rupert bis Rennweg und dann weiterhin zur Drau und ins Mölltal erweist sich die Grenze des Tauernfensters als eindeutig, da eine mächtige Diaphthorosezone die Basis der Ostalpinen Kristallin-Schubmasse markiert und nur noch kleine mitgeschleifte Reste in unterostalpinen Position (reduziertes Radstädter Deckensystem) vorhanden sind (EXNER, 1980a, Tafel 1; 1984a, Abb. 9).

Die von mir aufgenommene detaillierte Strukturkarte 1 : 25.000 des mittleren Lungaus liegt im Archiv der Geologischen Bundesanstalt. Ich beabsichtige, sie mit der geologischen Farbkarte zu publizieren. Sie enthält einige hundert Messungen der Lineationen und s-Flächen an anstehendem Gestein. Die hier vorgelegte vereinfachte Strukturkarte (Abb. 2) bringt in schematisierter Form die Mittelwerte der Messungen. Es ergibt sich daraus das sehr einheitliche Bild SE bis ESE eintauchender Lineationen im Bereiche des Tauernfensters. Eine Achsenkulmination befindet sich W und N Speiereck, welche ich Speiereck-Kulmination nenne. Hier nehmen die Lineationen zunächst horizontale Lage ein und neigen sich nach WNW, was bis zur Klammkalkzone und bis ins untere Stubachtal regional anhält

und das allmähliche Verschwinden der peripheren Schieferhülle und der Nordrahmenzone dort an der Tauern-Nordrandstörung bedingt.

Feldgeologisch ist eindeutig zu beobachten, daß die Lineation ident mit der Hauptfaltenachse ist. Profile senkrecht zur Hauptfaltenachse zeigen das charakteristische Bewegungsbild an (z. B. Abb. 12). In der geologischen Literatur finden sich häufig N-S-Profile, welche für das vorliegende Arbeitsgebiet nur schleifende Schnitte darstellen und das Deformationsbild daher nicht exakt wiedergeben. Folgt doch das östliche Tauernfenster (E der Großglocknergruppe) der dinarischen NW-SE-Streichrichtung, was man jeder geologischen Ostalpenkarte entnehmen kann.

Eine jünger aufgeprägte NE bis N-S streichende Faltenachse hat erstmals THIELE (1960, p. A86) im Katschberggebiet beobachtet. Als Muhrbögen spielt diese jüngere Querstruktur in der Hafnergruppe eine Rolle (EXNER, 1971a, Tafel 3). Sie ist auch im Tauernfensterbereich des mittleren Lungaus vorhanden und greift auf die Schladminger Gneisdecke über. In der Diaphthorosezone des basalen Nock-Kristallins (phyllitischer Granatglimmerschiefer, Abb. 2) wird sie zum wichtigsten Strukturelement. Auch SCHWAN & ROSSNER (1987, p. 513) haben die entsprechenden echten jüngeren Querfalten in den Radstädter Tauern beobachtet. Regional passen sie zu den Einengungen der östlichen Ostalpen mit Faltenachse in karpatischer Richtung, entsprechend der SE-Ecke der Böhmisches Masse.

Betrachtet man die Orientierung der s-Flächen im vorliegenden Arbeitsgebiet (Abb. 2), so sieht man, daß das Gewölbe der Hohen Tauern nach NE mit umlaufendem Streichen um das Speiereck eintaucht. Die Umkehr vom SE- zum NE-Fallen vollzieht sich in den tieferen Gesteinslagen WSW St. Michael im Lungau, in den höheren Partien jedoch an der Firstlinie NW Speiereck bis S St. Rupert. In der Schladminger Gneisdecke des Arbeitsgebiets fand ich einen muldenförmigen Bau mit NW-SE-Streichen. Der Bundschuh-Paragneis des Nock-Kristallins fällt nach SE. Er wechselt mit einigen Granatglimmerschiefer-Lagen, so daß sein in der geologischen Literatur häufig genannter Charakter als „überschobene Gneisdecke“ durch meine detaillierte Feldaufnahme weniger wahrscheinlich geworden ist. Verblüffend ist, daß die Internstrukturen des Nock-Kristallins im Arbeitsgebiet keine signifikante Diskordanz zu den Internstrukturen im Tauernfenster zeigen.

Die Problemstellung, die mich zur vorliegenden Arbeit hauptsächlich veranlaßt hat, war die Beziehung zwischen der bisher kaum erforschten Petrographie des „Twenger Kristallins“ und seiner Tektonik. Es galt, die Gneislamellen geologisch-tektonisch in ihrer Position genau zu untersuchen, um Schlußfolgerungen be-

züglich Existenz und Abgrenzung petrographisch problematischer Phyllonite durchzuführen.

Ich habe wiederholt erlebt, daß ich von meinen Schülern auf Exkursionen am Katschberg und im Liesertal sehr ungläubig angeschaut wurde, wenn ich vor einem Aufschluß eines phyllitischen Gesteines erklärte, daß dieses wahrscheinlich ein Gneis oder Glimmerschiefer war, bevor es durch regressive Metamorphose zum Phyllonit wurde. Als Jüngling und Anfänger hatte ich auch nicht an solchen Hokuspokus geglaubt und meine heutige Tschaneck-Gneislamelle seelenruhig als „Quarzphyllit mit quarzitischem Habitus“ beschrieben. Unglücklich wird man vor allem dann, wenn im mikroskopischen Dünnschliffbild kein eindeutiges Mineralrelikt des primären Ausgangsgesteines (Eduktes) vorliegt. Das ist leider häufig der Fall.

Woher kommt also die prophetische Gabe, ein phyllitisches Gestein trotz Fehlens charakteristischer Stoffrelikte als retromorphen Gneis etc. zu interpretieren? Wie jeder erfahrene Kristallingeologe in den Alpen weiß, sind struktureller Habitus (Gneis- und Glimmerschiefergefüge) und vor allem feldgeologische Zusammenhänge mit betreffenden Gneisen und Glimmerschiefern dafür maßgebend. Ich möchte nicht in Abre-

de stellen, daß man sich als exakter Wissenschaftler dabei häufig unwohl fühlt.

Nach mehrfacher Konfrontierung mit diesem Problem in den von mir selbst bearbeiteten Gebirgstteilen (Sonnblick-, Hafnergruppe und Liesertal S Gmünd in Kärnten) hat sich in mir der Wille breitgemacht, die Übergänge von Gneis zu retromorphem Phyllit feldgeologisch und petrographisch möglichst exakt zu beschreiben. Den „Ungläubigen“ soll damit ein Testgebiet leichter zugänglich gemacht werden, wo sie sich selbst informieren können. Dazu eignen sich die Gneislamellen der südlichen Radstädter Tauern, die trotz zahlreicher, dort seit 130 Jahren durchgeführter geologischer Untersuchungen, kaum oder nicht petrographisch bearbeitet und nicht detailliert feldgeologisch mit spezieller Bedachtnahme auf die Kristallingeologie aufgenommen wurden. Außerdem ist es das klassische Gebiet, in dem UHLIG (1908) den Begriff des „entarteten“ Gneises, der durch die mechanische Beanspruchung bei der alpinen Gebirgsbildung zu einem phyllitischen Gestein wird, kreierte hat. Und es ist zugleich das Gebiet, wo BECKE (1909a und b) auf Anregung UHLIG's den Begriff der rückschreitenden Metamorphose in die Erdwissenschaften einführte (diaphthoritisches Gestein, Diaphthorit).

3. Penninische Decken

3.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle der Hohen Tauern

3.1.1. Storz- und Kareckserie

Die Reste des „Altkristallins“ (älter als die Intrusion des variszischen Tauern-Zentralgranites) und des wahrscheinlichen Altpaläozoikums der Hohen Tauern bilden die Basis des Deckensystems der peripheren Schieferhülle (EXNER, 1971a, p. 12–13, 27–46). Das Mur- und Liesertal schneiden sie am W-Rand der geologischen Karte an.

Die Storzserie besteht am steilen S-Hang des Zikenberges (gegenüber N-Portal des Katschbergtunnels) aus Migmatitgneis mit Lagen von Amphibolit. Es kommen auch mittelkörniger biotitführender Orthogneis und diskordante Aplitgänge vor. Die SE-streichende Faltenachse wird von der jüngeren, NE-streichenden (Muhrbögen) überprägt.

Am Bergfuß S Mur enthält die Storzserie 20 m mächtige Serpentinbegleitgesteine (Aktinolithfels, Talk-, Brunnerit- und Chlorit-Magnetit-Schiefer) mit dem Schellgadener Talkstollen (siehe Kapitel: Reste ehemaligen Bergbaues). Darüber folgen Amphibolit (30 m mächtig, mit Aplitlagen) und Epidot-Chlorit-Serizit-Albit-Gneis mit 0,3 m mächtigem Aplit-Lagergang. Migmatite sind prächtig in der Schlucht des Kaltenbaches aufgeschlossen und von der Brücke oberhalb des Katschbergtunnel-N-Portales bequem zu besichtigen. Ihr Paläosom besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Zahlreiche konkordante und diskordante Aplitgänge durchsetzen das Ge-

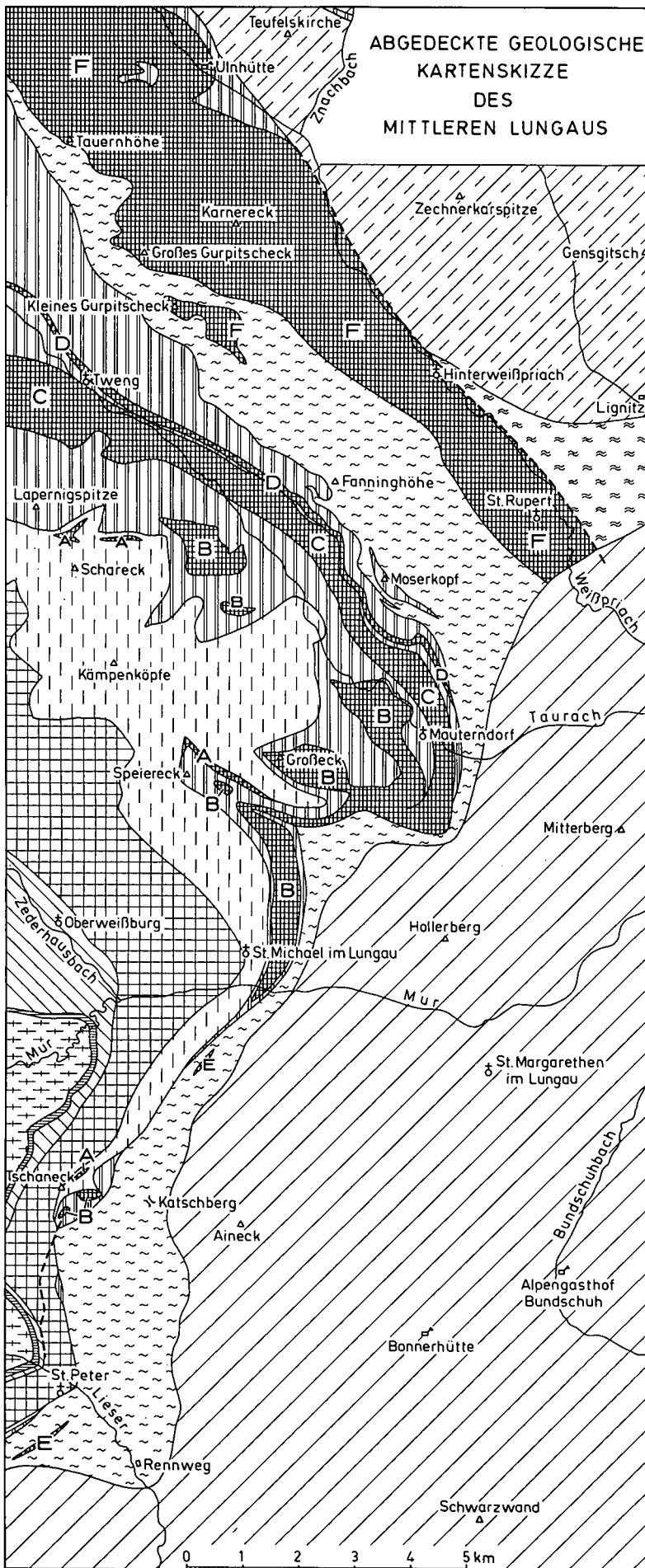
stein. Es herrscht die NNE-Faltenachse (Muhrbögen). Der unscharfe Grenzbereich von der Storz- zur Kareckserie kann 500 m NE Kaltenbach längs des Fahrweges oberhalb der Autobahn studiert werden.

Bändergneis der Storzserie steht N Oberdorf an.

Die Kareckserie besteht im Kartenbereich (Zikenberg, S-Flanke des Murtales, Kaltenbachtal, Oberdorf) aus 50 bis 200 m mächtigem, phyllonitischem Gneis, Prasinit, Chlorit-Serizit-Albit-Gneis und Serizit-Quarz-Schiefer. Die besten Aufschlüsse bietet der Güterweg S Schober, der 500 m lang im schleifenden Streichen den diaphthoritischen Bändermigmatit mit 1,2 m dickem, boudiniertem Quarzlager (typisch für den Goldlagerquarz-Bereich Schellgaden), Albitgneis und Prasinit anschnidet und einen Blick auf die gegenüberliegenden Halden der außerhalb des Kartenblattes befindlichen Stollen des alten Goldbergbaurevieres Schellgaden freigibt. Die betreffenden kiesführenden Quarzlageregänge waren auch im Katschbergtunnel vorzüglich beobachtbar (EXNER, 1980a, p. 374).




3.1.2. Murtörlserie

Diese in der Hafnergruppe mächtige, wahrscheinlich jungpaläozoische, eventuell auch teilweise den Bündnerschiefern (Jura – Kreide) zugehörige Serie ist N Mur, im Kaltenbachtal und bei Oberdorf aufgeschlossen. Es handelt sich um 30 bis 70 m mächtige Schwarzschiefer und dunkle Albitblastenschiefer (Abb. 3, Signatur 3). Tektonische Einschuppungen von Schrovinschiefer befinden sich bei Oberdorf (Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit N Lieser; Dolomit S Lieser).






OSTALPINE DECKEN

Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse

-  Nock-Kristallin
-  Lessacher Phyllonitzone
-  Schladminger Gneisdecke

Radstädter Deckensystem (unterost-alpine Position)

-  Permo-Mesozoikum
-  Altpaläozoischer Phyllit
-  Basement (A=Problematica, B=Großeck-, C=Tweng-, D=Veitl-Gneislamelle; E=Gneislamellen im Katschberg-Phyllit, F=Weißpriach-Gneislamelle)

PENNINISCHE DECKEN

Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizone)






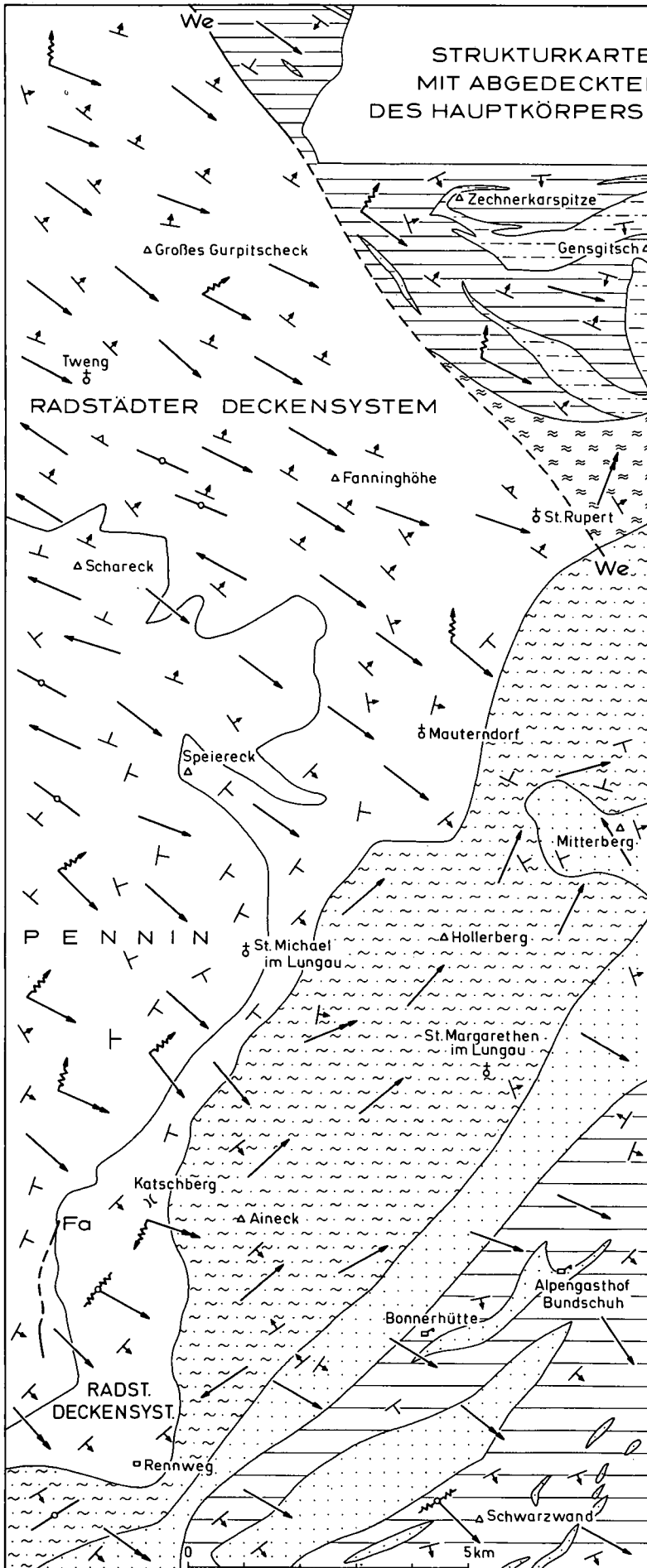
-  Deckensystem der peripheren Schieferhülle
-  Glockner-Serie
-  Schrovin-Serie
-  Murtörl-Serie
-  Storz-Serie

Abb. 1. Abgedeckte geologische Kartenskizze des mittleren Lungaus.

STRUKTURKARTE DES MITTLEREN LUNGAUS
MIT ABGEDECKTER SKIZZE DES INTERNBAUES
DES HAUPTKÖRPERS DER OSTALPINEN SCHUBMASSE



Lination
(meist ident mit der Hauptfaltenachse)

- horizontale Lage
- Neigung 6°-30°
- Neigung 31°-60°
- ↗ jung Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lination
- ↘ alt

Schichtung und Schieferung

- ⊥ Fallen 6°-30°
- ⊥ Fallen 31°-60°
- ⊥ Fallen 61°-84°

Spättektonische Störungen

(We=Weißpriachstörung, Fa=Fallbachstörung)

- beobachtet
- - - vermutet

HAUPTKÖRPER DER OSTALPINEN SCHUBMASSE

Nock-Kristallin:

- phyllitischer Granatglimmerschiefer
 - vorwiegend 'gesunder' Granatglimmerschiefer, stellenweise mit Pseudomorphosen nach Staurolith
 - mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)
 - Lessacher Phyllonitzone
- Schludminger Gneisdecke:
- vorwiegend Granatglimmerschiefer, stellenweise mit Pseudomorphosen nach Staurolith
 - Gneis, Amphibolit und Migmatit

Abb. 2.
Strukturkarte des mittleren Lungaus mit abgedeckter Skizze des Internbaus des Hauptkörpers der ostalpinen Schubmasse.

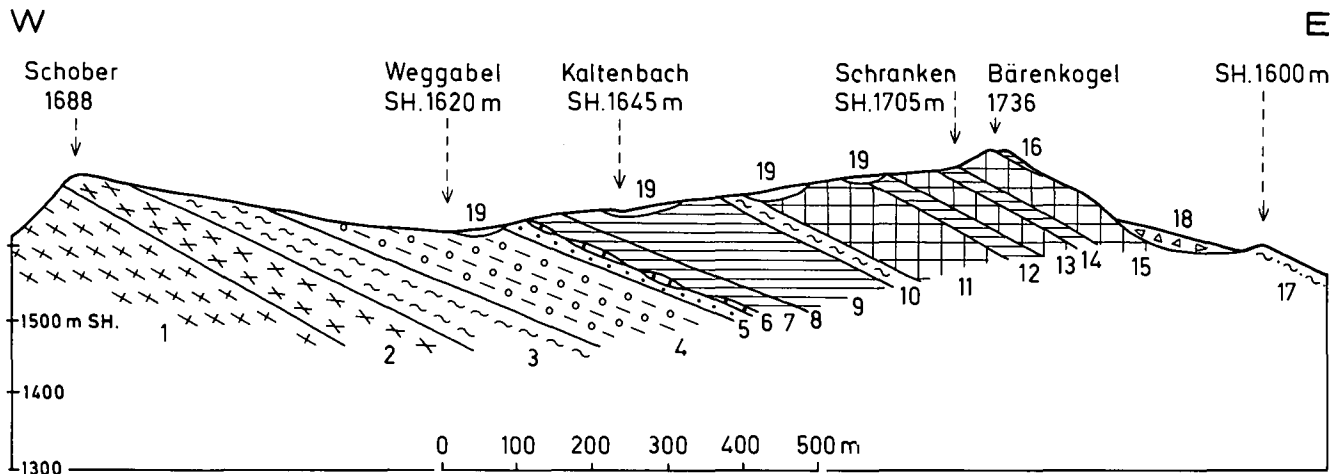


Abb. 3. Profil durch die periphere Schieferhülle im Wald NW Katschberg. Schematische Deutung, da keine kontinuierlichen Aufschlüsse vorhanden sind. Die Profillinie folgt zwischen Schober und dem Güterwegschranken SH. 1705 m den künstlichen Anschnitten des neuen „Kaltenbach“-Güterweges. Kareckserie: 1 = diaphthoritischer Bändermigmatit; 2 = Chloritprasinit, s: 15/43 E. Murtörlserie: 3 = dunkler Albitblastenschiefer (50 m). Schrovinserie: 4 = heller Albitblastenschiefer, s: 55/16 SE, Hauptlineation (Elongation der Gemengteile): 152/14 SE, Achse der jüngeren Knitterung mit Wellenlänge von 2–10 cm: 45/horizontal; 5 = Lantschfeldquarzit (3 m); 6 = Boudins von Rauhwacke (0,5 m). Glocknerserie: 7 = Kalkschiefer (10 m); 8 = Grünschiefer (1 m); 9 = Kalkschiefer; 10 = Schwarzschiefer (5 m); 11 = Grünschiefer, s: 170/18 E; 12 = Kalkschiefer mit Schwarzschieferlagen; 13 = Grünschiefer (20 m); 14 = Kalkschiefer, s: 30/27 SE, Lineation: 140/27 SE; 15 = Grünschiefer; 16 = Kalkschiefer. Nordrahmenserie der Hohen Tauern (Fuscherphyllit): 17 = Grünphyllit. Quartär: 18 = Bergsturzblockwerk; 19 = Moräne.

Der Kalkschiefer unter dem Schwarzschiefer bei den obersten Kapellen des „Kalvarienberges“ von Oberdorf, W Fallbach, entspricht petrographisch dem Bündnerschiefer.

Das ungelöste Problem der stratigraphischen Einstufung der Murtörlserie ist für die tektonische Gliederung des Deckensystems der Oberen Schieferhülle in den östlichen Hohen Tauern von wesentlicher Bedeutung (EXNER, 1971a, p. 47; 1984a, p. 366; TOLLMANN, 1977, p. 36).

3.1.3. Schrovinserie

Es wurden prächtige neue Vorkommen gefunden, die das regelmäßige Durchstreichen dieser wahrscheinlich permo-triadischen Serie (Fortsetzung der Seidlwinkl-Trias) mit eventuell Orthogneisresten (Rote Wand-Moderck-Gneislamellen der Sonnblickgruppe) bestätigen. An der NNW-Flanke des Katschberges erreicht die Schrovinserie 100 m Mächtigkeit.

Infolge des Baues der Autobahn findet man den oberen Teil dieser Serie auf 1,5 km Länge bei Oberweißburg E Zederhausbach vorzüglich aufgeschlossen. Die künstlichen Anschnitte an der Böschung der Autobahn beginnen S Viadukt der „Bahnmeisterei“ N Oberweißburg und halten mit Unterbrechungen bis NE Unterweißburg an (Abb. 4).

Der mittelkörnige Albit-Augengneis (Signatur 6) zeigt die Ausbildung, wie wir sie vom benachbarten Steinbruch Lanschütz (Hafnergruppe [EXNER, 1971a,

p. 73]) kennen. Es ist hier bei Oberweißburg ein ebenschiefriger grüner Phengitgneis mit 5 mm großen Albitaugen.

Unter dem Mikroskop (Se 3107, 3108) erweist sich der Albit als optisch ungestörter, ungefüllter, linsenförmig in der s-Fläche angeordneter Plag I und II mit Einschlüssen von Phengit und Quarz, welche außerhalb des Albites die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines darstellen. Der Phengit hat schwachen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Accessoria: Opazit, Kalzit mit Zwillinglamellen, Titanit und Apatit. Es fehlt Knaf. Genetische Deutung: Arkosegneis.

Am Zickenberg findet man mehrere deka-m mächtige Phengitgneise und Schiefer mit bis 8 mm großen Albitblasten des unteren Teiles der Schrovinserie teils anstehend, teils als Bergsturzblockwerk. 20 m mächtige „Trias“ im Liegenden (Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit) baut die S-Bergkante auf (neue Güterwege!).

Am S-Bergfuß des Murtales, oberhalb der Autobahn sind Bündnerschiefer (Kalkschiefer) im unteren Teil der Schrovinserie, bzw. im undeutlichen Grenzbereich zur Murtörlserie eingeschuppt. Höher oben stecken Grünschiefer der Glocknerserie zwischen Schrovinserie (Abb. 5, Figur 1, Signaturen 2 und 6). Analoge Verschuppung ist auch am Kareck-ESE-Kamm (Hafnergruppe, EXNER, 1971a, p. 69 und Abb. 14) vorhanden.

Von diesen komplizierten Schuppen merkt man längs des weniger kontinuierlich aufgeschlossenen Profiles

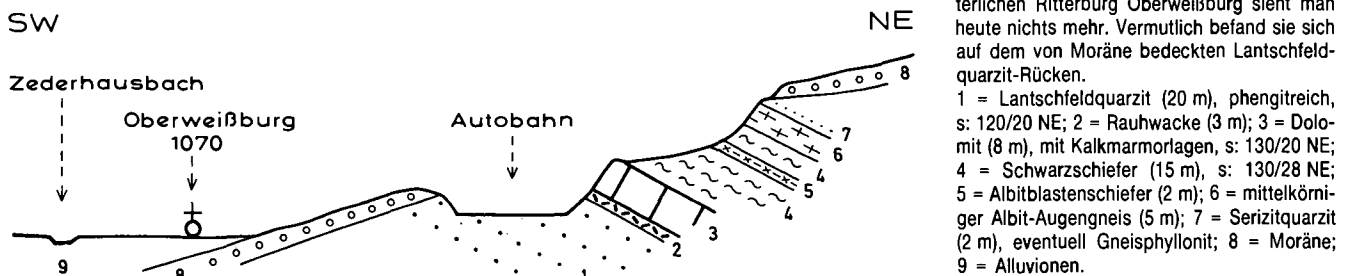


Abb. 4. Profil durch den oberen Teil der Schrovinserie im Autobahneinschnitt bei der Brückenüberführung Oberweißburg. Von Resten der historisch belegten mittelalterlichen Ritterburg Oberweißburg sieht man heute nichts mehr. Vermutlich befand sie sich auf dem von Moräne bedeckten Lantschfeldquarzit-Rücken. 1 = Lantschfeldquarzit (20 m), phengitreich, s: 120/20 NE; 2 = Rauhwacke (3 m); 3 = Dolomit (8 m), mit Kalkmarmorlagen, s: 130/20 NE; 4 = Schwarzschiefer (15 m), s: 130/28 NE; 5 = Albitblastenschiefer (2 m); 6 = mittelkörniger Albit-Augengneis (5 m); 7 = Serizitquarzit (2 m), eventuell Gneisphyllonit; 8 = Moräne; 9 = Alluvionen.

zwischen Schober und Bärenkogel nichts. Hier trifft man die Serien der peripheren Schieferhülle geradezu in schematischer Regelmäßigkeit übereinanderlagernd an. (Abb. 3).

In petrographischer Hinsicht erweist sich die Begehung des Lattendorfer Heuweges als sehr produktiv. Der Weg folgt der Gehängeleiste an der Basis der 100 m mächtigen Gneise und Schiefer der Schrovinserie, welche in 2.750 m langen Steilwänden vorzüglich aufgeschlossen sind. Es handelt sich um Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis mit Turmalin-Pegmatit-Knauern, Albit-Phengit-Quarz-Schiefer, Serizit-Quarz-Schiefer, verschuppt mit nur dm- bis m-mächtigen Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor und teils feinkörnigem grauem, teils grobkörnigem farblosem Dolomit. Die SE streichende Hauptlineation wird von der jüngeren, NNE streichenden Knitterungsachse überprägt.

Der ebenschiefrige grüne, klein- bis mittelkörnige Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck führt 1 bis 4 mm große Mikroklinaugen und nur untergeordnet auftretende Albitaugen. Er wurde in SH. 1190, 1210 und 1240 m mikroskopisch untersucht (Se 3111 bis 3114):

Der herrschende Feldspat ist Kalifeldspat, perthitarm bis perthitfrei, mit harter Mikroklingitterung und staubförmigen Einschlüssen, die man als Reste permischer Verwitterung deuten kann. Albit (Plag I und II, ungefüllt, Einschlüsse von Phengit und Quarz). Phengit (intensiver Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün, auch Querphengit vorhanden). Quarz. Accessoria: Apatit, Opazit und Zirkon.

Die für die Rote Wand-Modereck-Gneise typischen Turmalinpegmatitlinsen stehen in SH. 1240 m an einer Wildbachrinne etwa 10 m über dem Lattendorfer Heuweg an. Die Pegmatitknauern (Se 3109, 3110) sind 5 cm dick und führen bis 3 cm großen Kalifeldspat (mit flauer bis harter Mikroklingitterung), bis 1 cm lange Turmalinsäulchen, wenig Albit (Plag I und II, ungefüllt) und 3 cm großen Quarz (reich an Porenzügen). Es sind auch aggressive Quarzgewächse in Knaf und Plag vorhanden. Accessoria: Phengit (Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün), Apatit und Kalzit (mit Zwillingslamellen).

An der von Touristen viel begangenen, markierten „Gantalstraße“ zwischen Katschberg und Gasthof Almfried (Hafnereckgruppe) befinden sich S Schober mäßige Aufschlüsse in der Schrovinserie. Ihr Streichen verläuft im schleifenden Schnitt zur Straße. Teils an der künstlichen Straßenböschung, teils an Felsauftragungen aus der Moräne unter- und oberhalb der Straße findet man anstehend: hellen Albitblastenschiefer, Phengit-Augengneis (siehe Kapitel: Steinbrüche), Arkosequarzit mit vermutlichen Quarzgeröllen (oder ? Quarzboudins), Lantschfeldquarzit und 8 m mächtigen, feinkörnigen, grauen bis farblosen Dolomit (20 Höhenmeter unter der Straße).

Eine winzige, tektonisch höhere Schuppe von Schrovinserie findet sich innerhalb der Glocknerserie mit Rauhwacke (1 m mächtig im Bachgraben S Hanslhütte), mit Albitblastenschiefer und Lantschfeldquarzit (Abb. 13, Signatur 2) und Dolomit (Signatur 5) am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten. Auch W Fallbach sind Mikroklin-Phengit-Augengneis (perthit- armer Knaf mit 4 mm großen Karlsbader Zwillingen, Se 1403, 5 m mächtig bei der markanten Kehre des einstigen Weges), Rauhwacke und Dolomit (3 m, unter dem Serpentin) und Lantschfeldquarzit (2 m) im Hangenden des Serpentinits, jeweils mit Kalk- und Schwarzschiefer der Glocknerserie verschuppt.

Während des Vortriebes des Katschbergtunnels wurden im unteren Teil der peripheren Schieferhülle ebenfalls Albitporphyroblastenschiefer und Dolomit gefunden (FEHLEISEN, 1975, Spalte 9 der Tabelle 1 und p. 143).

Leider fehlt ein verlässliches geologisch-petrographisches Detailprofil der Gesteinslagen der peripheren Schieferhülle im Tunnel. Das Auftragen des Spritzbetons unmittelbar nach dem jeweiligen Tunnelvortrieb hätte eine geologische Beobachtung rund um die Uhr erfordert. Ich besichtigte den Tunnelvortrieb unter freundlicher Führung von Herrn Kollegen Dr. FEHLEISEN am 31. Jänner 1972, als im S-Abschnitt die Tunnelbrust bei Meter 1100 (Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Grünschiefer der Glocknerserie) stand. Bezweifeln möchte ich, daß der 10 m mächtige Kalk-Dolomitzug unmittelbar auf Bändergneis aufliegt.

S Oberdorf bildet der Dolomit den Wandzug oberhalb Pron im Liegenden des Serpentinits (Abb. 5, Figur 2, Signatur 2).

3.1.4. Brennkogelserie

Ihre Existenz im Arbeitsgebiet kann nicht sicher belegt, sondern nur auf Grund lokaler Vorkommen von Dolomitreccie, Schwarzschiefer und Serpentin (eventuell Lias) über der „Permo-Trias“ der Schrovinserie vermutet werden.

Im Tal des Fellerbaches auf Kartenblatt Mur folgen über der prächtigen „Trias“ in der Steilwand N Fell Schwarzschiefer (? Brennkogelserie) und erst darüber die Kalkschiefer der Glocknerserie bei Stein. Solcher Schwarzschiefer liegt auch im vorliegenden Arbeitsgebiet NE Unterweißburg (Geländekante 100 m SE Autobahnanschnitt) über der Schrovinserie und unter der Glocknerserie.

In verrutschtem Zustande bestehen Schollen des Zickenbergsturzes W Unterweißburg (Güterwegböschung in SH. 1210 m) aus Schwarzschiefer mit Lagen von Dolomitreccie vom Typus Pfandscharte. Die Matrix der Breccie besteht aus Phlogopit-Serizit-Albit-Quarz-Kalkschiefer. Die Komponenten stellen sich als 1 cm dicke Linsen von feinkörnigem grauem Dolomit (Se 3103) dar. Ferner sind im Schwarzschiefer farblose grobkörnige Kalkmarmorlagen, Kalkschiefer und Boudins aus mehrere cm dickem grauem Dolomit eingelagert.

Metamorphe Ultrabasite unweit von „Trias“-Schuppen in der Glocknerserie gibt es am wascherscheidenden Grenzkamm WSW Gantalscharte (Strahlsteinfels als Serpentinbegleitgestein, Abb. 13, Signatur 3) und W Fallbach in SH. 1455 m (5 m mächtiger Serpentin im Hangenden von „Trias“-Dolomit und Rauhwacke). Der 10 bis 20 m mächtige Serpentin NW Peitler liegt ebenfalls unmittelbar über Kalkmarmor und Dolomit der „Trias“ (Abb. 5, Figur 2). Überlagert wird er vom Hauptteil der Glocknerserie. Bezüglich der einstigen Nutzung des Ultrabasites bei Peitler siehe Kapitel: Steinbrüche. Probestollen auf Asbest im Kapitel: Ehemaliger Berbau.

3.1.5. Glocknerserie

„Jurassisch-kretazische“ Bündnerschiefer der Glocknerserie lagern mit 1000 m Mächtigkeit auf der Schrovins- und Brennkogelserie N Mur, wo sie tektonisch an-

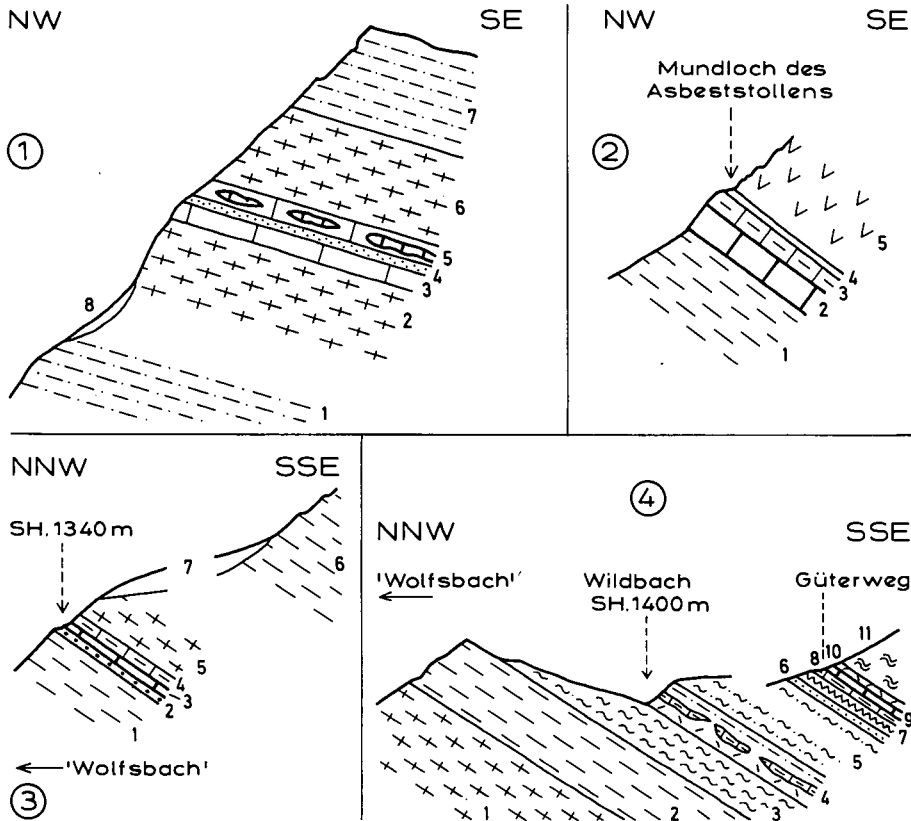


Abb. 5. Detailprofile dünner „Trias“-Lagen in und über der peripheren Schieferhülle S Mur.

- ① Tektonische Verschiebung von Schrovinserie mit Grünschiefer der Glocknerserie. Felswand in SH. 1350 m, oberhalb des Lattendorfer Heuweges, an der S-Seite des Murtales.
1 = Phengit-Augengneis und Arkosequarzit; 2 = Grünschiefer der Glocknerserie; 3 = Kalkmarmor (1 m); 4 = Graphitquarzit (0,3 m); 5 = Bänderkalkmarmor (0,5 m) mit „Trias“-Dolomit-Boudins; 6 = Grünschiefer der Glocknerserie (10 m), s: 142/20 NE, Lineation: 125/horizontal; 7 = Phengit-Augengneis und Arkosequarzit; 8 = Gehängeschutt.
- ② Profil durch die Basis des Serpentinities bei Peitler S Oberdorf im Liesertal.
1 = Kalkschiefer; 2 = farbloser „Trias“-Dolomit (3 m); 3 = Kalkmarmor (2 m); 4 = Grammatitasbest und Talkschiefer (0,5 m); 5 = Antigoritserpentin.
- ③ „Trias“-Linse in der Glocknerserie. Profil durch die Steiflanke des „Wolfsbachtalles“ WSW St. Peter im Liesertal.
1 = Kalkschiefer (über 100 m mächtig); 2 = Lantschfeldquarzit (0,2 m); 3 = farbloser „Trias“-Dolomit (0,3 m); 4 = Kalkmarmor (1 m); 5 = Grünschiefer; 6 = Kalkschiefer, s:48/46 SE; 7 = Gehängeschutt.
- ④ Mélange mit „Trias“-Rauhwacke (Signatur 4) an der Grenze Glocknerserie/Rahmenzone und „Trias“ der Tschaneckschollenzzone unter dem Katschbergphyllit. Profil am Neben-Wildbach des „Wolfsbaches“ SW St. Peter im Liesertal.
1 = Grünschiefer, s: 48/51 SE; 2 = Kalkschiefer (20 m); 3 = Schwarzschiefer (15 m); 4 = verknüttetes Mischgestein aus Rauhwacke, Kalkmarmor, Kalkschiefer und Grünphyllit (Mächtigkeit 10 m). Rahmenzone der Hohen Tauern: 5 = Grünphyllit (20 m). Tschaneckschollenzzone: 6 = Serizit-Chlorit-Quarzit (3 m), eventuell diaphthoritischer Gneis; 7 = feinkörniger schwarzer Mylonit; 8 = Bänderkalk (2 m); 9 = „Trias“-Dolomit (1 m); 10 = Rauhwacke (0,5 m); 11 = Katschbergphyllit.

geschoppt sind. Am Katschberg und im Liesertal sind sie auf 300 m Mächtigkeit reduziert.

Petrographisch handelt es sich um Kalkschiefer (Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer) mit Zwischenlagen unreiner Quarzite und kalkarmer Schwarzschiefer (metamorpher kohlenstoffreicher Tonschiefer). Im stratigraphischen oberen Teil der Bündnerschiefer stellen sich mehrere Lagen mächtiger Grünschiefer (metamorphe basische Laven und Tuffe) in Begleitung von Grünphylliten (Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten) ein, die man teilweise als Metatuffite deuten kann. Boudins von Serpentiniten bilden charakteristische weithinstreichende Lagen (unterer und oberer Serpentinzug im Zederhaustal). Diese, sowie seltene geringmächtige „Trias“-Linsen (Dolomit, Rauhwacke) weisen auf tektonische Schichtwiederholungen (Fortsetzung der Marislwand- und Zederhausschuppe der Hafnergruppe).

Im Hangenden folgt mit unscharfer Grenze die N Mur aus 800 bis 1000 m mächtigen Phylliten etc. (hauptsächlich Grünphylliten) bestehende Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fortsetzung der Matreier Zone). In ihr befinden sich abermals Kalkschiefer und Grünschiefer der Glocknerserie (Schareck-Zug), welche eine Verfaltung andeuten. Dieser Teil der Glocknerserie wird zusammen mit der Nordrahmenzone erst im nächsten Kapitel behandelt.

Die Lineation (zugleich Hauptfaltenachse und Elongation der Gesteinsgemengteile) streicht NW-SE und wird von der jüngeren, NE streichenden Knitterungsachse überprägt. Details im randlichen Aufbau der NE-Ecke der Tauernkuppel im Bereich Zederhaustal - Speiereck - St. Michael/Lungau sind aus der Neigungsrichtung der Lineation und aus dem Einfallen der s-Flächen der Glocknerserie gut ablesbar.

Die wichtige Achsenkulmination befindet sich im Raume um das Speiereck und markiert das NE-Eintauchen (karpatische Richtung) der Krümmungsecke des

Tauerngewölbes. Ich bezeichne diese Struktur als Speiereck-Achsenkulmination. Sie ist großräumig entwickelt. Meiner Erfahrung nach neigen sich die Faltenachsen vom Rauristal bis knapp N Speiereck (genau: Lanschützbach - Großer Lanschütz) nach W. In diesem Gebiet liegen sie flach (Achsenkulmination, NE eintauchendes Tauerngewölbe in karpatischer Richtung). Südlich davon, und zwar vom Speiereck bis ins Drautal und ins Untere Mölltal neigen sie sich nach SE (dinarische Richtung der breit angelegten Wölbung der SE-Ecke des Tauernfensters im Großraum: Katschberg - Spittal/Drau - Obervellach).

Die s-Flächen der Glocknerserie fallen im Zederhaustal nach NE und S Mur nach SE. Das bogenförmig umlaufende Streichen der s-Flächen ist in den tektonisch höheren Einheiten rings um das Speiereck (Nordrahmenzone und Radstädter System) gut ausgeprägt. Eine kleine Anomalie der s-Flächen der Glocknerserie mit NE-Fallen befindet sich im Liesertal bei Gries.

Detailbeschreibung

Zunächst bildet ein 400 m mächtiger, sehr gleichmäßig beschaffener Kalkschieferzug über dem Schwarzschiefer der Brennkogelserie den orographisch linken

Bergfuß des Zederhaustales mit Felswänden und wilden Mündungsschluchten des Lanschütz-, Brand- und Weißburgerbaches. Wegen seines ebenflächigen Parallelgefüges und der regelmäßigen Klüftung wird er bei Unterweißburg als Baustein gewonnen (siehe Kapitel: Steinbrüche). Tektonisch stellt er die Fortsetzung des Kalkschiefers bei Krottendorf (Hafnergruppe) dar. S Mur (ehemaliger Steinbruch bei Feichten) bildet er den markanten Wandzug NW Bärenkogel, Kaltenbach (Abb. 3, Signaturen 7 und 9), Fallbachtal-W-Seite (bei P. 1780) und Peitler. Dünne Grünschiefer sind ihm eingelagert. In seinen höheren Partien befindet sich der Untere Serpentinzug: Bei Zallerhütte (SH. 1400 m, Grammatitasbest und Talkschiefer, 2 m mächtig). Am Güterweg N Brandbach (SH. 1425 m, fuchsführender Chloritschiefer 1,5 m). Am markierten Karrenweg S Brandbach (SH. 1355 m, Talkschiefer 4 m), am Güterweg S Brandbach (SH. 1380 m, Serpentin 10 m) und am selben Güterweg S Weißburgerbach (Talkschiefer 3 m, mit Breunneritblasten). Alle diese Vorkommen bilden linsenförmige Boudins (häufig in Begleitung dünner Schwarzschiefer) in Fortsetzung des Serpentinits von Tafern (Hafnergruppe).

Die Marislwandschuppe der Hafnergruppe wird durch basale „Trias“ dort (Grießenspitze – Brettdeck – Großbeck) definiert (EXNER, 1971a, p. 80), welche im vorliegenden Arbeitsgebiet fehlt. Die Abgrenzung ist

deshalb auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus nicht durchführbar, sondern nur schätzungsweise zu vermuten. So möchte ich glauben, daß der obere Serpentinzug dieser Karte der Fortsetzung der Serpentinite der Marislwandschuppe (Hafnergruppe: Röhspitze, Pleißnitzkogel, Marislwand) und der darunter befindliche, mächtige Grünschieferzug: Hansbauerhütte – Sockel des Ahornkopfes dem Gosseneckzug dieser Schuppe entspricht.

Die sehr mächtigen Serpentin-Boudins des oberen Serpentinzuges bedingen eine Differentialtektonik der begleitenden Schiefer mit Schleppungen und lokalem W-Fallen der s-Flächen an den nach NW auskeilenden, kompetenten Serpentinlinsen (z. B. 450 m NW Ablanzerhütte, Abb. 12, Profil 3 und Abb. 7, Signatur 9). Im einzelnen reihen sich folgende Serpentinkörper von NW nach SE aneinander: Der 1 km lange und 30 m mächtige Serpentin mit Talkschiefer W Kesslerhütte; der in der Landschaft weithin sichtbare, 80 m mächtige Klotz N Ablanzer- und Müllnerhütte; die isolierte, 10 m dicke Linse aus Serpentin und Talkschiefer über dem rechten Ufer des Großen Lanschützbaches in SH. 1685 m; zwei parallel verlaufende, bis 25 m dicke Serpentinzüge S Großer Lanschützbach. Sie streichen zur Peterbauerhütte weiter, wo der obere Serpentinkörper in Begleitung von Grammatitasbest, Talk- und Breunneritschiefer 60 m Mächtigkeit erreicht. Und

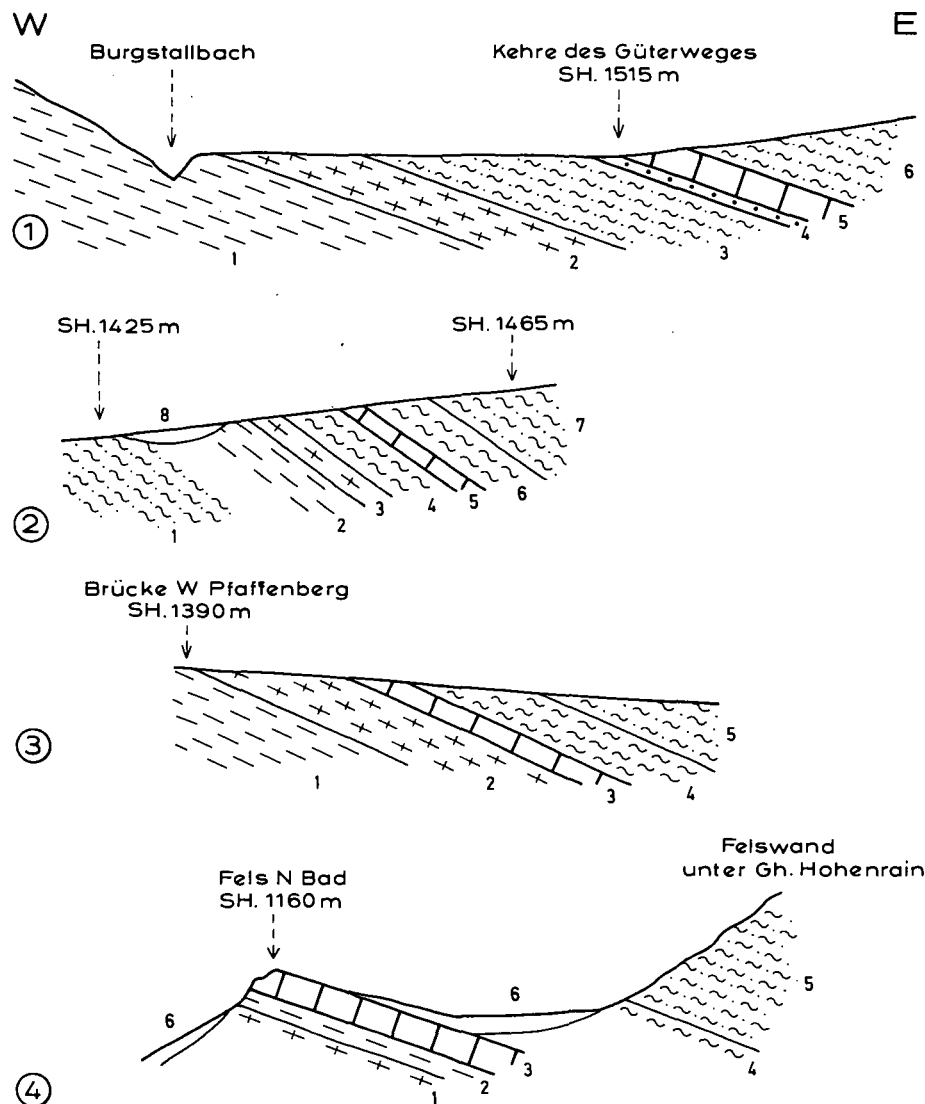


Abb. 6. Profile durch einige „Trias“-Dolomittlinsen und ihre Begleitgesteine im Grenzbereich von Glocknerserie und Nordrahmenzone der Hohen Tauern NW St. Michael im Lungau.

- ① Am Güterweg zur Lerchnerhütte in SH. 1515 m.
1 = Kalkschiefer, s: 112/18 SW, Lineation: 132/15 SE; 2 = Grünschiefer (10 m); 3 = Grünphyllit (20 m); 4 = Lantschfeldquarzit (1 m); 5 = Dolomit (6 m); 6 = Grünphyllit.
- ② Am selben Güterweg in SH. 1450 m.
1 = Grünphyllit, s: 120/32 NE; 2 = Kalkschiefer; 3 = Grünschiefer; 4 = Schwarzschiefer; 5 = Dolomit (2 m); 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünphyllit; 8 = Gehängeschutt.
- ③ Am selben Güterweg in SH. 1390 m.
1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer (20 m), s: 15/20 E, Lineation: 125/20 SE; 3 = grauer Dolomit (4 m); 4 = Schwarzphyllit; 5 = Grünphyllit.
- ④ N Bad bei St. Michael im Lungau.
1 = Grünschiefer (2 m), s: 170/18 E, Lineation: 125/18 SE; 2 = Kalkschiefer (5 m); 3 = farbloser Dolomit (6 m); 4 = Schwarzphyllit (5 m); 5 = Grünphyllit, s: 10/18 E; 6 = Gehängeschutt.

schließlich befindet sich nicht anstehendes Serpentin-Blockwerk an der S-Kante des Ahornkopfplateaus und deutet hier eventuell eine wegen der Unsicherheit des Anstehenden auf der geologischen Karte nicht eingezeichnete Fortsetzung an.

Da auch hier die in der Hafnergruppe vorhandene basale „Trias“ der Zederhausschuppe (EXNER, 1971a, p. 85) im vorliegenden Arbeitsgebiet (W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus) fehlt, kann nur vermutet werden, daß ein Teil der tektonisch höheren Kalk- und Grünschieferzüge eventuell der Zederhausschuppe angehören: Gebiet Steger-, Graa-, Lerchnerhütte und NE Bad bei St. Michael im Lungau. Im Zusammenhang mit einer Verfängerung mit der Nordrahmenzone der Hohen Tauern treten S Lerchnerhütte auch einige „Trias“-Linsen auf, eine Situation, die auch in der Hafnergruppe (N Stickerhütte und Nahendfeldtal) üblich ist. Die Variation der Begleitgesteine deutet auf intensive sedimentogene und tektonische Durchmischung hin (Abb. 6, Figuren 1 bis 4).

S Mur kann von einer Abgrenzung der Mariswand- und Zederhausschuppe nicht mehr die Rede sein. Im Prinzip bestehen aber solche tektonische Schichtwiederholungen auch hier zurecht. Darauf weisen die kleinen „Trias“-Linsen innerhalb der Grünschiefer (Klausgraben SH. 1150 bis 1170 m: Rauhwacke und Dolomit, 2,5 m mächtig) und Kalkschiefer (Rauhwacke S Hanslhütte und Dolomit am Grenzkamm, Abb. 13, Signatur 5) sowie beim Fallbach in SH. 1455 m hin, auf die bereits oben (Kapitel: Schrovlin- und Brennkogelserie) verwiesen wurde. Auch SW St. Peter stellt sich 1,5 m mächtige „Trias“ zwischen Kalk- und Grünschiefer ein (Abb. 5, Figur 3, Signaturen 2 bis 4). Im Randbereich von Glockner- und Rahmenserie (Grünphyllit) kommt es hier zu einer 10 m mächtigen Mélange (Abb. 5, Figur 4, Signatur 4). Nur dm-dicke Dolomitschollen im Grünphyllit des Tschanecks gehören diesem Randbereich an (Abb. 13, Signatur 22) und leiten zu den erwähnten bei St. Michael/Lungau über (Abb. 6).

Die Wechselfolge einiger Grünschieferzüge mit Kalk- und Schwarzschiefern läßt sich im Streichen recht exakt verfolgen: Glashütte – Bärenkogel (Abb. 3) – Tschaneck – Gantalscharte – Liesertal-N-Seite zwischen Oberdorf und Gries (einschließlich S-Abschnitt des Tauerntunnels [FEHLEISEN, 1975, p. 143–146]). Die Aufschlüsse des Grünschiefers in der Ortschaft St. Peter kenne ich aus früheren Jahren. Sie sind jetzt zugemauert (Wildbachverbauung „Wolfsbach“).

Petrographisch ist das Vorkommen von Biotit im Grünschiefer erwähnenswert. Megaskopisch erkennbaren Biotit (Biotit-Chlorit-Prasinit) fand ich in Fortsetzung der Glocknerserie der Hafnergruppe (EXNER, 1971a, p. 86) im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus nur N Mur: z. B. Schlucht 100 m SW Zallerhütte; ferner bei Buchstaben „B“ des Wortes „Brandgraben“ und in SH. 1475 m an der Güterwegkehre, 700 m NW Kirche St. Egid. Im Katschbergertunnel wurde Biotit im Grünschiefer nachgewiesen, allerdings ohne Angabe der Korngröße (FEHLEISEN, 1975, p. 145). Megaskopisch ist er mir dann erst wieder im Grünschiefer der Glocknerserie des Tauern-SE-Randes ab Torscharte bekannt. Neben primären stofflichen Eigenschaften des Eduktes der Grünschiefer scheint auch ein Zusammenhang mit alpidischer differentieller Verformung des Gesteines (Schonung des Biotites in den eher kompakten Grünschieferzügen N Mur), vorwiegend sekundäre Chloritisierung des Biotites in den inten-

siv „kalt“ verformten Grünschiefern des Katschberggebietes und Sprossen des Biotites im zwar ebenfalls intensiv verformten, aber „wärmeren“ S-Abschnitt der Hohen Tauern zu bestehen.

3.2. Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizeone)

Auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle lagern bis 700 m mächtige Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllite) und untergeordnet Schwarzschiefer als Fortsetzung des Fuscherphyllites der Glocknergruppe und der Oberen Schwarzphyllitzone des Gasteiner Gebietes. Sie werden als unterkretazischer oder jüngerer Bündnerschieferflysch gedeutet. Es handelt sich um die Fortsetzung entsprechender Phyllite der Matreier Zone am S-Rand der Hohen Tauern. Der Begriff „Rahmen der Tauern N über der Oberen Schieferhülle“ bzw. „Nordrahmen“ wurde von CORNELIUS (1934, p. 32; 1939, p. 197) für diese sehr charakteristische Zone in der Glocknergruppe geprägt.

Als Einlagerungen enthalten die Grünphyllite ehemals sandige Lagen (Quarzite) und Schollen von Basement und Permo-Trias des Radstädter Systems, die teils als Olistolithe, teils als tektonische Digitationen der von oben einspießenden Falten und boudinierten Lamellen dieses Systems zu deuten sind.

So wie im Gebiet um Gastein (Bärenkogel) und in der Hafnergruppe stellen sich auch hier in den eintönigen Phylliten der Nordrahmenzone einzelne Züge von Kalkschiefer, Grünschiefer und ein Serpentinikörper ein. Diese Lagen entsprechen petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie. Es ist denkbar, daß kalkreichere Sedimentation und basischer Vulkanismus mitunter auch noch zur Zeit der Ablagerung des Bündnerschieferflysches wieder wirksam waren. Teilweise mag es sich aber auch um sekundäre Verfaltung desselben mit der Glocknerserie handeln.

Wie man sich den Ablauf von Sedimentation und alpidischer Tektonik am S-Rand des südpenninischen Ozeans zur Zeit der heranrückenden Ostalpinen Schubmasse im weiteren Raume unseres Arbeitsgebietes vorstellen kann, haben FRISCH et al. (1987, Fig. 5 und 8) sehr anschaulich skizziert.

Im vorliegenden Arbeitsgebiet N Mur lassen 2 Leithorizonte (Quarzit der Kämpenköpfe und Kalkschiefer des Lungauer Scharecks) die folgende Gliederung der Nordrahmenzone von oben nach unten zu:

- Radstädter Deckensystem
- Nordrahmenzone
 - ⑤ Oberer Grünphyllit mit Schollen des Graggaber-Kristallins (Abb. 12, Profil 2, Signatur „A“; Abb. 9, Signatur 8).
 - ④ Schareck-Kalkschieferzug
 - ③ Mittlerer Grünphyllit
 - ② Kämpenquarzit
 - ① Unterer Grünphyllit
- Glocknerserie der peripheren Schieferhülle

S Mur (Katschberg und SW St. Peter im Liesertal) ist die Rahmenzone auf einige deka-m Mächtigkeit reduziert. Noch weiter S (Kartenblatt Spittal/Drau) setzt sie in die Matreier Zone fort (EXNER, 1980a, p. 384; 1984a, p. 359–360).

Die Lineation und zugleich Faltenachse der Gesteine der Nordrahmenzone N Mur streicht NW–SE mit NW-Neigung N der Linie: Großer Lanschützbach – Schöneck (Speiereck-Kulmination) und SE-Neigung S derselben. Die s-Flächen markieren das umlaufende Streichen um die Speiereck-Kulmination von NE-Fallen im N über E-Fallen (Zallingraben) bis SE-Fallen im S (Speiereck-S-Flanke, Obere Pindlalm, Gh. Hohenrain).

S Mur fallen Lineation und s-Flächen der Gesteine der Rahmenzone nach SE.

Petrographisch enthält der Grünphyllit als Hauptgemengteile Serizit, Chlorit und Quarz.

Die beiden zuerst genannten erweisen sich unter dem Mikroskop als postkinematisch kristallisiert. Der Quarz ist nur schwach undulös. Accessoria: Kalzit (syngenetisch mit Zwillinglamellen), Turmalin, Opazit, Apatit und Rutil. Es fehlt Feldspat. Untersucht wurde nur eine Probe vom Großen Lanschütz-NE-Kamm in SH. 2180 m (Se 2912).

Das Gestein ist epimetamorph und jedenfalls intensiver deformiert und umkristallisiert als im Bereich der Sandstein-Breccien-Zone des Salzachtales. Mitunter ist der Phyllit stärker kalkhändig und weist Kalzitknauern als boudinierte Mobilisate auf. Solche Lokalitäten sind: Kämpenköpfe (NW-Kamm in SH. 2260 m und SW-Flanke in SH. 2255 m), Großer Lanschützgraben (SH. 1945 m und 1720 bis 1690 m), Speiereck-SW-Kamm (SH. 2200 m) und Fußsteig S Peterbauerhütte (SH. 2000 m).

Die Farbe des Gesteines ist grau und grün, aber nicht bunt. Den Namen „bunter Phyllit“ oder „Buntphyllit“ sollte man diesbezüglich vermeiden und auf manche grell grüne, violette und rote Phyllite des Alpenen Verrucano beschränken (BRAUMÜLLER, 1939, p. 130; EXNER, 1979, p. 18 und Legende zur geologischen Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend: Signatur Nr. 42).

Erstaunlich ist es, daß im vorliegenden Arbeitsgebiet Schwarzschiefer merklich gegenüber Grünphyllit zurücktritt. Hingegen sind in der Hafnergruppe (geologische Karte von EXNER, 1983) und im Profil des Autobahn-Tauerntunnels (DEMME, 1976) Schwarzschiefer („Graphitphyllit“) und Grünphyllit („Chloritphyllit“) in volumetrisch etwa gleichem Ausmaße und ständig wechseltend am Aufbau der Nordrahmenzone der Hohen Tauern beteiligt.

Der genannte Tauerntunnel quert die Nordrahmenzone unter dem auflagernden Radstädter Deckensystem in streichender Fortsetzung des vorliegenden Arbeitsgebietes. Er bietet den besten Einblick in die fremden Einschaltungen innerhalb der Hauptmasse der Schwarzschiefer und Grünphyllite: Gutachten von TOLLMANN (1965) und Beobachtungen von BRANDECKER und DEMME (teste 1976). Es treten Linsen aus Quarzit, Bändermarmor, mächtigem Dolomit, Anhydrit (an der Gebirgsoberfläche Gips), Grünschiefer, Serpentin und Talkschiefer auf. Die Linsen sind ähnlich wie im vorliegenden Arbeitsgebiet als mehrere, jeweils im Streichen zu verfolgende Schollenzüge angeordnet.

3.2.1. Gebiet N Mur

3.2.1.1. Unterer Grünphyllit

Da Grünphyllite bereits als einzelne Lagen in der Glocknerserie auftreten, ist die Untergrenze des zusammenhängenden Unteren Grünschieferzuges nicht sehr scharf. Sie verläuft längs der Linie: „Fellertal“ – Schieferhütte – Kesslerhütte – Großer Lanschützgraben (SH. 1720 m) – Peterbauerhütte – Speiereck-SW-Kamm (SH. 1900 m) – S Lerchnerhütte (SH. 1600 m) – NE Bad (bei St. Michael).

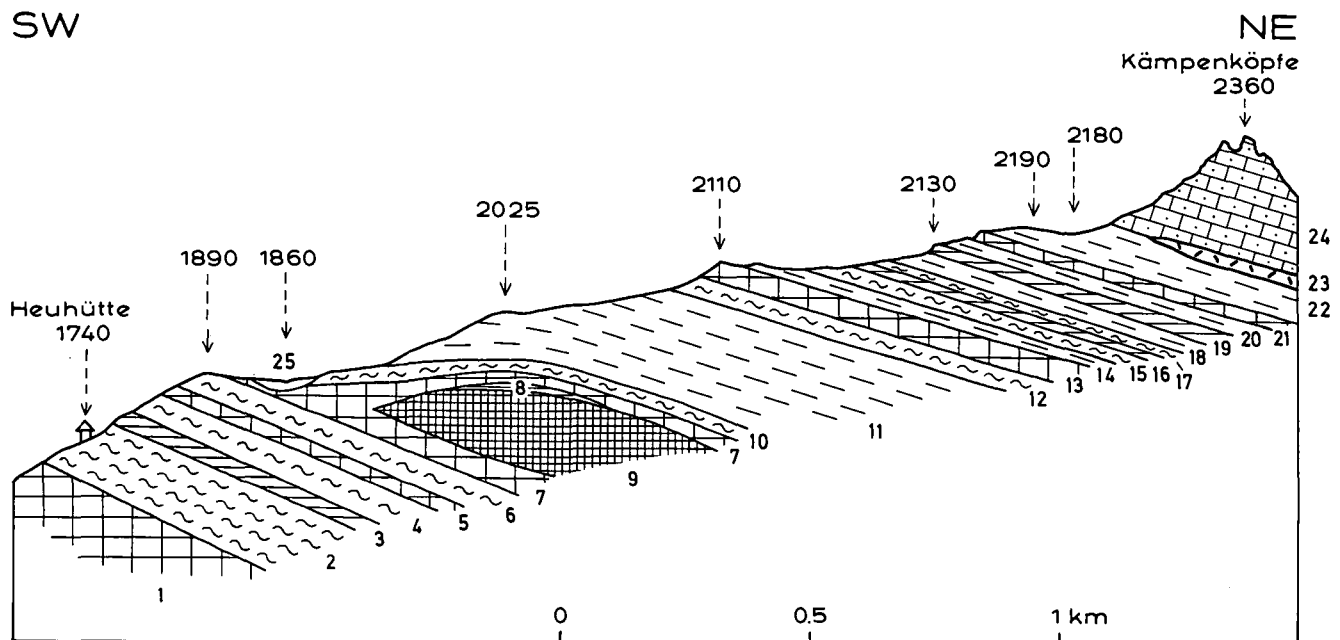


Abb. 7.

Profil durch den Unteren Grünphyllit längs des SW-Kammes der Kämpenköpfe.

Die beobachtbaren Schwarzschieferzüge innerhalb des monotonen Grünphyllites sind hier detailliert eingetragen.

Glocknerserie: 1 = Grünschiefer; 2 = Schwarzschiefer; 3 = Kalkschiefer; 4 = Schwarzschiefer; 5 = Grünschiefer; 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünschiefer (30 m), aberrantes W-Fallen über dem ausspitzen Serpentin, s: 40/15 NW, Lineation: 112/12 W; 8 = Kalkschiefer (3 m), ebenfalls aberrantes s: 22/14 W, Lineation: 112/13 W; 9 = Serpentin (80 m); 10 = Schwarzschiefer. Unterer Grünphyllit: 11 = Grünphyllit, sein W-Teil zeigt aberrantes W-Fallen infolge des auskeilenden Serpentin-Boudins, s: 60/18 NW; 12 = Schwarzschiefer (8 m); 13 = Grünschiefer (10 m); 14 = Grünphyllit (10 m); 15 = Schwarzschiefer (30 m); 16 = Kalkschiefer (5 m); 17 = Schwarzschiefer (10 m); 18 = Grünphyllit (20 m); 19 = Kalkschiefer (10 m); 20 = Grünphyllit (30 m); 21 = Grünschiefer (10 m), s: 112/16 NE, Lineation 116/7 W; 22 = Grünphyllit; 23 = Rauhwacke (6 m), s: 130/15 NE. Kämpenquarzit: 24 = Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit. Quartär: 25 = Gehängeschutt.

Der Grünphyllit enthält zahlreiche Schwarzschieferlagen. Im Detailprofil der Abb. 7 wurden sie dargestellt, in der geologischen Karte wurden sie mit dem Grünphyllit zu einer Signatur zusammengezogen.

Berücksichtigt in der geologischen Karte wurden 2 dicke Quarzlagen (bis 2 m mächtig, E Kesslerhütte und im Großen Lanschützgraben in SH. 1790 m), während dünne quarzreiche Lagen in den tonig-sandigen Sedimenten der Schwarzschiefer und Grünphyllite sehr häufig sind.

Mehrere km lange Leithorizonte geben die wenigen und gering mächtigen Kalk-, Grün- und Schwarzschiefer ab, welche petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie gleichen. Sie treten auch morphologisch als Härtlingsleisten hervor. Besonders erwähnt sei der 2 km lange und bis 30 m mächtige Grünschieferzug: S Schieferhütte (SH. 2025 m) – Kämpenköpfe-SW-Kamm (Abb. 7, Signatur 13) – Großer Lanschützgraben (SH. 1845 m). Am interessantesten ist der 5 km lange Kalkschieferzug, der mit 5 bis 10 m Mächtigkeit und teilweise in Begleitung von Grünschiefer, Schwarzschiefer, im S auch von Lantschfeldquarzit, Dolomit und Rauhwacke vom Kämpenköpfe-SW-Kamm (Abb. 7, Signatur 19) durch den Kessel des Großen und Kleinen Lanschützgrabens über den Speiereck-SW-Kamm zieht und nach Bedeckung durch den Bergsturz der Speiereck Halterhütte im Gelände der Oberen Pindlalmhütte wiederauftaucht. Hier wird er von „Trias“ begleitet und nähert sich dem Schareck-Kalkschieferzug. Es wäre denkbar, die beiden in einem Faltschluß zusammenzuhängen. Dazu wären in Zukunft tektonische Spezialuntersuchungen im bewaldeten, recht steilen und von Moräne und Gehängeschutt teilweise überdeckten Terrain unter der genannten Oberen Pindlalmhütte erforderlich.

3.2.1.2. Kämpenquarzit

Dieser Quarzit bildet einen 4 km langen Gesteinszug im Streichen und keilt nach SE (Kleiner Lanschütz) im Grünphyllit aus, mit dem er auch sonst infolge von Wechsellagerung im m-Bereich und petrographischer Übergänge enge verbunden ist. Ich bezeichne ihn nach den bizarren Felstürmen der Kämpenköpfe („schlafender Riese“ im Volksmund des Lungaus, wegen seiner Silhouette im Blick aus der Mariapfarrer Gegend) als Kämpenquarzit. Er erreicht dort infolge tektonischer Anschoppung mittels sichtbarer Isoklinalfalten 150 m Mächtigkeit. Am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus besitzt er 50 m Mächtigkeit (Talkessel des „Fellerbaches“ W Schareck).

Schon CLAR (1937, Fig. 27) zeichnet richtig die tektonische Position dieses „Quarzitschiefers“ und TOLLMANN (1961a, p. A84) erwähnt als „auffälliges Schichtglied der Schieferhülle SE vom Schareck sehr mächtigen, intensiv verfalteten, sehr reinen jurassischen Quarzit“. Ich führte die erste petrographische Untersuchung dieses Quarzites durch und könnte mir vorstellen, daß es sich um metamorphen Hornsteinquarzit („Radiolarit“) handelt.

In seiner typischen Ausbildung (Kämpenköpfe-NE-Grat) zeigt das Gestein freischichtig einen sehr regelmäßigen feinschichtigen Lagenbau von 1 mm dicken, farblosen Quarzlagen, die von, nur Bruchteile von mm-dicken, farblosen und grau-grünen Serizitlagen geschieden werden. Quarzmobilisation erzeugt bis mehrere cm dicke, boudinierte Quarzlagen. Auf dem häufig ebenflä-

chigen Haupt-s beobachtet man eine deutliche Lineation als Elongation der farblosen und graugrünen Serizitrundern. Zu erkennen sind auch stahlschwarze Blättchen, deren Durchmesser 1 mm nicht überschreitet (Chloritoid).

Die mikroskopisch untersuchten Proben von den Kämpenköpfen (Se 3013, 3015), von der Großer Lanschütz-NNE-Flanke (Se 3014) und vom Karrenweg in SH. 1940 m, 750 m W Schareck (Se 3102) erweisen den Kämpenquarzit als Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit. Der Quarz (0,1 bis 0,4 mm \varnothing) des Grundgewebes ist granoblastisch xenomorph. Der Serizit zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis zart hellgrün. Er ist meist mit Opazit parallel verwachsen und mit Opazit gefüllt oder unregelmäßig vergesellschaftet und kommt teils als beträchtlich große Scheiter (bis 0,4 mm \varnothing), teils in Form feinstblättriger linsiger Aggregate vor. Der reichlich vorhandene Opazit bildet lappige, meist unregelmäßig begrenzte Gestalten und ist streng an die Serizitlagen gebunden. Er fehlt den aus Grundgewebsquarz aufgebauten Lagen des Gesteines. Megaskopisch (Geologenkompaß) ist das Gestein nicht magnetisch. Der Chloritoid (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün, schiefe Auslöschung, negativer Zonencharakter, schwache Doppelbrechung, polysynthetische Zwillinglamellen) ist mit seinen Blättchen parallel s angeordnet. Es kommt auch Querchloritoid vor. Accessoria: Hämatit (10 mm große Blasten), Turmalin, Titanit, Apatit und Zirkon. Ganz selten ist Chlorit, von dem nur in einem Schriff 2 Individuen angetroffen wurden. Es fehlen: Rhomboedrisches Karbonat, Biotit und Feldspat.

Der feine Lagenbau und der Reichtum an Opazit (bisher nicht näher mineralogisch untersucht) stellen den Kämpenquarzit in die Nähe der Chloritoid-Hämatit-Serizit-Quarzite und Hämatitquarzite des Großarltales, die ich dort bei Wimm und an der Aubauer-Forststraße im Jahre 1977 unter Führung von Herrn Kollegen Dr. ZIMMER (PEER & ZIMMER, 1980, p. 436, 437, 452) kennenlernte und für die eine Entstehung aus Radiolarit teilweise für möglich gehalten wird.

Vom Lantschfeldquarzit unterscheidet sich der Kämpenquarzit eindringlich vor allem durch seinen Reichtum an Opazit und durch seinen Chloritoid. Da der Kämpenquarzit weder Kalzit noch Dolomit führt, hat er nichts mit den „jurassischen“ Karbonatquarziten der Bündnerschiefer zu tun. Durch das Fehlen von Grobklastika unterscheidet er sich vom flyschartigen Sandstein der Sandstein-Breccien-Zone des Tauern-Nordrahmens im Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend.

Man kann das Edukt des Kämpenquarzites eventuell als Hornstein im distalen Bereich des unterkretazischen Bündnerschieferflysches (heute Grünphyllites) auffassen. Dem entspräche auch die erwähnte unscharfe Grenze zum Grünphyllit.

3.2.1.3. Mittlerer Grünphyllit

Zwischen Kämpenquarzit und dem Schareck-Kalkschieferzug stellen sich besonders reichlich Schollen von Fremdgestein im Grünphyllit ein (teils Olistolithe, teils tektonische Linsenzüge als Ergebnis von Verfaltung und Boudinage).

Hierher gehören am W-Kartenrand bei P. 2117 „Trias“ (Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor) mit einer 20 m mächtigen Serpentinlinse (Abb. 12, Profil 1 und Abb. 8, Figur 1), welche auf Kartenblatt Mur am Karboden SW Hauseralm fortsetzt; ferner am Schareck-S-Kamm „Trias“ (Rauhwacke 3 m, Dolomit 2 m) und in der Scharte N Kämpenköpfe abermals Rauhwacke (4 m). Dieser Rauhwacke-Teppich läßt sich E um die Kämpenköpfe verfolgen. Am Schöneck-SW-Kamm ist ihm 12 m mächtiger Grünschiefer eingelagert (Abb. 12, Profil 3 und Abb. 8, Figur 2). Besonders groß und zahlreich erweisen sich die Dolomit- und Rauhwackelinsen im mittleren Grünphyllit ESE Kämpenköpfe bis zum NE-Kamm des Großen Lanschütz, wo abermals Grünschiefer (5 m mächtig) auftritt. In diesem Be-

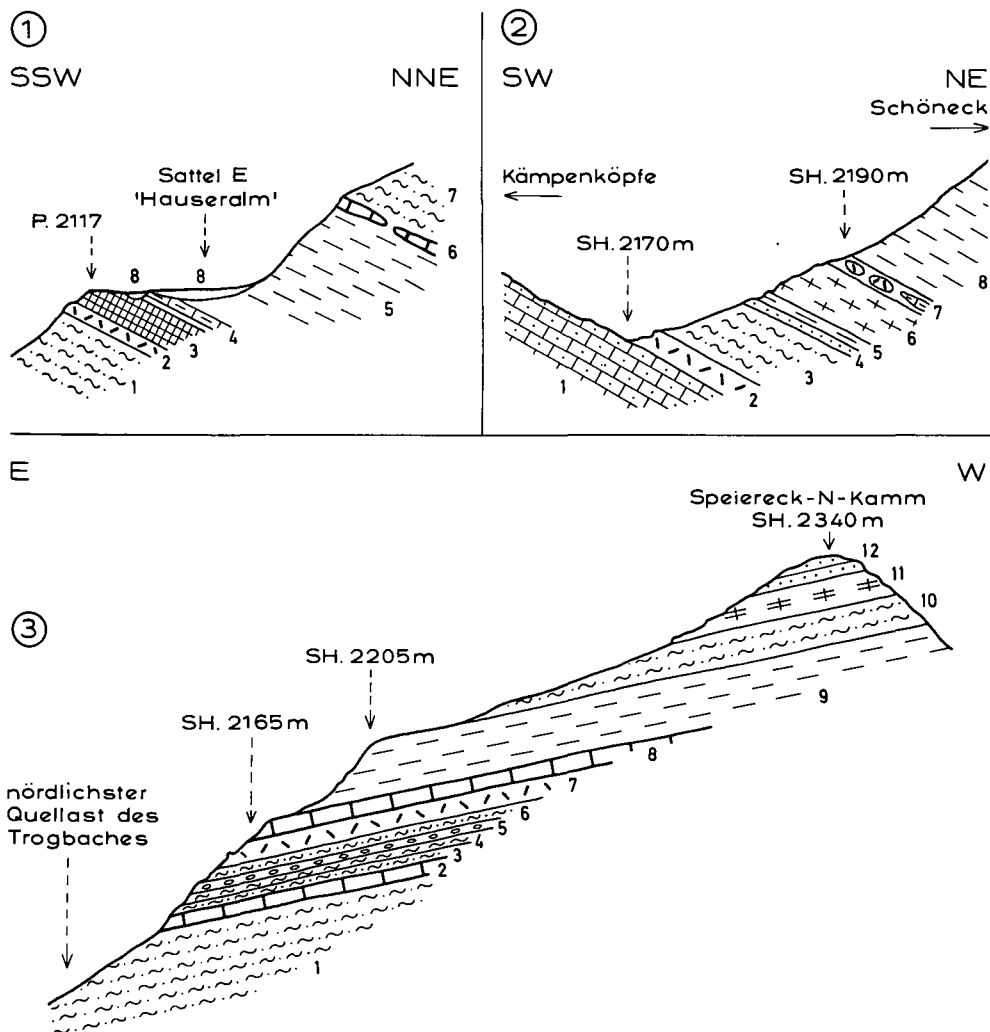


Abb. 8. Der mittlere Grünphyllit und seine Fremdgesteinsschollen.

- ① Profil SW Lapernigspitze. 1 = Grünphyllit (im Hangenden des Kämpenquarzites); 2 = Rauhwacke (10 m), in streichender Fortsetzung befinden sich Dolomit-Boudins; 3 = Serpentin (20 m), mit Grammatitasbest und Chloritschiefer; 4 = Kalkmarmor (1 m); 5 = Kalkschiefer (80 m, Schareck-Kalkschieferzug); 6 = Dolomit-Boudins, bis 15 m mächtig, in streichender Fortsetzung auch Rauhwacke; 7 = Grünphyllit (Oberer Grünphyllitzug); 8 = Moräne.
- ② Profil durch die Scharte zwischen Kämpenköpfen und Schöneck. 1 = Kämpenquarzit; 2 = Rauhwacke (5 m); 3 = Grünphyllit (15 m); 4 = Lantschfeldquarzit (1 m); 5 = Schwarzschiefer (1 m) und Kalkschiefer (1 m); 6 = Grünschiefer (12 m); 7 = Grünphyllit (2 m), mit Schollen von Rauhwacke und Kalkmarmor; 8 = Kalkschiefer (Schareck-Kalkschieferzug), s: 130/28 NE, Lineation: 120/18 SE.
- ③ Profil durch den Speiereck-N-Kamm. Mittlerer Grünphyllit: 1 = Grünphyllit; 2 = Dolomit; 3 = Grünphyllit; 4 = Schwarzschiefer; 5 = fuchsitführender Kalkschiefer (3 m) und polygene Breccie (20 cm lange, graue Dolomitlinsen in Kalkschiefermatrix) (1 m), s: 150/18 W, Lineation: 125/8 SE; 6 = Grünphyllit; 7 = Rauhwacke; 8 = Dolomit, verengt mit Grünphyllit. Schareck-Kalkschieferzug: 9 = Kalkschiefer, s: 95/34 S, Lineation: 145/28 SE. Oberer Grünphyllit: 10 = Grünphyllit, s: 107/27 S, Lineation: 115/8 SE. Radstädter Deckensystem: 11 = diaphthoritischer Phyllit, regressiv metamorph wahrscheinlich nach Gneis (Speiereck-Kristallin) (20 m); 12 = Lantschfeldquarzit.

reich bestehen die bis 10 m mächtigen Dolomitlinsen aus feinkörnigem hellgelbem, jedoch braun anwitterndem Dolomit, der von zahlreichen Quarzadern durchzogen ist. Neben den bis 6 m dicken Rauhwackelinsen kommen selten Kalkmarmorsschollen vor.

Der mittlere Grünschieferzug streicht in den Zallin-graben weiter, wo er ein Halbfenster unter dem Schareck-Kalkschieferzug bildet und wiederum Rauhwacke (5 m bei Zallinhütte und W Resthütte) und Dolomit (8 m am Grobeck-WNW-Kamm) enthält. Infolge Auskeilens des Kämpenquarzites kann der mittlere vom unteren Grünphyllit in der Speiereck-W-Flanke nicht mehr gesondert werden. Hingegen taucht in der E-Flanke des Speierecks der mittlere Grünschiefer im oberen Teil des Trogalmkares unter den Schareck-Kalkschieferzug endgültig nach S ab, wobei sich Dolomit-, Rauhwackelinsen und auch polygene Dolomitbreccie einstellen (Abb. 8, Figur 3, Signatur 5).

3.1.2.4. Schareck-Kalkschieferzug

Er wurde erstmals von CLAR (1937, p. 297-298, Fig. 1 und 27) als „wichtiger Leithorizont“ und nahezu hangendstes Band der „Schieferhülle“ erkannt, mit dessen Hilfe sich die Basis des Radstädter Deckensystems (Speiereckschuppe und Weißeneckdecke) auch in den morphologisch zunächst unübersichtlichen Isoklinalhängen der orographisch rechten Seite des Taurachtales (Halbfenster der Rahmenserie unter dem Radstädter Deckensystem des Graggaber-, Holzeralm-,

Passeggeralm-, Zallin- und Trogeralmkares) verfolgen läßt.

Vom W-Kartenrand (Abb. 12, Profil 1) zieht der Kalkschieferzug zum namensgebenden Schareck, dessen prächtige Gipfelpyramide er mit 150 m Mächtigkeit aufbaut. Von hier streicht er mit abnehmender Mächtigkeit durch die oben genannten Seitenkare des Taurachtales und ist auf den sie trennenden Querrippen weithin sichtbar aufgeschlossen: Schöneck, Großer Lanschütz-NE-Kamm und Grobeck-WNW-Kamm. Nach Beendigung dieser Halbfenster-Tour überschreitet der Schareck-Kalkschieferzug wiederum zurück den wasserscheidenden Kamm zum Zederhaus-Mur-Tal, indem er rund um den Kamm der beiden Lanschütze und des Speierecks zur Peterbauerhütte streicht. Im Bachgraben W dieser Hütte hat er noch 15 m Mächtigkeit. Oberhalb St. Michael/Lungau keilt er E. P. 1322 aus, bzw. bildet einen Faltschluß und setzt im Kalkschie-

ferzug der Oberen Pindlalmhütte in Richtung Speiereck Halterhütte noch mehrere km als unterer Schenkel einer großen Liegendfalte fort (Offenes Problem, siehe oben im Kapitel: Unterer Grünphyllit!).

Petrographisch unterscheidet sich der Schareck-Kalkschiefer nicht von dem entsprechenden Gestein der Glocknerserie. Im frischen Zustand ist er grau. Er bildet die bekannten, braun anwitternden Bratschenhänge. Er enthält grobklüftige Partien aus glimmerreichem Kalkmarmor, der besonders schöne Isoklinalfaltung erkennen läßt und durch Hanggleitung über den wasserstauenden Grünphylliten große Bergsturzareale verursacht.

3.2.1.5. Oberer Grünphyllit mit Schollen des Graggaber-Kristallins

N und NE Schareck befindet sich im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges nochmals Grünphyllit mit besonders mannigfaltiger Schollen- und Schuppenstruktur fremder Einlagerungen (Abb. 9, Signaturen 4 bis 9), den ich oberen Grünphyllit nenne. Er enthält auch vermutlich Basement-Schollen (Graggaber Kristallin: Abb. 12, Profile 1 und 2, Signatur „A“; Abb. 9, Signatur 8). Erst über der kompliziert gebauten Oberen Grünphyllitzone setzt hier das Radstädter Deckensystem (Weißeneckdecke etwa ab Signatur 20 der Abb. 9) ein.

Das Graggaber-Kristallin ist so wie das Speiereck-Kristallin ein petrographisches Problematikum. Die Struktur erinnert an Gneis, tatsächlich nachweisbar ist

nur ein Phyllit. Mit solchem Gestein hatte ich schon in der Tauern-Nordrahmenzone in der Hafnergruppe zu tun: Geologische Karte der Hafnergruppe Signatur Nr. 26, Diaphthorit, Grünphyllit und Quarzphyllit, teilweise sekundär nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis. Mit petrologischen Methoden ist derzeit das Edukt nicht nachweisbar. Strukturgeologisch (megaskopischer Habitus und tektonische Position) läßt sich vermuten, daß es sich um regressiv metamorphes Basement aus dem Ostalpinen Deckenkörper handelt.

Dieser fragliche Gneisphyllonit steht am Kamm zwischen Schareck und Lapernigspitze mit 30 m Mächtigkeit an und ist am Hang zum Graggaberkar breit entwickelt (Abb. 9, Signatur 8; Abb. 14, Signatur 1c). Er bildet auch im Holzerkar einen Wandzug in SH. 1900 m, 350 m S Laglerspitze. Genetisch dürfte es sich um Kristallinschollen der Ostalpinen Decke handeln, die in den Bündnerschieferflysch eingegliedert sind (Olistolithe). So sind auch die polygene Breccie (1 m mächtig mit Komponenten von Dolomit und Quarzit in Kalkschiefermatrix) und der 10 m mächtige Dolomit im Holzerkar 1,1 km NE Schareck zu deuten.

SE Schareck dünnt der Obere Grünphyllitzug aus, so daß das Radstädter Deckensystem unmittelbar auf dem Schareck-Kalkschieferzug aufliegt (Schöneck, Weiße Wand, Gastalm, Grobeck).

Hingegen stellen sich über der Zallinwand (Schareck-Kalkschiefer) am breiten Gipfelkamm des Großen und Kleinen Lanschütz wenige m mächtiger Oberer Grünphyllit mit Kalkschiefer, Rauhwacke und Dolomit ein. Diese Serie fällt unter das Speiereck-Kristallin des

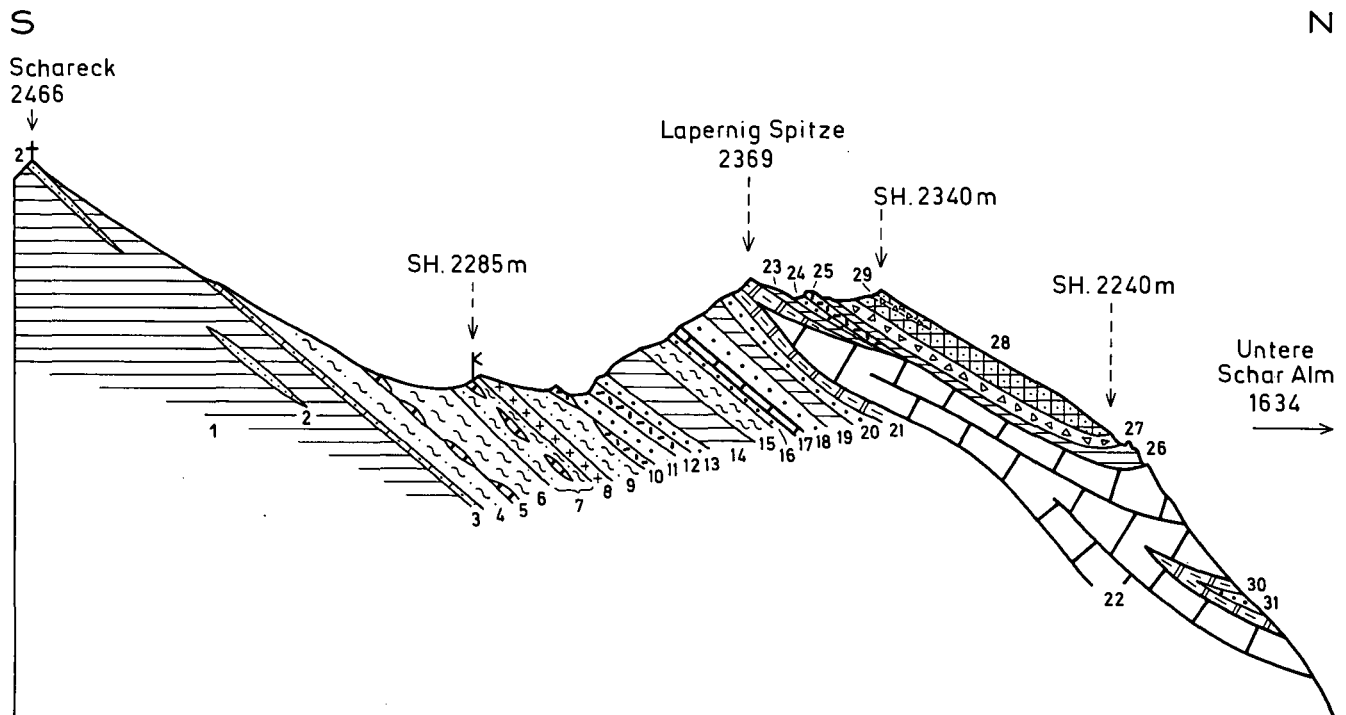
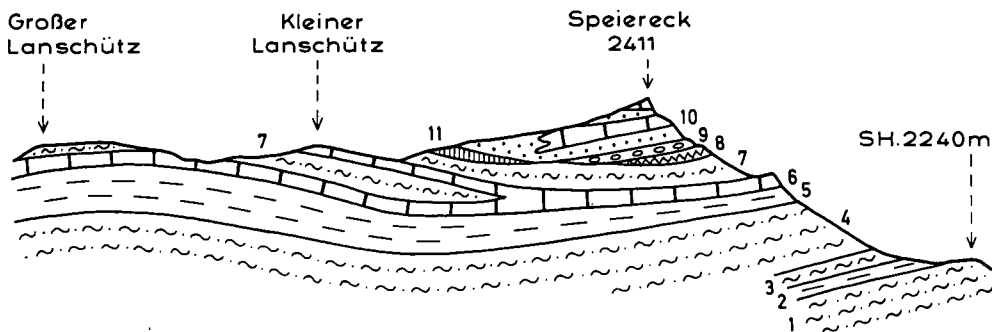


Abb. 9. Profil durch Schareck-Kalkschiefer, Oberen Grünphyllit mit Olistolithen und tektonischen Schuppen sowie durch die Basis des Radstädter Deckensystems mit der Schichtfolge der Weißeneckdecke.

1 = Kalkschiefer; 2 = Quarzit (2 m), s: 116/37 NE, Lineation: 114/8 W; 3 = Quarzit mit Schollen von grauem Kalk; 4 = Grünphyllit; 5 = Dolomitschollen; 6 = Schwarzschiefer; 7 = Grünphyllit mit Dolomitschollen; 8 = fraglicher Gneisphyllonit (Graggaber Kristallin) (30 m), s: 64/42 NW, Lineation: 64/22 SW; 9 = Grünphyllit; 10 = Schollen von Rauhwacke und Dolomit; 11 = Lantschfeldquarzit (10 m); 12 = Rauhwacke (5 m); 13 = Lantschfeldquarzit (3 m); 14 = Kalkschiefer (25 m); 15 = Schwarzschiefer (20 m); 16 = Lantschfeldquarzit (3 m); 17 = Dolomit (2 m); 18 = Lantschfeldquarzit (20 m), s: 68/49 NW, Lineation: 90/20 W; 19 = Kalkschiefer (15 m); 20 = Lantschfeldquarzit (10 m); 21 = grauer anisicher Kalkmarmor (20 m), s: 117/48 NE, Lineation: 125/21 NW; 22 = mitteltriadischer Dolomit; 23 = Kalkschiefer (4 m); 24 = Lantschfeldquarzit (1 m); 25 = Rauhwacke (4 m); 26 = jurassischer Kalkschiefer (2–30 m) mit grauen Kalklagen; 27 = polygene Breccie der Jungsichten (10–20 m) mit Lagen von Kalkschiefer, s: 100/43 N, Komponenten der Breccie: Dolomit, Kalk und Quarzit, Matrix: Karbonatquarzit; 28 = Malm-Hornsteinquarzit („Radiolarit“) (10–20 m), mit Lagen von Manganerz; 29 = polygene Breccie (1,5 m); 30 = anisicher grauer Kalk; 31 = Lantschfeldquarzit.

① Ansichtsskizze



② Profil

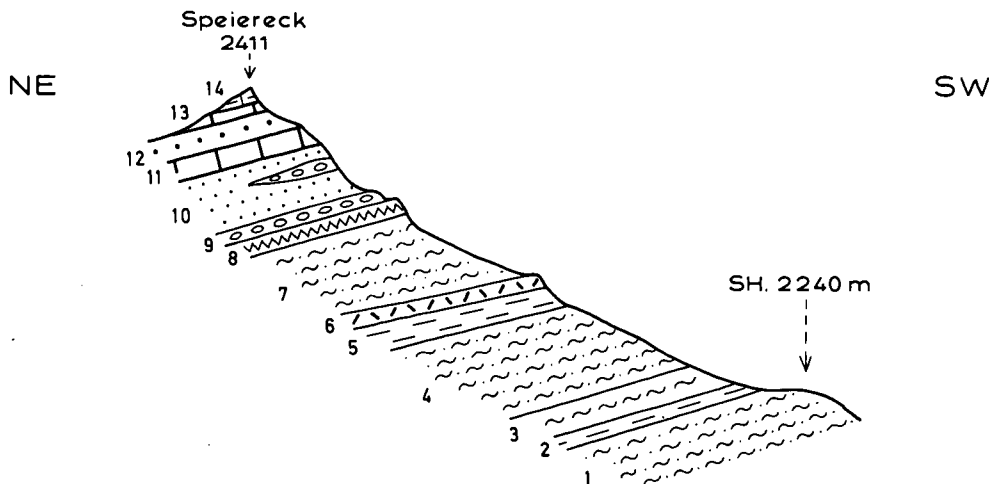


Abb. 10. Oberer Grünphyllit und Basis des Radstädter Deckensystems am Speiereck.

① Schematische Ansichtsskizze aus W-Richtung.

1 = Grünphyllit; 2 = Kalkschiefer; 3 = Schwarzschiefer; 4 = Grünphyllit; 5 = Schareck-Kalkschiefer; 6 = Dolomit, Rauhwa- ke, Kalkschiefer und Kalkmar- mor; 7 = Oberer Grünphyllit; 8 = dünnlagiger Serizit-Chlorit- Quarzit (?Hornsteinquarzit); 9 = polygene Breccie; 10 = Quarzit; 11 = diaphthoritischer Phyllit (Speiereck-Kristallin).

② Profil des Speiereck-SW-Kam- mes.

1 = Grünphyllit, s: 170/20 E, Li- neation: 130/14 SE; 2 = Kalk- schiefer (5 m); 3 = Schwarz- schiefer (10 m); 4 = Grünphyllit (40 m); 5 = Kalkschiefer (15 m); 6 = Rauhwa-cke (5 m); 7 = Grün- phyllit (30 m); 8 = dünnlagiger Serizit-Chlorit-Quarzit (10 m) (?Hornsteinquarzit); 9 = nach- triadische polygene Breccie (5 m), Komponenten: Dolomit, dunkelgrauer Kalk und Quarzit, Matrix: Kalkschiefer und Karbo- natquarzit; 10 = Quarzit (25 m), darinnen eine 4 m dicke Linse aus polygener Breccie; 11 = Dol- lomit (8 m); 12 = Lantschfeld- quarzit (15 m); 13 = Dolomit (0,5 m); 14 = Kalkmarmor (0,6 m).

Radstädter Deckensystems. Schließlich ist der Obere Grünphyllit am Speiereck-SW-Kamm (Abb. 10, Figur 2, Signatur 7) mit Rauhwa-cke (ebenda, Signatur 6) aufge- schlossen und keilt im Gelände ober St. Michael/Lun- gau nach S aus.

Die erwähnten Karbonatgesteine im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges im Gipfelgebiet der beiden Lanschütze dürften mit dem Oberen Grünphyllit verfal- tet sein. Der entsprechende anstehende Gebirgshang (W-Flanke der Lanschütze und des Speierecks) ist von Vegetation bedeckt. Einzelne Felsschrofen deuten die Zusammenhänge an (Schema der Abb. 10, Figur 1). Auf Grund meiner Begehungen scheint das Speiereck-Kri- stallin nach S auszuweichen. An seiner Stelle im Hangenden des Oberen Grünphyllites befindet sich am Speie- reck-SW-Kamm ein feinlagiger Serizit-Chlorit-Quarzit. Ihn deute ich nicht als die Fortsetzung des Speiereck- Kristallins, sondern als Hornsteinquarzit (metamorpher „Radiolarit“). Es werden hier in Zukunft intensivere geologische Detailstudien erforderlich sein.

So wie in der Hafnergruppe (Nahendfeldtal und N Sticklerhütte) kann man auch im vorliegenden Arbeits- bereich keine messerscharfe Grenze zwischen Nord- rahmenzone und Radstädter Deckensystem ziehen. Das ist durch Olistolithe und Faltenverfängerung be- dingt.

3.2.2. Gebiet S Mur (Ostrahmenzone der Hohen Tauern)

Wie schon eingangs erwähnt, setzt die Nordrahmen- zone mit auf wenige deka-m reduzierter Mächtigkeit im

Katschberggebiet und SW St-Peter im Liesertal fort, um sich dann auf Kartenblatt Spittal/Drau mit der Matreizone am S-Rand der Hohen Tauern zu verbinden (EXNER, 1980a, p. 384; 1984a, p. 359-360). Man kann die Rahmenzone (Fuscherphyllit-, Matreizone) im Katschberg-, Lieser- und Maltagebiet auch Ostrah- menzone der Hohen Tauern nennen.

Es ist zwar ziemlich sinnlos, eine messerscharfe Grenze zwischen Rahmenzone und Radstädter Dek- kensystem im Katschberggebiet legen zu wollen. Die Gründe dafür wurden soeben wiederholt (Olistolithe und tektonische Verschuppung und Verfaltung beider Einheiten, siehe oben!). Immerhin kann man die zu- nächst beim ersten Blick auf die Landschaft und die geologische Karte einheitlich erscheinende Anreihung von großen Triasdolomitlinsen im Liegenden des Katschbergphyllites (Lärchkogel, Bärenkogel-Süd, „Un- tertschaneck“ und Sarabergwiesen-Süd) auf Grund ih- rer untersuchten Detailposition mit den jeweiligen Be- gleitgesteinen teils der Ostrahmenzone und teils dem Radstädter Deckensystem zuordnen. Es ergab sich also bei der neuerlichen Detailkartierung eine Aufteilung der früher einheitlich dem Radstädter System zugewie- senen „Tschaneckschollenzone“ (EXNER, 1939, p. 302) in Rahmenserie (Olistolithe und tektonische Schuppen im Bündnerschieferflysch) und Radstädter System (tek- tonische Position unmittelbar unter dem altpaläozoi- schen Katschbergphyllit).

So gehört die Dolomitlinse des Lärchkogels zur Rah- menzone, weil sie von Grün-, Schwarz- und Kalkschie- fer überlagert wird (Abb. 11, Figur 2). Die Linsen von Bärenkogel-Süd und Sarabergwiesen-Süd sind jedoch dem Radstädter Deckensystem zuzuordnen, weil sie

anscheinend unmittelbar unter den Katschbergphyllit eintauchen. Für die Dolomitscholle des „Untertschanecks“ (P. 2013) versagen hingegen diese Kriterien. Dort liegt im Gipfelbereich 3 m mächtiger Grünschiefer des typischen petrographischen Glockner-Charakters auf dem Dolomit und keilt nach ENE aus (Abb. 13, Signatur 27), so daß im E-Hang über demselben Dolomit nur noch Gesteine des Radstädter Deckensystems folgen (Lantschfeldquarzit, Tschaneck-Kristallin und Katschbergphyllit). Mit einiger Berechtigung wird man den einheitlichen Dolomitkörper des „Untertschanecks“ dem Radstädter Deckensystem zuteilen und den auskeilenden Grünschiefer im Gipfelgebiet als eine lokale Einfaltung der unterlagernden Rahmenserie deuten dürfen. Für die tektonische Zuordnung einiger kleiner Triaslinsen gelten dann ähnliche Kriterien und Überlegungen (siehe Detailbeschreibung unten!).

Historisch bedeutsam ist, daß bereits KOBER (1922a, p. 211) hier von einer penninisch-ostalpinen Mischungszone, R. STAUB (1924, p. 67) für das Speiereckgebiet von Matreier Zone und SCHWINNER (1951, p. 226) von Fuscher Phyllitzone im Katschberggebiet sprachen. In meiner Erstlingsarbeit negierte ich unzutreffender Weise das Vorhandensein einer Zwischenzone (Rahmenserie) zwischen „Schieferhülle“ und Unterostalpin (Tschaneckschollenzzone), wobei ich lokale Überlagerung von Gesteinen der „Schieferhülle“ auf die Tschaneckschollenzzone nur als tektonische Komplikation (Schuppung) erklärte (EXNER, 1944, p. 75–77 und Fig. 4). Erst auf Grund eigener Erfahrung in der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gebiet: Gastein, Rauris, Hafnergruppe, Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend) erkannte ich bei Wiederbegehungen im Katschberggebiet die Vorkommen von Grünphyllit (Fuscherphyllit) und typischer Strukturen der Rahmenserie. Einen wichtigen Beitrag lieferte Herr Kollege Dr. NOWOTNY (1976, p. 66–71, Beilagen 1 und 5) durch Beschreibung der Gesteine der Rahmenserie unter und Nachweis des Grünschiefers auf Grund der neuen Güterwegaufschlüsse über dem Dolomit des Lärchkogels. Ich selbst habe mich mit dem Thema der Existenz der Rahmenserie im Katschberggebiet gründlicher befaßt (EXNER, 1985b, p. 304; 1986, p. 441) und bringe im folgenden die Detailergebnisse in kurzer Übersicht.

3.2.2.1. Die Kristallinscholle am NE-Kamm des Tschanecks

Ein anscheinend zusammenhängender Streifen von Grünphyllit (Fuscherphyllit) konnte aus dem Murtal E Glashütte quer durch den Klausgraben und längs des Tschaneck-NE-Kammes zu dessen Gipfel und bis zum „Untertschaneck“ (Abb. 13, Signaturen 21 bis 24) verfolgt werden.

Am Tschaneck-NE-Kamm zwischen SH. 1850 und 1990 m enthält dieser Grünphyllit eine 5 m mächtige, problematische Kristallinscholle mit Begleitung von Lantschfeldquarzit (Abb. 1, Signatur A; Abb. 11, Figur 3, Signaturen 6 und 7). Sie stellt eine tektonisch tiefere Abspaltung des Tschaneck-Kristallins (Abb. 1, Signatur B im Tschaneckgebiet) dar, welches dem Radstädter Deckensystem zugehört und unten behandelt wird (siehe Kapitel: Die Gneislamellen des Basement im Radstädter Deckensystem!).

Ich deute die Kristallinscholle am Tschaneck-NE-Kamm als einen Splitter des diaphthoritischen Basement des Radstädter Deckensystems, eingegliedert in

den Grünphyllit der Rahmenserie, somit als ein Analogon zum Graggaber-Kristallin N Mur. Entscheidend für die Deutung ist die makroskopische strukturelle Ähnlichkeit mit sicherem Basement (Großbeck-Kristallin) und die geologische Position im Grünphyllit nahe dem Radstädter Deckensystem.

Problematisch bleibt diese Deutung deswegen, weil Stoffrelikte (z. B. alter Plagioklas und Biotit) des vermuteten vordiaiphthoritischen Gneises fehlen und nur Struktur und Feldgeologie die vorgeschlagene genetische Interpretation stützen.

Petrographisch handelt es sich bezüglich der Kristallinscholle des Tschaneck-NE-Kammes um einen ebenflächig parallelschieferigen, recht kompakten Gneis (Se 3142), der neben reichlich Chlorit auch Serizit und Quarz sowie 2,2 mm große Feldspatrundlinge (Albit) erkennen läßt und auf Grund des mikroskopischen Bestandes als Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis zu bezeichnen ist. Mit ihm durch feldgeologischen Übergang verbunden, kommt Hellglimmer-Chlorit-Quarzit (Se 3143) vor. Assoziiert mit der Kristallinscholle tritt der eingangs erwähnte Lantschfeldquarzit auf, der in typischer Ausbildung als Serizit-Quarzit kontrastreich vom vorgenannten chloritreichen Quarzit verschieden ist.

Mikroskopisch führt der Gneis (Se 3142) die Hauptgemengteile: Hellglimmer, Chlorit, Quarz (postkristallin deformiert, verzahnt, undulös, länglich parallel s) und Albit. Der zuletzt Genannte erweist sich als epimetamorphe Neubildung. Es handelt sich um Plag I und II, xenomorph, ohne Entmischungsfülle, teils einschlußfrei, teils mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen von Opazit.

Accessoria: Opazit, Apatit, Turmalin, Hämatit und Limonit.

Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Paragneis.

Der mit dem Gneis eng verbundene Hellglimmer-Chlorit-Quarzit (Se 4142) zeigt den gleichen Mineralbestand, jedoch ohne Albit. Genetisch möchte ich ihn als Phyllonitquarzit, ebenfalls aus Paragneis durch regressive Metamorphose hervorgegangen, deuten.

3.2.2.2. Die Querprofile

Infolge postglazialer Erosion weist der Bergfuß an der S-Seite des Murtales bei Glashütte recht günstige Aufschlüsse auf. Die Rahmenserie setzt sich aus dem erwähnten Grünphyllit, Trias mit einem kleinen alten Steinbruch in Lantschfeldquarzit, Schwarz- und Grünschiefer zusammen. Das Radstädter Deckensystem beginnt mit Triasdolomit, der unter der Moräne in einem künstlichen Drainagegraben im August 1986 anstehend aufgeschlossen war und seine Fortsetzung im 6 m mächtigen, etwas verrutschten, grauen bis farblosen Triasdolomitschrofen in SH. 1270 m, SE Gasthaus Petersbründl (20 Höhenmeter über dem neuen Güterweg) hat. Darüber folgt der Katschbergphyllit (Abb. 11, Figur 1).

Im Querprofil durch den Lärchkogel findet man den erwähnten Grünphyllit recht günstig im Umkreis des markanten Knies der Katschbergstraße anstehend: 3 m hohe Felswand am orographisch rechten Ufer des Klausbaches, S Brücke SH. 1290 m. Und in der bis 5 m hohen Böschung einer ehemaligen Straße (heute Karrenweg) von SH. 1310 bis 1335 m, E Katschbergstraße. Unter dem großen Triasdolomit-Steinbruch des Lärchkogels (SH. 1320 m, siehe Kapitel Steinbrüche!) befindet sich in vorzüglichen künstlichen Aufschlüssen eine sehr mannigfaltige, 8 bis 12 m mächtige, von NOWOTNY (1976, p. 67) mit Detailprofil und Petrographie festge-

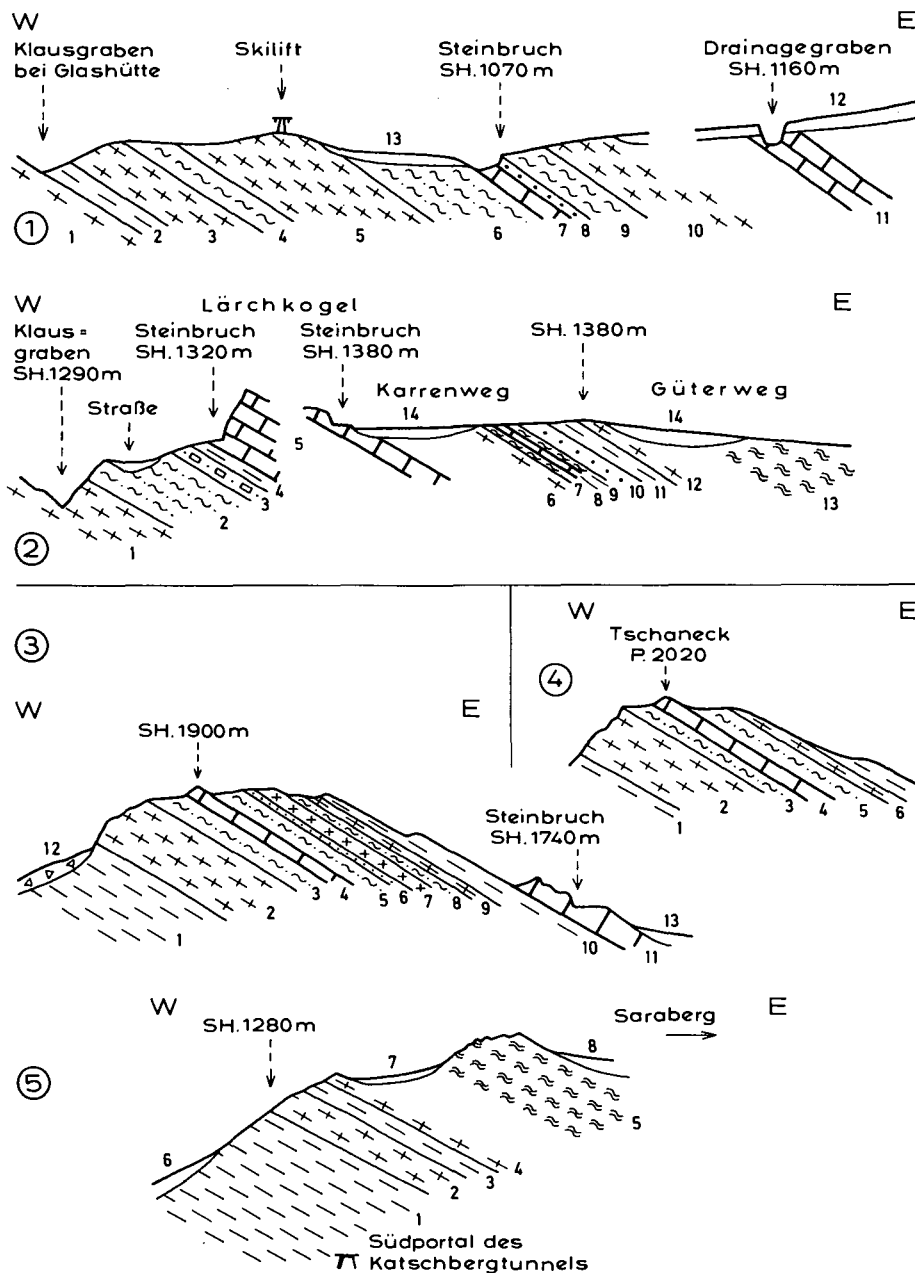


Abb. 11. Ostrahmenserie der Hohen Tauern im Katschberggebiet.

- ① Profil längs des Bergfußes im Murtal bei Glashütte.
Glocknerserie: 1 = Grünschiefer; 2 = Kalkschiefer; 3 = Grünschiefer (20 m), s: 40/38 SE; 4 = Schwarzschiefer (10 m); 5 = Grünschiefer, s: 27/29 SE, Lineation: 130/28 SE. Rahmenserie: 6 = Grünphyllit (Lesesteine); 7 = Dolomit (5 m); 8 = Lantschfeldquarzit (4 m); 9 = Schwarzschiefer (15 m); 10 = Grünschiefer (35 m), s: 20/27 SE. Radstädter Deckensystem: 11 = Dolomit. Quartär: 12 = Moräne; 13 = Gehängeschutt.
- ② Profil durch den Lärchkogel.
Glocknerserie: 1 = Grünschiefer. Rahmenserie: 2 = Grünphyllit; 3 = derselbe (5 m), mit 10 cm dicken, farblosen Kalkmarmorlagen; 4 = Kalkschiefer (3 m), mit kalkarmen Phyllitlagen; 5 = hellgrauer bis farbloser Triasdolomit (40 m), s: 46/26 SE, Lineation: 130/25 SE; 6 = Grünschiefer; 7 = Schwarzschiefer (0,5 m); 8 = farbloser Dolomit (1 m); 9 = Kalkschiefer (0,7 m) und Schwarzschiefer (1 m); 10 = Lantschfeldquarzit (4 m); 11 = Kalkschiefer (3 m); 12 = Grünschiefer, s: 78/31 SE. Radstädter Deckensystem: 13 = Katschbergphyllit. Quartär: 14 = Moräne und Gehängeschutt.
- ③ Querprofil durch die Tschaneck-N-Flanke.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer (30 m), s: 165/34 E. Rahmenserie: 3 = Grünphyllit (10 m); 4 = farbloser Dolomit (3 m); 5 = Grünphyllit, s: 20/50 E, Lineation: 100/18 E; 6 = Lantschfeldquarzit (0,5 m); 7 = diaphthoritischer Gneis (5 m) und Phyllonitquarzit; 8 = Grünphyllit; 9 = Grünschiefer; 10 = Kalkschiefer. Radstädter Deckensystem: 11 = grauer und farbloser Triasdolomit (10 m). Quartär: 12 = Bergsturzblockwerk aus Grünschiefer; 13 = Moräne.
- ④ Profil durch den Gipfel des Tschanecks.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer; 2 = Grünschiefer, s: 160/15 E, Lineation: 128/8 SE. Rahmenserie: 3 = Grünphyllit (5 m); 4 = Dolomit (2 m); 5 = Grünphyllit; 6 = Grünschiefer; 7 = Kalkschiefer.
- ⑤ Profil im Liesertal längs des markierten Fußsteiges vom Oberndorfer „Kalvarienberg“ nach Saraberg.
Glocknerserie: 1 = Kalkschiefer, s: 165/27 E; 2 = Grünschiefer (15 m); 3 = Kalkschiefer (10 m); 4 = Grünschiefer. Radstädter Deckensystem: 5 = Katschbergphyllit, s: 170/32 E. Quartär: 6 = Gehängeschutt; 7 = Moräne (45 m breit), sie bedeckt einen Gesteinsstreifen von etwa 25 m Mächtigkeit; 8 = Moräne.

haltene Schieferserie, welche an ähnlich komplizierte Profile in der Matreier Zone erinnert. Die Böschungen des Karren- und des Güterweges E des kleinen verlassenen höheren Dolomitsteinbruches (SH. 1380 m) weisen unverkennbare penninische Grün-, Schwarz- und Kalkschiefer mit einer abermaligen Trias-Lage auf. Die Grenze zum Radstädter Deckensystem wird durch Moräne und Gehängeschutt verhüllt (Abb. 11, Figur 2).

E Bärenkogel bildet der Grünphyllit Aufschlüsse und Lesesteine längs des Karrenweges zwischen SH. 1520 und 1600 m (Abb. 3, Signatur 17); N dieses Berges eine Erosionskappe auf Glocknerserie; S des Berges Aufschlüsse an der „Gantalstraße“. Dort liegt über dem Grünphyllit Kalkschiefer. Unmittelbar auf diesem Kalkschiefer lagert das Radstädter Deckensystem mit 10 m mächtigem, grauem bis farblosem Dolomit der Mitteltrias. Die Grenzfläche ist ober der „Gantalstraße“ unweit des Gasthauses und unter der Straße bei dem im Jahre 1986 errichteten Tennisplatz aufgeschlossen (Abb. 11, Figur 3, Signatur 11). Der Triasdolomit ist durch Erosion in vier Einzelschollen aufgelöst. Die

Größte enthält den verlassenen Steinbruch an der Straße. Die Kleinste ist mit Lantschfeldquarzit assoziiert (am Karrenweg in SH. 1650 m).

Der Grünphyllit der Tschaneck-N-Flanke enthält im Streichen aneinandergereihte, 2 bis 3 m mächtige Linsen aus farblosem Dolomit. Eine davon baut den Gipfel des Tschanecks auf. Der Grünphyllit enthält am NE-Kamm die oben beschriebene Kristallinscholle mit Lantschfeldquarzit. Darüber folgt Grünschiefer, der in der E-Flanke des Tschanecks ein Halbfenster bildet und darüber der erwähnte, an der „Gantalstraße“ aufgeschlossene Kalkschiefer, der den Triasdolomit des

Radstädter Deckensystems trägt (Abb. 11, Figuren 3 und 4).

Im Profil des „Unterschanecks“ (P. 2013) sind dem Grünphyllit (Abb. 13, Signaturen 21 bis 24) ein winziger Dolomitlinsenzug sowie Grün- und Kalkschiefer eingelagert. Darüber folgt das Radstädter Deckensystem mit Lantschfeldquarzit, Triasdolomit, Katschbergschiefer und Tschaneck-Kristallin, welche im Kapitel über das Basement des Radstädter Deckensystems beschrieben werden. Auf die Tatsache, daß nahe dem Gipfel noch einmal penninischer Grünschiefer (Signatur 27) über den Triasdolomit eingefaltet ist, wurde eingangs hingewiesen (siehe oben!).

Zwischen „Unterschaneck“ und Liesertal konnte die Rahmenserie infolge schlechter Aufschlüsse an ver-rutschten und teilweise moränenbedeckten Isoklinal-

hängen nicht nachgewiesen werden. S Sarabergerwiesen liegt das Radstädter Deckensystem mit einer 10 m mächtigen und 400 m langen Triasdolomitscholle in Begleitung von Lantschfeldquarzit anscheinend unmittelbar auf der Glocknerserie. Weiter S grenzt Katschbergphyllit an diese. Am Bergfuß oberhalb des Katschbergtunnel-S-Portales verdeckt Moräne diese Grenze. Unter ihr hätte immerhin ein 25 m mächtiges Schichtpaket, das theoretisch aus Rahmenserie und Tschaneckschollenzone bestehen sollte, Platz (Abb. 11, Figur 5, Signatur 7).

Erst im Wildbachgraben SW St. Peter erscheint wieder 20 m mächtiger Grünphyllit der Rahmenzone mit einer Mélange an der Basis und der Tschaneckschollenzone des Radstädter Deckensystems im Hangenden (Abb. 5, Figur 4).

4. Ostalpine Decken

4.1. Radstädter Deckensystem

4.1.1. Bemerkungen zur gegenwärtigen Bearbeitung

Seit dem Aufenthalt von E. SUESS (1890) auf der Paßhöhe des Radstädter Tauern und seiner Skizze des Einfallens des Triasdolomites unter den Quarzphyllit und Gneis des Gurpitschecks (Zeichnung von E. SUESS, wiedergegeben in FRECH [1901, p. 30]) wurden besonders die interessanten alpidischen Deckenstrukturen des in der geologischen Karte des mittleren Lungaus vorliegenden SE-Teiles der Radstädter Tauern intensiv erforscht. Die wichtigsten Arbeiten sind bekanntlich jene von UHLIG, KOBER, CLAR und TOLLMANN. Vom Letzgenannten gibt es für das vorliegende Teilgebiet die publizierte vorzügliche Detailkarte 1:10.000 des Twenger Wandzuges (TOLLMANN, 1961b), die publizierten geologischen Aufnahmeberichte für Kartenblatt Tamsweg (TOLLMANN, 1961a, 1962a, 1964a, 1966) und die auf den wichtigen Forschungen TOLLMANN's im Gesamtbereich der Radstädter Tauern basierenden, einführenden Zusammenfassungen bezüglich Schichtfolge und Tektonik der Radstädter Tauern, von denen hier nur die wichtigsten nebst der letzten Stellungnahme genannt seien: TOLLMANN, 1964b, 1977, 1980 und 1987. Nicht publiziert liegt nach freundlicher mündlicher Auskunft von Herrn Kollegen TOLLMANN seine geologische Manuskriptkarte, betreffend das Gebiet der Radstädter Tauern auf Kartenblatt Tamsweg vor. In diese nahm ich keinen Einblick.

Ich selbst habe in den vergangenen Jahren seit 1980 zunächst mit privaten Mitteln und dann als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt die hier vorliegende SE-Ecke der Radstädter Tauern mit Ausnahme des von TOLLMANN publizierten Twenger Wandzuges selbständig geologisch aufgenommen. Ich muß zugeben, daß ich damit in ein fremdes, seit 20 Jahren im Stadium der nichtvollendeten Ausarbeitung befindliches, geologisches Arbeitsgebiet eingedrungen bin. Damit wurde dieser zu den Radstädter Tauern gehörende Teil des Kartenblattes Tamsweg doppelt bearbeitet. Solche Doppelarbeiten sollten bekanntlich aus rationellen Gründen im Wissenschaftsbetrieb nicht erlaubt sein. Trotzdem habe ich mich dieses Vergehens schuldig gemacht.

Der Beweggrund zu dieser Übertretung war meine wissenschaftliche Neugier. Ich beschäftigte mich ja früher mit den alpidisch rekristallisierten Gneislamellen der östlichen Hohen Tauern und in späteren Arbeiten auch mit diaphthoritischen, alpidisch nur teilweise rekristallisierten Gneislamellen im W und S dieser Gebirgsgruppe (Lamelle von Twenger Kristallin im Raume des Riedinger Weißbeks der Hafnergruppe und Gneislamellen zwischen Katschberg und Umgebung von Gmünd in Kärnten). Mit diesem Problemkreis somit einigermaßen vertraut, wollte ich auch noch das klassische Gebiet der Diaphthorese mit den verzweigten interessanten Gneislamellen des sogenannten Twenger Kristallins in den SE-Radstädter Tauern gründlich kennenlernen, zumal eine zusammenhängende geologisch-petrographische Bearbeitung dieser Kristallinkörper bisher ausstand.

Schließlich hat mich mein feldgeologischer Lebensweg zuletzt auch in die SE-Radstädter Tauern gewiesen. Ich erhielt ja im Jahre 1935 von Professor KOBER in sehr anregender Weise die Bearbeitung des Katschberggebietes unter Berücksichtigung der Fortsetzung der tektonischen Strukturen der SE-Radstädter Tauern als einen Teil des Dissertationsthemas. Zugleich sollte ich auch die Tektonik des Hochalm-Ankogel-Gebiets weiterverfolgen und das von R. STAUB (1924) aufgeworfene Problem einer eventuellen Fortsetzung von Sonnblick- und Modereckdecke am Tauern-E-Ende bearbeiten. Das war eigentlich eine Lebensaufgabe, mit der ich nur teilweise fertig geworden bin. Die SE-Radstädter Tauern standen noch aus. Die Strukturen des Katschberggebietes bleiben ohne ihre genaue Kenntnis unverständlich. Die vorliegende geologische Neubearbeitung der SE-Radstädter Tauern möge zumindest eine kristallin-geologische Ergänzung zu TOLLMANN's Werk darstellen!

4.1.2. Geologische Einführung und Bezug auf TOLLMANN's Gliederung in Teildecken

Es handelt sich um die dem Pennin auflagernden Teilkörper der SE-Radstädter Tauern in unterostalpinen Position (CLAR, 1973, p. 260 und Fig. 3). Geographisch gehören dazu im Arbeitsgebiet: Der Bergkamm Laper-

nigspitze – Speiereck, das Taurachtal oberhalb Mauterndorf, der Bergkamm Tauernhöhe – Gurpitscheck – Fanninghöhe, Teile des Weißpriachtales sowie der Katschberg und der St. Peterwald im Liesertal. Darüber liegen im E die Hauptkristallinkörper der Ostalpinen Schubmasse, und zwar im N die Schladminger Gneisdecke mit der Lessacher Phyllonitzone und im S das Nock-Kristallin.

Das Gebiet weist einheitliches NW-Streichen der Gesteine mit Fallen der s-Flächen nach NE und Vergenz nach NE auf. Nur im Raume Speiereck – Mauterndorf – St. Michael/Lungau vollzieht sich das Umschwenken des Streichens über N–S zu NE mit Fortsetzung zum Katschberg und Liesertal, wobei das Fallen der s-Flächen nach SE umdreht.

Die Hauptlineation (Elongation der Gesteinsgemengteile) und zugleich Hauptfaltenachse neigt sich im Gesamtgebiet recht einheitlich flach bis mittelsteil nach SE. Sie wird von einer jüngeren Knitterung um NE-Achse überprägt (Abb. 2).

Der Hauptfaltenachse entspricht das Bewegungsbild der Falten, Schuppen und Teildecken. Sie sind zunächst als Gleitdecken und dann als Schlepdecken (TOLLMANN, 1968, p. 33), gleitend auf den bildsamen penninischen Schiefen und sich von oben keilförmig lokal zwischen diese einschiebend, zu deuten. Mitgeschleppt wurden sie während des NE-vergenten Tangentialtransportes des aufgeschobenen kristallinen Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse, welche im Arbeitsgebiet durch die Teilkörper der Schladminger Gneisdecke und des Nock-Kristallins repräsentiert ist.

Die Schichtfolge des Radstädter Deckensystems umfaßt das Basement mit vorwiegenden Paragneisen (häufig alpidisch retromorph), altpaläozoischen Phyllit mit Schwarzschiefer und Conodonten-führenden Karbonatgesteinen, Perm in Ausbildung von Phyllit und Alpinem Verrucano, Trias in Tethysfazies, ebenso Jura mit Kalk-, Schwarzschiefern, Hornsteinquarziten, Breccien und eventuell Jüngerem (?Kreide), mit progressiver alpidischer Metamorphose (Grünschieferfazies) der permomesozoischen Schichten.

Die Gliederung des Radstädter Deckensystems in Teildecken wurde zuletzt von TOLLMANN (1977, Abb. 30; 1980, Fig. 24) vorgenommen und kann für den hier bearbeiteten Raum im wesentlichen beibehalten werden. Auf Grund meiner Untersuchungen ergeben sich kleine Änderungen, die im folgenden zunächst in Übersicht gebracht werden, während die zugehörigen Detailbeobachtungen den nachfolgenden Kapiteln zu entnehmen sind. Von unten nach oben handelt es sich um folgende tektonische Körper:

Die Speiereckdecke TOLLMANN's mit ihren Keilen in den penninischen Schiefen rechne ich hauptsächlich zur Nordrahmenzone der Hohen Tauern (siehe oben!). Nur am Speiereck selbst liegt eine größere Basalschuppe der Hochfeind-Weißeneckdecke vor, die ich im Sinne von CLAR (1937, p. 298, 302–303) als Speiereckschuppe von der Nordrahmenzone trenne und dem Radstädter Deckensystem zuteile. Teilweise geht sie unscharf in den stratigraphisch verkehrten Liegendschinkel der Hochfeind-Weißeneckdecke über und streicht mit diesem zusammen zur Tschaneckschollenzone des Radstädter Deckensystems im Katschberggebiet und Liesertal weiter.

Die Hochfeinddecke TOLLMANN's stimmt gut mit meiner Hochfeind-Weißeneckdecke oder kurz Weißeneckdecke überein. Ein Unterschied in der tektoni-

schen Interpretation besteht insofern: Ich sehe in dieser Decke in meinem Arbeitsgebiet eine Tauchfalte mit dem Basement als Antiklinalkern und mit verkehrtem Liegend- und aufrechtem Hangendschenkel der triadischen Schichtglieder. TOLLMANN beschränkt diese Decke auf eine aufrechte Schichtfolge über dem Basement.

Verhältnismäßig unwichtig ist die verschiedene Benennung. Der Name „Hochfeinddecke“ TOLLMANN's ist sicher gut, weil er kurz, unmißverständlich und wegen der zentralen Lage des Hochfeindgebietes in den S-Radstädter Tauern und seiner bemerkenswerten Obertrias-Jura-Stratigraphie großen Bekanntheitsgrad besitzt und verdient. Es gibt ja Verwechslungsmöglichkeiten zwischen „Riedinger“ Weißbeck und „Twenger“ Weißeneck. Das Letztgenannte ist namensgebend für die meines Erachtens bessere Bezeichnung dieser prächtigen tektonischen Einheit: „Hochfeind-Weißeneckdecke“. Im Hochfeindgebiet dominieren Obertrias und Jura, hingegen zwischen Weißeneck und Katschberg Basement, Unter- und Mitteltrias. Das macht sich auch landschaftlich bemerkbar. Das vorliegende Arbeitsgebiet wird morphologisch vom weißen Mitteltrias-Klotz des „Twenger“ Weißenecks (knapp außerhalb des Kartenblattes Tamsweg) und seiner streichenden Fortsetzung in den geringer mächtigen weißen Dolomitwänden bis zum Katschberggebiet beherrscht. Ich bin daher gewöhnt, für mein Arbeitsgebiet den Namen „Hochfeind-Weißeneckdecke“ oder einfach nur Weißeneckdecke zu gebrauchen.

Historisch pendeln die Namen für ein und dieselbe tektonische Einheit hin und her: „Hochfeind-Weißeneckdecke“ (UHLIG, 1908, p. 1405; KOBER, 1912c, p. 215; TOLLMANN, 1961a, p. A82) = „Weißeneckdecke“ (KOBER, 1912a, p. 454) = „Hochfeind-Weißeneck-Zug“ (CLAR, 1937, p. 302, 313). Die „Untere Radstädter Decke (Hochfeinddecke)“ umfaßt bei KOBER (1922a, p. 215) „den ganzen Zug vom Hochfeind über das Weißeneck bis zum Speiereck“. Jedoch macht dann KOBER (1955, p. 283) wiederum seine Untere Radstädter Decke zur „Weißeneckdecke“ und unterscheidet einen tieferen Teil dieser Decke am Speiereck von der „höheren Weißeneckdecke“ des Weißenecks und des Hochfeindgebietes.

Abweichend von TOLLMANN, der das Mesozoikum der Lantschfelddecke bei Tweng enden läßt, ziehe ich diese Sedimente 9 km weiter nach SE bis St. Gertrauden bei Mauterndorf. Sie bilden einen dünnen Linsenzug an der E-Seite des Taurachtales zwischen Purn und St. Gertrauden. Längs dieser Strecke stellen sie den Deckenscheider zwischen Basement der Lantschfelddecke (Twenger Kristallin im engeren Sinne = Twenglamelle) und Basement der Pleißlingdecke (Veitlamelle) dar. Der Augen-Granitgneis von Mauterndorf (Twenglamelle) biegt bei Begöriach in die Katschberg-Richtung ein (Abb. 1).

Die Pleißlingdecke läßt TOLLMANN bei Purn, 2 km SE Tweng auskeilen. Ich ziehe sie 6 km weiter bis Veitl (N Mauterndorf). Dem schon von TOLLMANN aufgefundenen Basement dieser Decke im „Ahorngraben“ W Rauchkogel, 2,4 km NNW Tweng, schließe ich die Veitl-Kristallinlamelle an, die längs der E-Seite des Taurachtales vom Ortsgebiet Tweng bis Veitl reicht. Ein anisischer Linsenzug in ihrem Hangenden (Mahldwald bis Veitl) markiert die Grenze zum mächtigen Lantschfeldquarzit der darüber folgenden Schuppenzone des Moserkopfes unter dem Fanningphyllit. Nebenbei sei bemerkt, daß der namensgebende Berg: Großer Pleißlingkeil auf dem neuen Kartenblatt Muhr mit scharfem „ß“ geschrieben wird und ich daher diese Schreibweise gegenüber der traditionellen Form „Pleisling“ bevorzuge.

Zur Trias der Kesselspitzdecke TOLLMANN's habe ich nichts Neues anzumerken. Daß an ihrem Aufbau auch Kristallin beteiligt sei (Legende zur tektonischen Kartenskizze TOLLMANN's [1977, Abb. 30; 1980, Fig. 24]), ist mir unbekannt und dürfte eher ein Druckfehler sein.

Die von mir beobachtete Moserkopf-Schuppenzone zwischen dem Purngraben ESE Tweng und dem Moserkopf N Mauterndorf stellt eine Digitation innerhalb

der stratigraphisch verkehrten Liegendserie des Fanningphyllites dar. Ich fand hier eine Liegendfalte SW Fanninghöhe und eine 3 km lange Gneislamelle (? Porphyroid) im Bereich des Moserkopfes).

Den mehrere 100 m mächtigen und 45 km langen, altpaläozoischen Phyllitkörper am E-Ende des Tauernfensters (von Edling NW Spittal/Drau bis zum Gebiet der Paßhöhe des Radstädter Tauern), der dann auch weiter NW in den N-Radstädter Tauern beschrieben wird (ROSSNER, 1979, p. 258), bezeichnet TOLLMANN als „Quarzphyllitdecke“. Im Zuge meiner Beobachtungen im Gebiet des Fanningphyllites (Gebirgskamm: Tauernhöhe – Gurpitscheck – Fanninghöhe) konnte ich auf Grund petrographischer Kriterien einen Teil des „Quarzphyllites“ TOLLMANNs dem Perm (Alpinem Verrucano) zuordnen, der Rest verbleibt beim altpaläozoischen Phyllit, der neben den conodontenführenden Karbonatgesteinslinsen in diesem Gebiet besonders durch Schwarzschieferlagen gekennzeichnet ist (EXNER, 1986, p. 442).

SLAPANSKY & FRANK (1987, p. 246) haben diese Gliederung bereits übernommen und nennen den beim Altpaläozoikum verbleibenden Anteil: „dark quartzphyllite“. Er keilt gegen N bei Obertauern aus und findet sich nicht mehr in den N-Radstädter Tauern E Taurachbach. Den im Gebiet des Gurpitschecks vorhandenen altpaläozoischen Phyllit wollen sie primär-stratigraphisch mit dem überlagernden Gneis des Gurpitscheckgipfels verbinden und bezweifeln damit die Selbständigkeit einer Quarzphyllitdecke. Ähnliche Vorstellungen in stratigraphisch, dem damaligen Kenntnisstand entsprechend modifizierter Form (Quarzphyllit mit vermeintlichem Karbon) entwickelte bereits KOBER (1938, p. 38): „Die Quarzphyllite liegen als eine Art verkehrter Grauwackenzone zwischen dem verkehrt liegenden Mesozoikum und dem verkehrt liegenden Schladminger Massiv“.

Ich selbst habe eine „Quarzphyllitdecke“ niemals angenommen, da mesozoische Deckenscheider zwischen altpaläozoischem Phyllit und auflagerndem Kristallin fehlen. Allerdings kommen an der Grenzfläche beider geologischer Körper Mylonite vor, die auf einen beträchtlichen Reibungshorizont hinweisen und auch großtektonische Transporte nicht ausschließen.

Ich meine, daß die Diskussion um die Quarzphyllitdecke TOLLMANN's erst in Verbindung mit petrographischen Beobachtungen zur Trennung altpaläozoischer und permischer Phyllite in dem weiten Ausbreitungsgebiet von sogenanntem „Quarzphyllit“ der N-Radstädter Tauern zielführend sein wird.

Von dem mittelostalpinen (Schladminger) Kristallin TOLLMANNs trenne ich meine Weißpriach-Gneislamelle ab und rechne sie zum Radstädter Deckensystem. Sie streicht NW, verläuft in meinem Arbeitsgebiet von Vorderweißpriach über das Gurpitscheck zum Tscheibitschsee und außerhalb des Arbeitsgebietes nach NW fortsetzend, zur Berggruppe um die Seekar Spitze (EXNER, 1986, p. 441). Beiderseits der Weißpriacher Ache im Raum Ulnhütte (N Tscheibitschsee und Gebiet um die Obere Niederrainhütte) liegt die Trias primär-stratigraphisch transgressiv auf dem Gneis der Weißpriachlamelle. Tektonisch eindeutig gehört diese Trias zur Weißpriachlamelle und nicht zu einer Quarzphyllitdecke, da entsprechende Gesteine zwischen Basement und transgressiv auflagernder Trias fehlen. Diese Trias bildet im Arbeitsgebiet den aufrechten Liegendschenkel der N-vergenten Kalkspitzenmulde. Der

nach S auskeilende Faltenschluß und ein Teil des stratigraphisch verkehrten Hangendschenkels mit der überlagernden Schladminger Gneisdecke befindet sich im Arbeitsgebiet zwischen Uln- und Oberer Niederrainhütte.

Ich ziehe also die Grenze zwischen Radstädter Deckensystem und Schladminger Gneisdecke, die mit einem enorm ausgedehnten permotriadischen Liegendschenkel (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1) zum Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse gehört, längs der Kalkspitzensynklinale. Diese Grenzziehung hat schon KOBER (1938, p. 37) in Betracht gezogen: „Es ist nicht klar, wo die Grenze gegen die obere ostalpine Serie zu ziehen ist. Es könnte die tief nach Süden eindringende Kalkspitzensynklinale die Grenze sein“.

4.1.3. Die Gneislamellen des Basement

Ihnen gilt meine besondere Aufmerksamkeit. Es handelt sich vorwiegend um alpidisch regressiv metamorphe (diaphthoritische) Paragneise, untergeordnete Orthogneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzite und Phyllite eines voralpidischen, teils paläozoischen, teils wahrscheinlich präkambrischen Grundgebirges (Basement). Stoff- und Formrelikte des voralpidischen Starkwirkungsbereiches wie Staurolith, Biotit, brauner Amphibol, Granat, grobschuppiger Helglimmer, alter Plagioklas (großer, annähernd idiomorpher, häufig gefüllter Albit mit polysynthetischer Verzwilligung vom Typus Plag III) und Kalinatronfeldspat sind örtlich erhalten geblieben. Die postkristalline Deformation dieser Minerale ist im allgemeinen kräftig. Die alpidische Rekristallisation beschränkt sich auf Minerale der Epizone wie Serizit, Chlorit, Phengit, Stilpnomelan, farblosen Amphibol (Grammatit), neuen Albit (meist klein, xenomorph, häufig ungefüllt und nur wenig oder nicht verzwilligt vom Typus Plag II und I).

Da es sich auch um die Gesteine handelt, an denen erstmals in der Geschichte der Geologie die regressive Metamorphose (Diaphthorose) beschrieben und definiert wurde, soll auch die wissenschaftsgeschichtliche Erforschung dieser Gneislamellen nicht zu kurz kommen. Neben der petrographischen Problematik hatte ja auch die tektonische Zuordnung der einzelnen Gneislamellen im Laufe der Zeit recht verschiedene Interpretationen erfahren.

Die folgende Darstellung schreitet von tektonisch unten nach oben fort (Abb. 1, Signaturen A bis F; Abb. 12).

Sie beginnt mit den Problematica: Speiereck- und Tschanecklamelle, die nur wegen ihrer Struktur und tektonischen Position, keineswegs leider auf Grund eindeutiger mineralogischer Stoff- oder Formrelikte als Phyllonite nach Gneis und Glimmerschiefer interpretiert werden.

Vorzüglich entwickelt hingegen ist die Großecklamelle. Von älteren Autoren wurde sie meist unscharf vom „Twenger Kristallin“ im weiteren Sinne (alter Sammelbegriff für das Basement unterostalpinen Decken der Radstädter Tauern) abgegrenzt.

Die Twenglamelle (Twenger Kristallin im engeren Sinne) ist die wichtigste und bekannteste. Sie enthält den klassischen Fundpunkt von BECKE's diaphthoritischem Gneis (am Fußsteig von Tweng zu den Ernsthütten) und den altbekanntesten Augen-Granitgneis von Maurterndorf.

Die Veitllamelle ist ein neuer Begriff. Sie umfaßt Paragneis und Amphibolit im Ortsgebiet von Tweng sowie NW und SE dieser Ortschaft bis zum Veitl (N Mauterndorf). Sie wurde bisher teilweise zur Twenglamelle gerechnet.

Von den Gneislamellen im Katschbergphyllit wurden nur die beiden wichtigsten in die geologische Karte des mittleren Lungaus aufgenommen.

Die 800 m mächtige Weißpriachlamelle zeigt bezüglich Stoffbestand (vorherrschende diaphthoritische Paragneise), Stratigraphie (Basement der transgredierenden Kalkspitzentrias) und Tektonik (NW streichende Faltenachsen) eine innige Verwandtschaft mit den Gneislamellen der Radstädter Tauern, so daß ich sie diesen zurechne. Bisher hatte man sie als Basis der Schladminger Gneise aufgefaßt.

4.1.3.1. Speiereck-Gneislamelle

Diesen Namen schlage ich für das Basement des Mesozoikums der Speiereckschuppe vor. Es handelt sich um ein phyllitisches Gestein mit makroskopisch lentikularer Struktur eines Gneises. Da sichere mineralogische Relikte des Eduktes fehlen, kann das problematische Gestein als fraglicher Gneisphyllonit bezeichnet werden. Es ist mit 20 m Mächtigkeit und 1,7 km streichender Länge am N-Kamm (Abb. 8, Figur 3, Signatur 11; Abb. 10, Figur 1, Signatur 11) und an der E-Flanke des Speierecks aufgeschlossen (z. B. 250 m NE P. 2121 unter dem Lantschfeldquarzit mit Position von s: 50/14 SE und Lineation: 114/12 SE). Siehe Abb. 18, Figur 6, Signatur 4!

Dieses mutmaßliche Speiereck-Kristallin trägt den Lantschfeldquarzit der Speiereck-Gipfelpartie. Diesem sind an der E-Flanke des Berges Schollen von Rauwacke und Dolomit eingelagert. Darüber folgt die petrographisch einwandfreie Großbeck-Gneislamelle, die den wasserscheidenden Kamm zwischen Trogbach und Murtal bei P. 2121 aufbaut. Ich interpretiere daher die Speiereck-Gneislamelle nur als eine tiefere lokale tektonische Abspaltung der Großbeck-Gneislamelle.

Petrographisch erweist sich der fragliche Gneisphyllonit der Speiereck-Gneislamelle am N-Kamm dieses Berges in SH. 2330 m (Abb. 8, Figur 3) als Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer. Es ist ein klein- bis mittelkörniger, beinahe ebenflächiger, recht kompakter, grünlich grauer, gebänderter und spitzwinkelig im cm-Bereich gefalteter Schiefer. 5 mm große farblose bis hellgrüne Augen und entsprechende helle gewellte Lagen lassen ein ehemaliges Gneisgefüge mit größeren Feldspat-Augen und -lagen vermuten. Die elongierten Serizite und Chlorite markieren eine deutliche Lineation, welche zugleich die Achse der Kleinfalten darstellt.

Mit dem Dünnschliff (Se 2933) läßt sich die Herkunft aus Gneis nicht beweisen. Hauptgemengteile: Albit mit den Typen Plag I und II. Ungefüllt. Granoblastische Kleinkörner. Optisch ungestörte Einfachzwillinge und Zwillingslamellen. Postkinematische Kristallisation. Hellglimmer. Chlorit. Quarz. Intergranular sind zwischen den Hellglimmerblättchen reichlich feinkörniger Opazit und Titanit eingelagert, welche die megaskopisch schwarze Farbe mancher Schichtsilikatlagen des Gesteines bedingen.

Ferner: Epidot (farblos) mit braunen Orthitkernen. Stilpnomelan, Hämatit und Karbonat.

Genese: Der Albit scheint eine alpidische Neubildung auf Kosten größerer Alter, im Gefüge angedeuteter Oligoklase darzustellen. Die Opazit- und Titanitanreicherung dürfte durch Entmischung des primären Biotits bei dessen Umwandlung zu Hellglimmer erfolgt sein.

Ob man dem Orthit genetische Bedeutung als Relikt von Gneis im Gegensatz zu orthitfreiem, progressiv metamorphem Phyllit nach Tonschiefer, wie es BECKE (1909a, p. 1063; 1909b, p. 373) für Gesteinsproben der Twenglamelle vorschlug, beimessen soll, ist eher ungewiß. Der in unserem Gestein vorhandene Orthitkern im Epidot mag eventuell ein zusätzliches Argument, aber keinen schlüssigen Beweis für das vermutliche Gneis-Edukt des vorliegenden Phyllonites liefern.

Historisches: KOBER meinte zunächst, als tiefste Radstädter Teildecke eine „Speiereckdecke“ zu erkennen (UHLIG, 1908, p. 1387, 1404–1405; KOBER, 1912a, p. 454; 1912c, p. 528). Später gibt er diesen Begriff auf und schreibt, daß die Weißeneckdecke bis zum Speiereck reicht. Der Gipfelbau des Speierecks bildet einen „wirren Haufen, der als Riesenmylonit bezeichnet werden könnte“ (KOBER, 1922a, p. 215–216). Auch CLAR (1937, p. 298, 302–303) verbindet die Speiereckschuppe mit dem Weißeneckzug, da beide tektonisch höher liegen als der Schareck-Kalkschieferzug. Die Speiereckschuppe bildet eine etwas tiefere Kulisse des Weißeneckzuges. Durch das Umbiegen des Streichens im Gebiet des Speierecks von SE über N-S zu SW kommt es zur Ablenkung der Speiereckschuppe.

Meine Speiereck-Gneislamelle von der Scharte im Speiereck-N-Kamm bis W Trogalm kartierte WEIDL (1950, geolog. Karte 1 : 25.000) erstmals richtig. Ihr Gestein bezeichnete er allerdings als Quarzphyllit. Er rechnet ihn zur „Speiereckdecke“, womit er den Schichtstoß unter der Verkehrtserie im Liegenden des Großbeck-Kristallins meint. TOLLMANN (zuletzt 1980, p. 224–225, Fig. 24 und 25) spricht sich gegen eine verkehrte stratigraphische Serie unter dem Großbeck-Kristallin aus und bezeichnet den gesamten unterostalpinen Schichtstoß unter diesem Kristallin als Speiereckdecke, die weiter W in den Radstädter Tauern fortsetzt und daher eine langhinreichende echte Decke darstellt. HÄUSLER (1985, p. 299–300) macht hingegen auf die schon von KOBER, EXNER und PREY unter dem Großbeck-Kristallin beobachtete, stratigraphisch verkehrte Serie aufmerksam.

Ich halte, wie bereits oben erwähnt, die Speiereck-Gneislamelle für eine tektonisch tiefere Abspaltung der Großbeck-Gneislamelle und dementsprechend auch das geringmächtige mesozoische Schichtpaket am Speiereckgipfel im Sinne von CLAR (1937) nur für eine tiefere tektonische Schuppe (= Speiereckschuppe) der Weißeneckdecke.

4.1.3.2. Tschaneck-Gneislamelle

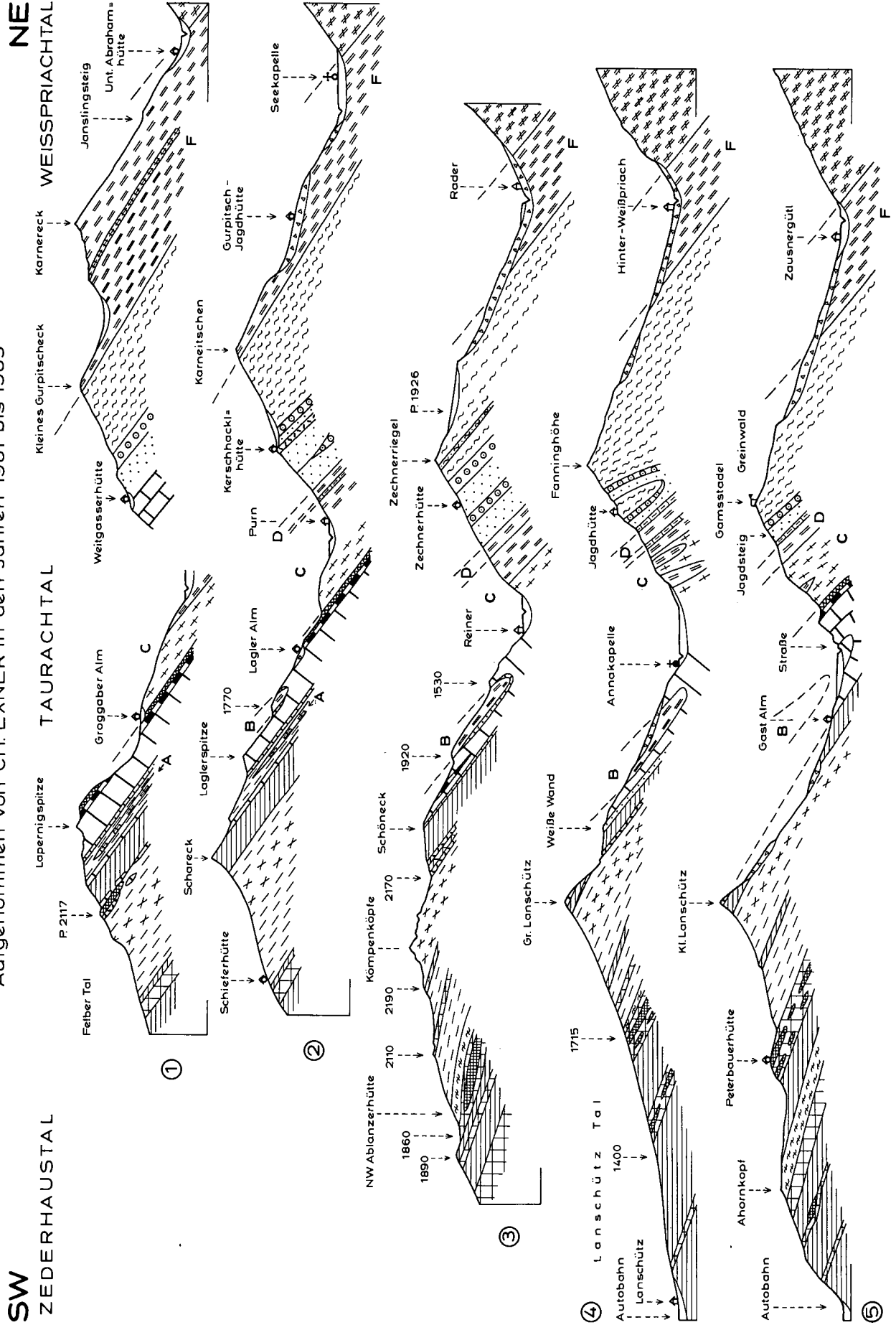
Als solche bezeichne ich Phyllonite und Phyllonitquarzite, die vermutlich aus Paragneis hervorgegangen sind. Sie stehen in drei Vorkommen im Gebiete des Tschanecks (W Katschberg) an und sind in der geologischen Karte des mittleren Lungaus mit der Signatur „Paragneis“ eingetragen.

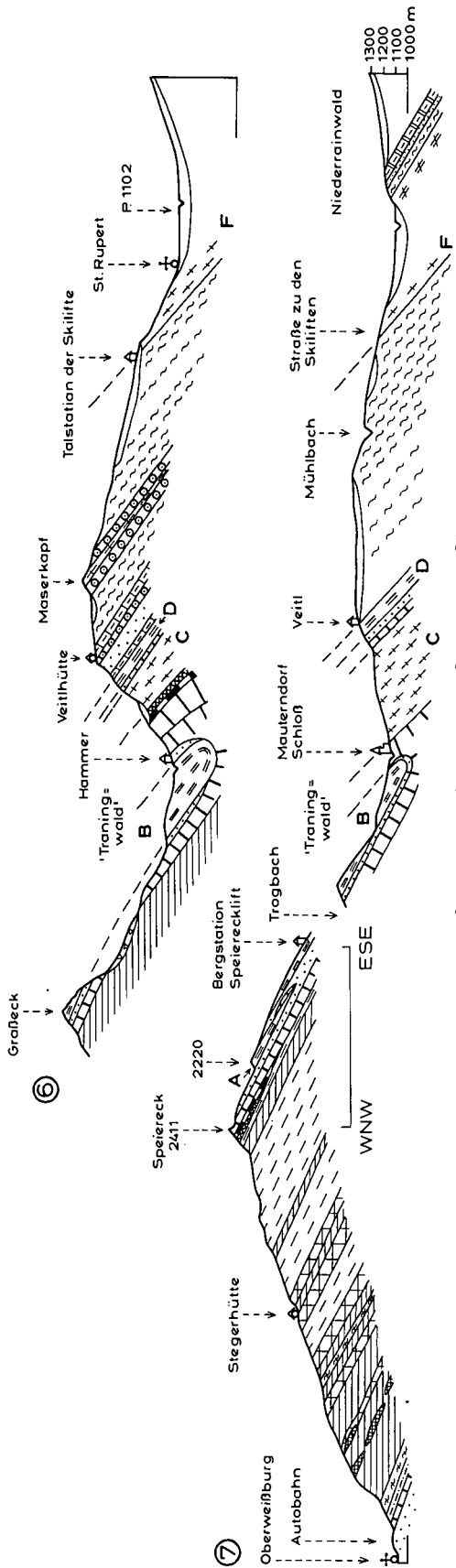
Früher wurden sie zum „Katschbergschiefer“ und „Quarzphyllit“ gerechnet (BECKE, 1908, Tafel 1, Signatur 12; EXNER, 1944, Figur 4, Signatur 6; NOWOTNY, 1976, Beilage 1). Meine derzeitige Interpretation als rektomorpher Paragneis gründet sich auf die strukturelle Ähnlichkeit mit den sicheren diaphthoritischen Gneisen der Großbecklamelle (siehe unten) und auf die entsprechende analoge tektonische Position (Assoziation mit den mesozoischen Schichtgesteinen der hier fortsetzenden Weißeneckdecke: Lantschfeldquarzit und Mitteltriasdolomit). Ich fasse die Tschaneck-Gneislamelle somit als die lückenhafte tektonische Fortsetzung des Basement der Weißeneckdecke (Großbeck-Gneislamelle) auf.

Das größte der eingangs erwähnten Vorkommen befindet sich an der Tschaneck-ESE-Flanke zwischen SH. 1935 und 1755 m (Abb. 13, Signatur 29). Das Tschaneck-Kristallin ist hier 40 m mächtig und kontinuierlich am Isoklinalhang aufgeschlossen. Es überlagert unmittelbar den Mitteltriasdolomit, über dem es in SH. 1935 m aushebt (beim Skilift). Derselbe Dolomit tritt unter dem Kristallin in SH. 1755 m wiederum zu Tage (künstlicher, 2 m hoher Aufschluß bei den neu er-

PROFILE DURCH DIE RADSTÄDTER TAUERN BEI MAUTERNDORF

Aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1981 bis 1985





PENINISCHE DECKEN

NORDRAHMENSERIE DER HOHEN TAUERN (FUSCHER-PHYLLIT-, MATREIZONE)

	Schwarzschiefer		Kämpenquarzit		permischer Serizit-Chlorit-Quarzschiefer und Geröllschiefer
	Grünschiefer		Fuscherschiefer		Quarzite in Fanning-phyllit
	Serpentin mit seinen Begleitgesteinen (Talkschiefer etc.)		Serpentin		Fanningphyllit
	Kalkschiefer		Kalkschiefer		Orthogneis (einschl. des problematischeren Paraphyroides v. Maserkopf)
	karbonatische 'Trias'		Rauhwacke und Dolomit		Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (Karnereck)
	Lantschfeldquarzit ('Untertrias')		'Trias' im Allgemeinen		Para-Bändergneis, Amphibolit und Glimmerschiefer
	Arkosegneis ('Perm')		problematischer diaphthorischer Gneis (Graggaber Kristallin)		Lantschfeldquarzit (Untertrias)

OSTALPINE DECKEN

RADSTÄDTER DECKENSYSTEM

	Hornsteinquarzit (ab Dogger)		Kalkschiefer und polygene Breccie (Jura und eventuell Kreide)		Mitteltrias-Dolomit und Trias im Allgemeinen
	Kalkmarmor (Anis)		Kalkmarmor (Anis)		Rauhwacke (Anis)
	Lantschfeldquarzit (Untertrias)		Lantschfeldquarzit (Untertrias)		Lantschfeldquarzit (Untertrias)

SCHLADMINGER GNEIS-DECKE UND LESSACHER PHYLLONITZONE

	Bänderkalk		Graphitquarzit		Phyllit
	Para-Bändergneis, Amphibolit und Glimmerschiefer		Para-Bändergneis, Amphibolit und Glimmerschiefer		Para-Bändergneis, Amphibolit und Glimmerschiefer

QUARTAR

	Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen		Bergsturz-Blockwerk
--	--------------------------------------	--	---------------------

- A = Problematica (Graggaber Kristallin und Speiereck-Gneislamelle)
- B = Graßdeck-Gneislamelle
- C = Tweng-Gneislamelle
- D = Veitl-Gneislamelle
- F = Weißpriach-Gneislamelle

Abb. 12. Profile durch die Radstädter Tauern bei Mauterdorf.

ENE

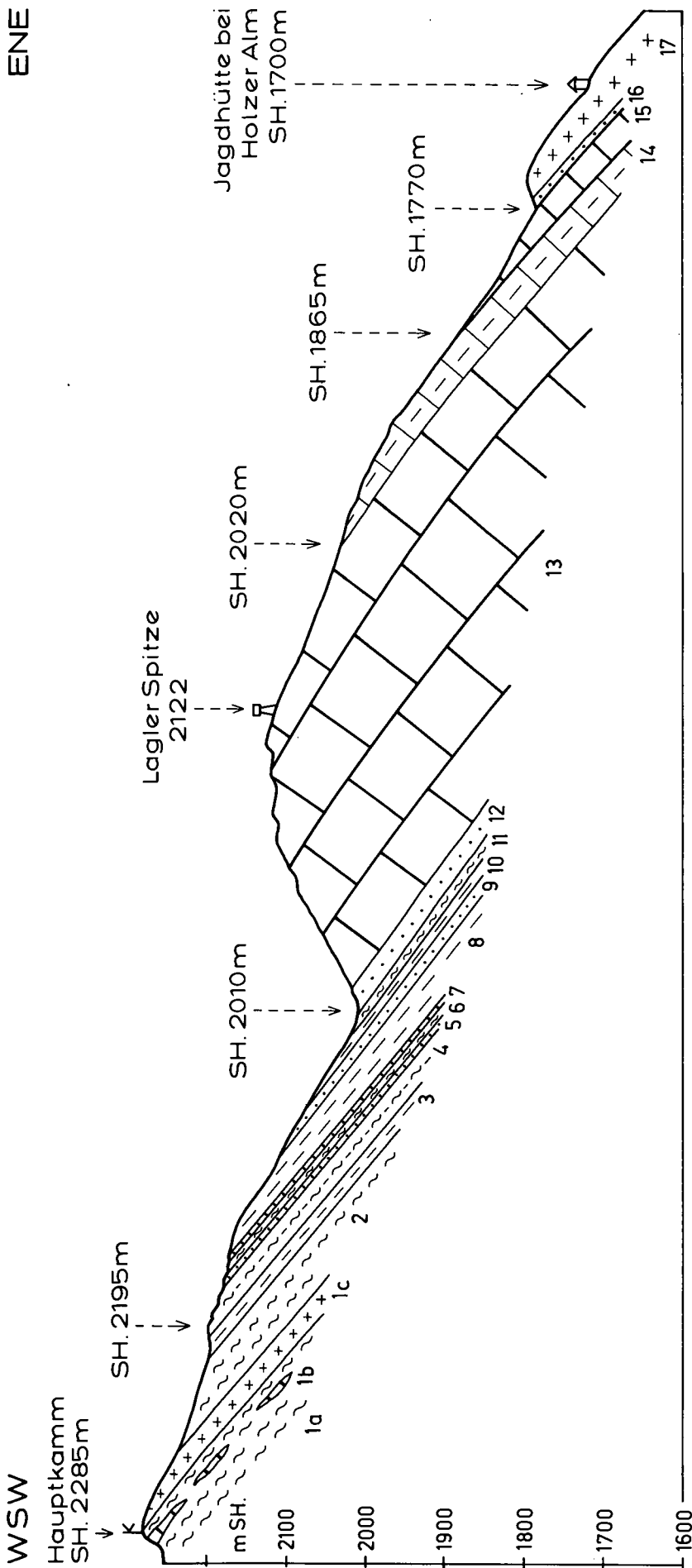


Abb. 14.
 Profil durch die Laglerspitze.
 Oberer Grünphyllit der Rahmenzone: 1a = Grünphyllit; 1b = Dolomitschollen mit 2 m Ø; 1c = Graggaber Kristallin (30 m); 2 = Grünphyllit (50 m); 3 = Kalkschiefer (10 m); 4 = Kalkschiefer mit Schwarzschiefer wechselagernd (30 m); 5 = Quarzit (3 m); 6 = Schwarzschiefer (1 m); 7 = Quarzit (1 m); 8 = Kalkschiefer (15 m), s. 110/37 NE, Lineation: 87/19 E; 9 = Quarzit (8 m); 10 = Kalkschiefer (5 m); 11 = Schwarzschiefer (5 m); 12 = Lantschfeldquarzit (8 m); 13 = Dolomit, s. 145-168/44-50 E; 14 = grauer Kalk, s. 132/29 NE, Lineation: 92/16 E; 15 = grauer Dolomit, teilweise geschiefert und mit endogener Breccie; 16 = Lantschfeldquarzit (5 m); 17 = Granodioritgneis der Großbeck-Gneislamelle.

bauten Häusern, 50 m über der „Gantalstraße“). Bei SH. 1850 m befindet sich eine gekippte, 8 m hohe Felspartie des Kristallins mit reichlichem Bergsturzblockwerk. Bei SH. 1800 m quert die neue Skipiste den anstehenden Kristallinfels. Hier befinden sich derzeit frische künstliche Aufschlüsse (Sprengungen im Fels), die einen vorzüglichen Einblick in den diaphthoritischen Paragneis liefern.

Der unterlagernde Mitteltriasdolomit ist 25 m mächtig, steht W der Kristallindeckscholle an und erweist sich durch Hangtektonik als teilweise verrutscht und gekippt. Eine N-S streichende Bergzerreißungsspalte quert den Hang in SH. 1920 bis 1980 m. SE vom Dolomit steht typischer Lantschfeldquarzit an, der hier eine stratigraphisch verkehrte Serie andeutet: Dolomit (unten) – Lantschfeldquarzit (Mitte) – Kristallin (oben). Über dem Kristallin lagert die Hauptmasse des alpaläozoischen Katschbergphyllites.

Die beiden, eingangs erwähnten, kleineren Kristallinvorkommen befinden sich an der NE-Flanke und in der Gipfelregion von P. 2013 („Unterschaneck“). Die Skipiste der NE-Flanke liefert an künstlichen Aufschlüssen diaphthoritisches Paragneis mit teilweise erhaltenem Biotit.

Im allgemeinen ist aber zu betonen, daß das Ergebnis der mikroskopischen petrographischen Untersuchung kaum exakte Beweise für die Diaphthorose nach Paragneis bietet. Meine Interpretation stützt sich vor allem auf die makroskopische Struktur und die die tektonische Position der Gesteine:

Serizit-Plagioklas-Quarz-Gneis

Fundort: Skipiste in SH. 1980 m, 150 m NE P. 2013 („Unterschaneck“). Ebenflächig-parallelschiefriges, sehr kompaktes, feinkörniges hellgraues Gestein mit straffer Lineation der Serizitzüge. Unfrisch durch Anwitterung (Löcher und braune Oxidationsflecke).

Dünnschliff (Se 2985): Hauptgemengteile: Hellglimmer, Plagioklas (Plag I und II, 0,12 mm Ø, Zwillinglamellen nach Albitgesetz) und Quarz. Accessoria: Chlorit, Opazit, Zirkon und Limonit. Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Bio-Hgl-Plag-Qu-Paragneis.

Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer

Derselbe Fundort. Recht kompaktes, ebenflächig parallelschiefriges Gestein. Biotit und Hellglimmer sind freisichtig erkennbar. Elongierter Biotit bedingt deutliche Lineation. Die Korngröße des Gesteines beträgt 0,5 bis 2 mm. Die Anwitterung bedingt zahlreiche Löcher, die durch ausgewitterten Feldspat bedingt sein dürften.

Dünnschliff (Se 2986): Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis braun, teilweise chloritisiert), Hellglimmer und Quarz. Accessoria: Chlorit, Opazit, Apatit, Turmalin und Limonit. Genese: Wahrscheinlich Diaphthorit nach Bio-Hgl-Plag-Qu-Paragneis.

Biotit-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer

Derselbe Fundort. Dunkelgrauer, teilweise silbrig glänzender, schwach gewellter, recht kompakter Schiefer. Freisichtig sind 1 mm große Biotitreste erkennbar. Serizit und Chlorit markieren eine deutliche Lineation.

Dünnschliff (Se 2984): Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis braun, größtenteils zu Chlorit umgewandelt), Hellglimmer, Chlorit und Quarz (nur mäßig verzahnt und undulös, länglich parallel s, mitunter mit Böhm'scher Streifung, zahlreiche Porenzüge). Accessoria: Turmalin, Limonit. Es fehlt Feldspat. Genese: Regressiv metamorpher Biotit-Hellglimmerschiefer.

Serizit-Chlorit-Quarzit

Fundorte: Tschaneck-ESE-Flanke, Skipiste in SH. 1860 m (Se 3160) und 1800 m (Se 2983). Grauer,

teilweise silbrig glänzender, sehr kompakter, ebenflächig parallelschieferiger Quarzit. Die Elongation von Serizitaggregaten (5 mm Ø) und Chlorit bewirkt eine straffe Elongation. 1 mm großer Turmalin ist freisichtig erkennbar.

Dünnschliffe: Hauptgemengteile: Hellglimmer (auch Querhellglimmer vorhanden), Chlorit und Quarz (mäßig verzahnt, stark undulös). Accessoria: Ilmenit, Apatit, Opazit, Hydrobiotit, Turmalin und Limonit. Es fehlt Feldspat.

Genese: Wahrscheinlich Phyllonitquarzit nach Biotitparagneis.

Schließlich sei darauf verwiesen, daß ein tektogenetischer Zusammenhang (Olistolith oder Digation) mit der petrographisch noch ärmeren, aber ähnlichen, jedoch tektonisch tiefer liegenden Kristallinscholle am NE-Kamm des Tschanecks bestehen dürfte, die vorsichtiger Weise mit der Signatur: „Problematischer Phyllonit“ in der geologischen Karte des mittleren Lungaus vermerkt ist. Siehe Kapitel über die Rahmenzone des Tauernfensters S Mur!

Eine letzte Spur der Tschaneck-Gneislamelle befindet sich SW St. Peter im Liesertal mit 3 m mächtigem Serizit-Chlorit-Quarzit, der eventuell als diaphthoritischer Gneis zu deuten ist (Abb. 5, Figur 4, Signatur 6).

4.1.3.3. Großeck-Gneislamelle

Sie bildet den nach E tauchenden Antiklinalkern der Weißeneckdecke. Sie ist 250 m mächtig und besitzt zwischen Laglerspitze-E-Kamm und St. Michael/Lungau eine mit Unterbrechungen aufgeschlossene, streichende Länge von 8 km. Landschaftlich tritt die Gneislamelle am Gipfel des Großecks bei Mauterdorf (Funkturm, Bergstation des Bergliftes, Speiereckhütte des Alpenvereines) am deutlichsten in Erscheinung. Deshalb empfehle ich jetzt diesen Namen.

Bisher hatte ich diese Kristallinlamelle in meinen Aufnahmeberichten für die Jahre 1981 bis 1985 Troger Kristallin genannt; nach der Lokalität „Trogfey“ am Speiereck-SE-Kamm (Alte Spezialkarte 1 : 75.000). Ich befürchtete nämlich eine Verwechslung mit dem nur wenige km weiter W gelegenen, gleichnamigen Berg der Hafnergruppe (Gröbeck auf Kartenblatt Muhr, prächtiger Gipfel in der peripheren Tauernschieferhülle mit Falten der Schrovinserie). Heute erscheint mir die Gefahr der Verwechslung weniger wichtig. Die sonstigen, in die Literatur eingeführten Bezeichnungen: „Unteres Mauterdorfer Kristallin“ (STAUB, 1924, p. 179) und „Mauterdorfer Kristallin“ (WEIDL, 1950, p. 28) möchte ich nicht für die Großeck-Lamelle empfehlen, da sie erfahrungsgemäß zur Verwechslung mit dem Mauterdorfer Augen-Granitgneis führen, der ebenfalls in dieser Ortschaft ansteht, jedoch zur Tweng-Gneislamelle gehört.

Die Weißeneckdecke erfährt SE Weißeneck, also im vorliegenden Arbeitsgebiet, eine bedeutende Verschwämmerung, wie schon CLAR (1937, p. 300) zeigte. Die mächtige blockförmige Entwicklung der mesozoischen Karbonatgesteine des Hochfeindes und Weißenecks mit der prächtigen Eigentektonik und den mächtigen breccienreichen Jungschichten wird hier zu einer dünnen, isoklinal NE fallenden Gesteinsplatte reduziert, die endlich S Speiereck zu den SE fallenden Boudins der Katschbergzone zerreißt. Im vorliegenden Arbeitsgebiet (S Lapernigspitze) „ist der widerspenstige starre Innenbau“ von Hochfeind und Weißeneck tektonisch überwältigt, laminiert, geschuppt und meines Erachtens (EXNER) auch stärker metamorph umkristallisiert worden (Fossilarmut!). Neben der Großeck-Gneislamelle betei-

gen sich an der Zusammensetzung des im Arbeitsgebiet befindlichen Abschnittes der Weißeneckdecke „nun in höherem Maße Quarzit, Rauhwanke und Marmor neben nicht genau einordenbarem Dolomit, so daß hier im Gegensatz zum Westen anscheinend ein Streifen mit vorwiegend tieferer Trias verarbeitet worden ist“ (CLAR, 1937, p. 302).

Meine geologische Kartierung ergibt, daß das Kristallin der Großbecklamelle als Antiklinale in den Dolomit der Weißeneckdecke von oben her eintaucht und über dem Taurachtal nach NW aushebt.

Der Dolomit umrundet stirnförmig in Mauterndorf und beim Hammer die Großbeck-Kristallin-Tauchantiklinale. Diese erscheint dann W Annakapelle nochmals als Deckscholle im Dolomit der NE-Flanken von Weißer Wand, Schöneck und in der E-Flanke der Laglerspitze (Abb. 12, Profile 2 bis 7).

Zwischen Großbeck-Kristallin und Dolomit (vorwiegend Wettersteindolomit) lagert auf weiten Strecken Quarzit und teilweise auch Kalkmarmor. Diese Vorkommen möchte ich als Lantschfeldquarzit und Gutensteinkalk auffassen und denke, eine ursprünglich zusammenhängende stratigraphische Folge: Großbeck-Kristallin, Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk, Wettersteindolomit annehmen und somit eine Liegendfalte mit NE eintauchender Stirne konstruieren zu dürfen.

Allerdings ist dieser hauptsächlich Bauplan der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes durch zahlreiche Teilfalten, Abscherungen und Schuppen kompliziert. Es gibt mehrere Stellen, wo Jungschichten (jurassische Kalkschiefer, Karbonatquarzit und polygene Breccie) zwischen Großbeck-Kristallin und Dolomit lagern. Häufig fehlt der Gutensteinkalk zwischen Lantschfeldquarzit und Wettersteindolomit. Mitunter grenzt das Kristallin unmittelbar an den Dolomit an.

Vergegenwärtigt man sich den enormen und sehr unregelmäßigen Schuppenbau der unterlagernden Tauernschieferhülle, so wird man der kaum 500 m mächtigen, ostalpinen Weißeneckdecke des Arbeitsgebietes ebenfalls einen solchen zugestehen. Es darf aber doch als eine positive Erkenntnis beurteilt werden, daß sich im Umkreis des hier verhältnismäßig gut und teilweise sogar massig erhaltenen Großbeck-Kristallins zumindest der Rest einer auf dem Altkristallin transgredierenden Schichtfolge (Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk, Wettersteindolomit) und deren Deformation zur liegenden Tauchfalte erhalten haben.

Die Großbecklamelle besteht hauptsächlich aus Paragneis, Bändergneis (Abwechslung von Biotit-Hornblende-Lagen mit aplitischen Lagen), Amphibolit und deren Diaphthoriten (Phyllonite, Grünschiefer). Grobkörnige massige Orthogneise granodioritischer und quarzdioritischer Zusammensetzung und deren Mylonite und Phyllonite kommen 60 m mächtig bei der Holzeralm vor. Dm-dicke Aplitgneislagen sind weit verbreitet. Am Schöneck-NE-Kamm erreicht ein reiner Aplitgneiskörper 80 m Mächtigkeit. Grobkörniger Mikroklin-Augengneis vom Typus des zur Twenglamelle gehörenden Mauterndorfer Augengranitgneises tritt in der Großbecklamelle mit nur 10 m Mächtigkeit W Begöriach auf und markiert dort vielleicht eine unter den Talalluvionen begrabene Verbindung von Tweng- und Großbecklamelle.

Mittel- und feinkörnige Mikroklin- und Plagioklas-Augengneise sind in der Großbecklamelle recht selten. Ebenfalls mengenmäßig zurücktretend kommen ver-

schiedene, auch Granat führende Glimmerschiefer, Chloritoid-Quarzit und Graphitquarzit vor. Stilpnomelan ist ein häufiger Gesteinsgemengteil. Wenn eindeutige Reliktstrukturen (Relikte von Gneis, Glimmerschiefer) fehlen, bleibt die Einstufung mancher Chlorit-Serizit-Phyllite als Phyllonite oder als echte, progressiv metamorphe Phyllite mitunter fraglich, besonders an der Grenze zum altpaläozoischen Trogwaldphyllit.

Historisches: Das Gestein der Großbecklamelle wird von STUR (1854, Tafel 5, Profil 30) als grauackentartige Schiefer und von VACEK (1882b, Manuskriptkarte) als Teil der Tauernschieferhülle angesehen. FRECH (1901, Geol. Karte und Fig. 21, 26) gibt bereits eine karten- und profilmäßig weitgehend richtige Darstellung, nennt aber das Gestein der Großbecklamelle „präkambrischen Quarzphyllit (Tonglimmerschiefer)“ und deutet die Lamelle als von unten auftauchende Antiklinale, die teilweise auf den Wettersteindolomit aufgeschoben ist. In UHLIG's Arbeitsgruppe behandelte KOBER den Speiereckkamm, wobei außer der Erkenntnis des Deckenbaues (Hochfeind-Weißeneckdecke) zunächst keine neue Detailbeobachtung, betreffend die Großbecklamelle, publiziert wird. Diese betrachtete man damals als einen Teil der von unten eingefalteten (eingewickelten) Decke der „Serizitquarzite, Serizitschiefer und Gesteine des Schladminger Deckenmassivs“ (UHLIG, 1908; KOBER, 1912a und b). Dabei werden erstmals Gneise und Diaphthorite in der Großbecklamelle bei Mauterndorf und in den Abhängen vom Speiereck nach St. Michael erwähnt (KOBER, 1912c, p. 528). Eine andere, unserer heutigen Auffassung nähere Interpretation bringt KOBER (1922a, p. 216, tektonische Übersichtskarte und Tektonogramm): Für das stratigraphische Grundgebirge der Radstädter Decken wird der Name „Twenger Kristallin“ geprägt. Das Kristallin des Großbecks wird als eine kurze, N Mauterndorf sogleich auskeilende Abspaltung und zugleich Teilkörper der Twenglamelle aufgefaßt. Dieser Teilkörper taucht am Großbeck und bei Mauterndorf von oben her in die Trias der Weißeneckdecke stirnförmig ein. Die Quarzite des Speierecks „sind im allgemeinen die Quarzite, die ins Liegende des darüber folgenden Twenger Kristallins gehören“. Da KOBER anscheinend die W-Seite des Taurachtales NW Mauterndorf nicht begangen hat, vernachlässigte er die schon von FRECH kartierte und erkannte Fortsetzung des Großbeck-„Quarzphyllits“ bis 5 km NW Mauterndorf (Holzeralm). So fehlt diese wichtige Kristallinlamelle bis heute auf den offiziellen geologischen und tektonischen Übersichtskarten der Republik Österreich 1 : 500.000 und 1 : 1.000.000.

STAUB (1924, p. 179 und tektonische Karte der Alpen) trennt die Großbecklamelle („Unteres Mauterndorfer Kristallin“) als Grundgebirgsteil seiner „Weißeneckschuppe“ ganz richtig von der Twenglamelle („Oberes Mauterndorfer Kristallin“) als Grundgebirgsteil seiner „mittleren Radstädter Decke“ ab und zeichnet beide schematisch weitgehend durch. Auch WEIDL (1950a: Geolog. Karte 1 : 25.000) zieht schematisch, theoretisch richtig, die Großbecklamelle von St. Michael bis zur Holzeralm durch.

PREY (1938, p. 64) erkennt die liegende Tauchfalte des Großbecks: Auf dem diaphthoritischen Altkristallin des „Traningwaldes“ liegen an der Tauernstraße Quarzit und Dolomit. „Um das umbiegende Ende des Kristallins und des Quarzites herum verbindet sich der vorhin genannte Dolomit mit dem einer verkehrten Serie unter Kristallin und Quarzit, der in den Abhängen des Großbecks bei Mauterndorf ansteht“. Im NE-Abhang des Schönecks (Gebiet: Jh. Kastenmüller bis Holzeralm) findet TOLLMANN (1961a, p. A83) die NW-Fortsetzung des Kristallins vom Großbeck in Form von „Diaphthoriten nach Glimmerschiefern, Gneisen und bedeutenden Amphibolitlügen“, welche FRECH dort als Quarzphyllit kartiert hatte. TOLLMANN (1961 bis zuletzt 1980) faßt das Kristallin der Großbecklamelle als die tektonische Basis der Weißeneckdecke auf und weist die mesozoischen Schichtglieder unter der Großbecklamelle seiner Speiereckdecke zu. Die zahlreichen, von mir oben genannten Unregelmäßigkeiten (Einschaltung von Jungschichten zwischen Kristallin und transgressiver Trias etc.) bedingen seine Vorstellung eines Gleitdeckenbaues.

Ich bin wiederum zur Auffassung der nach NE abtauchenden Liegendfalte der Weißeneckdecke gelangt, deren tauchender Antiklinalkern die Großbeck-Kristallinlamelle im großen und ganzen mit manchen Komplikationen darstellt. Das Ausheben des Kristallins über der Stirnfalte des Wettersteindolomites der Weißeneckdecke als Fortsetzung der von PREY bei Mauterndorf erkannten Struktur konnte ich durch meine Kartierung der Weiße Wand-NE-Flanke und der Laglerspitze-E-Flanke belegen (EXNER, 1983, p. 319). Neuerdings hat auch HÄUSLER (1985, p. 300) auf die inverse stratigraphische Serie am Großbeck hingewiesen, jedoch weist er die Großbeck-Gneislamelle der Lantschfelddecke zu (HÄUSLER, 1988, Abb. 1, Figur c).

4.1.3.3.1. Petrographie

Da BECKE die Großbeck-Gneislamelle nicht untersuchte, KOBER und WEIDL nicht mikroskopierten („Altkristallin“ und „Quarzphyllit“ wurden hier von WEIDL nicht getrennt kartiert), so bringt die folgende Dokumentation meiner Beobachtungen erstmals entsprechende Ergebnisse.

Betrachten wir zunächst die mengenmäßig zurücktretenden Orthogneise, so beginne ich mit einem grobkörnigen Granodiorit, den ich bei der Holzeralm auffand und im vorläufigen Aufnahmebericht zunächst unzutreffend als Monzonit klassifizierte:

Granodioritgneis – Mylonit

Es handelt sich um 50 m mächtige grob- bis mittelkörnige, grün-weiß gefleckte, recht kompakte Gesteine mit flächigem Parallelgefüge und mit mehr oder weniger deutlicher Lineation. Freisichtig sind 4 mm große Feldspate (Albit und Schachbrettalbit), mehrere mm lange, annähernd rechteckig begrenzte Chlorit-Epidot-Aggregate (wahrscheinliche Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende) und mitunter bis 4 mm große braune Titanitkristalle erkennbar.

Mikroskopisch erweisen sich die untersuchten Gesteinsproben aus den Felswänden N (Se 3000,3001) und ENE (Se 3060) Holzeralm als Mylonite. Die großen Feldspatleisten schwimmen in einem Zerreibsel (Mörtelgefüge), das hauptsächlich aus Quarz, Chlorit, Epidot und Feldspat besteht.

Gewöhnlicher Plagioklas ist der volumetrisch vorherrschende Feldspat. Es handelt sich um Albit. Im Schnitt senkrecht X und MP wurde 0 % An-Gehalt gemessen. Plag III, II und I. Komplexzwillinge häufig. Füllungstypen C und B sowie füllungsfreier Randsaum und auch füllungsfreie Einzelindividuen.

Schachbrettalbit tritt gegenüber dem gewöhnlichen Plagioklas volumetrisch zurück. Er bildet aber ebenfalls leistenförmige Großindividuen und häufig auch Randsäume um den gewöhnlichen Plagioklas. Stets handelt es sich um fertigen Schachbrettalbit ohne erhaltene Stoffrelieks des ursprünglichen Kalinatronfeldspates.

Quarz beteiligt sich an der Zusammensetzung des Mörtelgefüges. Mitunter treten anscheinend automorph begrenzte Aggregate als Reste ursprünglicher idiomorpher Großquarze auf.

Chlorit ist reichlich vorhanden.

Epidot zeigt häufig braune Kerne mit farbloser Hülle.

Ferner: Titanit (häufig mit Kernen von Rutil), Opazit, Karbonat, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithe im Plagioklas).

Hornblende-führender Granodiorit-Mylonit

In einem eher massigen Typus des grobkörnigen Granodioritgneis-Mylonites aus der Felswand N Holzeralm (Se 3002) sind freisichtig 4 mm große schwarzgrüne Hornblende-Prismen erkennbar.

Mikroskopisch handelt es sich um primäre braune Hornblende (Pleochroismus von grün bis dunkelbraun) mit staubförmiger opaker Fülle. Dünne sekundäre Randsäume bestehen aus farblosem ungefülltem Grammatit. Linsenförmig werden die Hornblenden von Chlorit-Epidot-Aggregaten umschlossen und durchdrungen. Das spricht für deren Natur als Pseudomorphosen nach Hornblende auch im jetzt Hornblende-freien Granodioritgneis (siehe oben!).

Der übrige Mineralbestand weicht kaum vom oben Genannten des Granodioritgneises ab. Der Plagioklas ist Albit mit 6 % An (Messung senkrecht X). In fein gefalteten Partien tritt reichlich Hellglimmer auf.

Phyllonit nach Granodioritgneis

An intensiven Scherzonen wird der Granodioritgneis zu einem Chlorit-Epidot-Serizit-Plagioklas-Kalzit-Quarz-Schiefer umgewandelt. Ein solches Gestein steht in SH. 1720 m, 20 m oberhalb der Jagdhütte bei der Holzeralm an. Megaskopisch ist es ein giftig gelblichgrüner Phyllit (Chlorit, Epidot, Serizit) mit farblosen linsenförmigen Lagen (Plagioklas, Kalzit, Quarz).

Mikroskopisch (Se 2999) erweist sich der Plagioklas als frisch gesproßter, xenomorpher Poikiloblast mit unregelmäßigen Einschlüssen von Chlorit, Epidot und Hellglimmer. Es fehlen die primären leistenförmigen, komplex verzwilligten Plagioklase und die Schachbrettalbite des Granodioritgneises. Die alten Plagioklase wurden offensichtlich im Zuge der differentiellen Bewegung und Kristallisation im Bereich der tek-

tonischen Scherzone aufgelöst und durch die neu gebildeten, runden Plagioklas-Poikiloblasten ersetzt.

Accessorica: Opazit und Rutil.

Quarzdioritische Varietät

Dieses Gestein steht zusammen mit Amphibolit am Speiereck-SE-Hang in SH. 1900 m an der Skipiste, W Bergstation des Speiereck-Liftes an.

Mega- und mikroskopisch (Se 2990) entspricht diese quarzdioritische Varietät weitgehend dem Granodioritgneis von der Holzeralm. Bloß fehlt der Schachbrettalbit und die Mikrolithenfülle im Plagioklas beschränkt sich auf den Typus C. In Resten tritt Biotit auf (Pleochroismus: hellgelb bis dunkelbraun), der in Umwandlung zu Chlorit begriffen ist.

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot, Hellglimmer, Plagioklas, Quarz. Accessoria: Biotit, Titanit, Opazit und Apatit.

Mikroklin-Augengneis

Es wurden nur 2 Vorkommen untersucht. Ein 10 m mächtiges Vorkommen ist in SH. 1150 m am neuen Güterweg unmittelbar ober der Ortschaft Begöriach in schwach verrutschtem Zustande aufgeschlossen (Probe Se 2918). Das andere ist ein anstehender, 5 m mächtiger Felsaufschluß in SH. 1215 m im Graben N Litzldorf bei St. Michael/Lungau (Probe Se 2994).

In beiden Fällen handelt es sich um intensiv postkristallin gewalzten, mittelkörnigen, Biotit und Hellglimmer führenden Gneis mit 2 mm dicken und 10 mm langen Feldspatäugen. Annähernd ebenflächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation sind charakteristisch.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die großen Feldspatäugen als hart gegitterter Mikroklin mit Karlsbader Zwillingen und Kornertrümmerung. Das Begöriacher Vorkommen läßt Ader- und Fleckenperthit sowie Schachbrettalbit erkennen. Im Litzldorfer Graben fehlen Perthit und Schachbrettalbit. Der Plagioklas tritt volumetrisch gegenüber Knaf zurück. Gemessen wurde Albit mit 0 % An. Die Körner sind mechanisch gequält und zerkleinert. Im Begöriacher Vorkommen findet man die Typen Plag III, II, I; im Litzldorfer Graben jedoch nur Plag I. In beiden Vorkommen sind die Plagioklase teils ungefüllt, teils weisen sie Fülle vom Typus B auf. Biotit (hellgelb oder hellgrün bis braun) und Hellglimmer sind vorwiegend postkristallin deformiert. Im Litzldorfer Graben gibt es jedoch daneben auch Quer-Hellglimmer (Neubildung). Die Quarzleisten sind intensiv kaltgereckt (verzahnt, stark undulös) und umfließen plastisch die Feldspattrümmer. Ferner: Opazit, Apatit, Zirkon, Orthit mit Epidotrand, selbständiger Epidot und Hämatit.

Genetisch kann das Gestein am ehesten als postkristallin ausgewalzter Granit angesprochen werden. Das Begöriacher Vorkommen gleicht petrographisch dem Mauterndorfer Augen-Granitgneis. Das Vorkommen im Litzldorfer Graben ist stärker verändert (Austreibung der perthitischen Substanz) und teilweise regeneriert (Blastese von Hellglimmer und Plag I).

Aplitgneis

Der 80 m mächtige, sehr rein entwickelte Aplitgneis des Schöneck-NE-Kammes (Abb. 15, Signatur 6) und des Gebietes ESE Holzeralm führt Kalifeldspat. Megaskopisch handelt es sich um ein farbloses feinkörniges Feldspat-Quarz-Gestein mit Lagen von grünem Glimmer (Phengit). Es herrscht ebenflächiges Parallelgefüge mit deutlicher Hauptlineation (Faltenamplituden im cm- bis 2 m-Bereich) und spitzwinkelig dazu verlaufender Elongation des Phengites.

Die mikroskopische Untersuchung einer Probe (Se 2998) des Felsgrates in SH. 1815 m über der Abrißkante des Bergsturzes 1 km W Jh. Kastenmüller ergibt als Hauptgemengteile: Knaf in leistenförmigen Individuen mit flauer bis harter Mikroklingitterung. Perthitfrei. Staubbörmige, sekundäre Trübung (wahrscheinlich permische Verwitterungsreste). Quarz: Granoblastisch, wenig undulös. Hellglimmer: Pleochroismus von hellgrün bis dunkel grasgrün.

Ferner: Opazit und Zirkon. Es konnte kein Plagioklas gefunden werden. Es fehlen Myrmekit, Schachbrettalbit und Chlorit.

Hingegen erweisen sich die nur dm-dicken aplitischen Lagen in Bändergneisen als Plagioklasaplitte, denen Kalifeldspat fehlt.

Ein Beispiel von hybridem Chlorit-Aplitgneis in Nachbarschaft von Amphibolitlagen aus Bändergneis (Se 2923) der Felssprengung für den Weg zur Skipiste am Speiereck-SE-Kamm, SH. 2000 m, stellt sich freisichtig als feinkörniges Feldspat-Quarz-Gestein dar, dessen flächiges Parallelgefüge durch reichlichen kleinschuppigen Chlorit markiert ist. Megaskopisch sind in geringeren Mengen auch Hellglimmer, Epidot und Titanit erkennbar. Eine deutliche Hauptlineation ist durch die Elongation der Schichtsilikate markiert.

Mikroskopische Hauptgemengteile: Plag III, II und I. Fülle B bis C, oder ungefüllt. Gemessen wurde ein ungefüllter Plag III mit 7 % An. Häufig ist ein füllungsreicher Randsaum vorhanden. Quarz (xenomorph, undulös, verzahnt), Chlorit.

Ferner: Epidot, Opazit, Hellglimmer (als Plagioklasfülle und an jungen Scherflächen) und Hämatit. Es fehlt Knauf.

Ebenfalls im geologischen Bändergneisverband mit Amphibolit wurde ein hybrider Serizit-Aplitgneis am Güterweg 400 m S Hammer (Se 2929) untersucht. Das feinkörnige Feldspat-Quarz-Gestein zeigt annähernd ebenflächige, mit Serizit belegte s-Flächen und deutliche Lineation.

Hauptgemengteile: Plag III, II und I. Fülle B oder ungefüllt. Plag III wurde mit 5 % An gemessen. Quarz, Hellglimmer.

Ferner: Epidot, Opazit, Karbonat und Hämatit. Es fehlen: Knauf, Biotit und Chlorit.

Genetische Interpretation: Der Gehalt an Epidot und syngenetischem Karbonat sowie der geologische Verband mit Amphibolit deuten auf die Entstehung als hybrider Aplit. Das Fehlen von Amphibol, Biotit, Chlorit und der reiche Serizitgehalt des Gesteins lassen auch eine eventuelle Interpretation als SiO₂-reicher Vulkanit oder Tuffit zu.

Kleinkörniger Plagioklas-Augengneis

Der graugrüne, Chlorit- und Hellglimmer-reiche Gneis zeigt im Längs- und Querbruch charakteristische, 1 mm dicke, farblose Feldspat-Augen und dünne Quarz-Feldspat-Lagen. Sie sind fein gefaltet und weisen auf intensive Deformation eines ursprünglich gröber körnigen und massigeren Gneises hin. Stellenweise ist Biotit mit freiem Auge zu erkennen. Das Gestein ist nur einige m mächtig und bildet N-S streichende Linsen im Gebiet um den Peterbauer und ein isoliertes Vorkommen am Güterweg S Begöriach.

Mikroskopisch untersucht wurden folgende Vorkommen: (A) Linke Flanke des Grabens N Litzldorf, SH. 1160 m, Fels unter dem Gasthof (Se 2993). (B) SH. 1275 m, Fels unter der Kapelle, welche sich SW Peterbauer befindet (Se 2996). (C) SH. 1335 m, am Hohlweg 125 m NNW Peterbauer (Se 3119, 3120). (D) SH. 1425 m, am Güterweg E Trasse des Speiereck-Sesselliftes (Se 3117, 3118). (E) SH. 1205 m, am Güterweg S Begöriach, bei Querung des Baches (Se 2919).

Es handelt sich um Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneis. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis braun. In der Fundstelle (B) blieb er gut erhalten. In den übrigen Proben fehlt er niemals, doch ist er zu einem großen Teil zu Chlorit umgewandelt. Hellglimmer ist parallel mit Biotit verwachsen und bildet auch Querblasten. Der Feldspat ist durchwegs nur Plagioklas mit den Typen Plag III, II und I, teils mit Fülle Typus B, teils ungefüllt. Die Augen und Lagen werden hauptsächlich von kornertrümmerten xenomorphen Aggregaten aufgebaut. In den Proben (C) blieb ein scharfer Zonenbau des Plagioklases erhalten mit Oligoklas 25 % An (Messung senkrecht X) im Kern und Albit in der Hülle. Der stets xenomorphe Quarz ist kaltgereckt (Längung parallel s, intensive Verzahnung, stark undulös, Gruppierung zu Überindividuen). Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Turmalin, Hämatit und Kalzit.

Die auffallend gleichmäßige Beschaffenheit des recht kompakten Gesteines und sein primär reicher Biotit-Gehalt lassen die Möglichkeit offen, das Gestein eventuell als Orthogneis zu deuten. Jedenfalls handelt es sich um einen auffallenden Gneis in den umgebenden, recht eintönigen Phylloniten des Grobeck-Kristallins. Er wurde dementsprechend auch schon früher als diaph-

thoritischer Gneis vom Peterbauer erwähnt (EXNER, 1939, p. 308).

Amphibolit und Grünschiefer

Es handelt sich um mittelkörnige dunkelgrüne, ebenflächig parallelschiefrige Gesteine mit deutlicher Lineation. Sie sind den übrigen Schiefnern konkordant eingelagert. Ihre Mächtigkeit schwankt von dm bis zu einigen deka-m. Freisichtig erkennt man meist nur Chlorit, Epidot und mitunter Biotit. Farblose Flecken und Lagen bestehen aus Plagioklas und Quarz.

Mikroskopisch zeichnen sich die Amphibolite durch Relikte von alter brauner Hornblende und von altem Plagioklas (deformierte Großkörner mit Füllungstypus D) aus. Hingegen lassen die Grünschiefer nur neu gebildeten Aktinolith und feinkörnigen neuen Plagioklas (meist ohne Fülle) erkennen.

Amphibolit und Grünschiefer des Grobeck-Kristallins stehen miteinander im geologischen Verbandsverhältnis und sind ohne mikroskopische Untersuchung kaum unterscheidbar. Es dürfte sich um Abkömmlinge ehemaliger Basalte und deren Tuffe handeln. Die Metamorphose der Grünschiefer erfolgte regressiv nach Amphibolit.

Biotit-Epidot-Amphibolit steht an folgenden Orten der Speiereck-SE-Flanke an: (A) Rückfalkuppe in SH. 2000 m, Felssprengung am Weg zur Skipiste (Se 2924). (B) SH. 1900 m, Skipiste 500 m W Bergstation des Speiereck-Sesselliftes (Se 2989).

Die Hornblende besteht aus großen Kernen mit Pleochroismus von hellgelb bis braun. Die schmalen Randsäume und kleinen Einzelindividuen zeigen Pleochroismus von hellgelb bis lichtgrün. Kern und Hülle gehen gleichzeitig in Auslöschung. Chlorit umgibt und verdrängt die Hornblende. Biotit weist Pleochroismus von hellgelb bis grünlich braun auf. Er ist in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Chlorit, Epidot zeigt mitunter Zonenbau mit braunem Kern und gelblich grüner Hülle. Plagioklas ist in 2 Generationen vorhanden. Postkristallin deformierte alte Großindividuen weisen eine dichte Fülle vom Typus D auf. Kleine rundliche neue Plagioklase sind ungefüllt, oder zeigen schwache Fülle vom Typus C. Quarz (xenomorph).

Ferner: Titanit, Opazit, Apatit, Turmalin, Kalzit und Hämatit.

Eine sehr albitreiche Lage im Amphibolit des Fundortes (B) erweist sich als Stilpnomelan-führender Biotit-Prasinit (Se 2988). Der Albit weist nur eine Generation auf (Neubildung) und bildet große xenomorphe Poikiloblasten (Plag II und I) mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile (Prasinitteffekt). Die übrigen Hauptgemengteile sind Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Quarz. Accessoria: Opazit, Titanit, Turmalin, Stilpnomelan, Apatit und Kalzit.

Biotit-Chlorit-Grünschiefer der Speiereck-SE-Flanke in SH. 1940 m, ca. 400 m NW Bergstation des Speiereck-Liftes (Se 2925) führt als Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis olivgrün, in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Chlorit, Epidot, Plagioklas (alte Generation: Plag III, Füllungstyp C, postkristallin deformiert; neue Generation: Plag I und II, vorwiegend ungefüllt, postkinematisch kristallisiert) und Quarz. Accessoria: Titanit (häufig mit opaken Kernen), Opazit, Kalzit und Hämatit.

Aktinolith-Chlorit-Grünschiefer im Taurachtal, Güterweg 550 m SSE Hammer (Se 2928). Hauptgemengteile: Aktinolith (Pleochroismus farblos bis hellgrün), Chlorit, Plagioklas (Typus I und II, ungefüllt, xenomorph) und Quarz. Accessoria: Epidot, Titanit (mit Kernen von Opazit und Rutil), Opazit und Hämatit.

Kleinkörniger Grünschiefer steht in den Felswänden SW Rainer in SH. 1475 an.

Paragneis, Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit

Es handelt sich durchwegs um Diaphthorite. Es sind graugrüne, mehr oder weniger kompakte (gneisige) oder phyllonitische (schiefrige phyllitartige) Gesteine mit welligflächigem Parallelgefüge und meist undeutlicher Lineation. Mit freiem Auge erkennt man Chlorit und Hellglimmer und im Quer- und Längsbruch farblose Lagen (Plagioklas und Quarz). Reste von Biotit sind nur mikroskopisch stellenweise kenntlich. Hellglimmer tritt in großen Schuppen (3 mm Ø) auch als Neubildung auf.

Proben von diaphthoritischem Paragneis von Litzldorf bei St. Michael/Lungau (SH. 1165 m, 275 m NNW „L“ von „Litzldorf“; Se 2982) und

vom Unteren Güterweg im Trogwald in SH. 1480 m (Se 2921 und 2930) lassen unter dem Mikroskop erkennen:

Biotit mit Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun, größtenteils sekundär zu Chlorit umgewandelt. Plagioklas: Alter automorpher, postkristallin gequälter Plag III mit Fülle vom Typus B. Xenomorphe Neubildungen von ungefülltem Plag II und I. Chlorit. Hellglimmer: Gequälte alte Schuppen und große, nur wenig deformierte Neubildungen. Quarz: Xenomorph. Teils kaltgereckt, teils regenerierte Neubildung.

Ferner: Opazit, Ilmenit mit Titanitsaum, selbständiger Titanit, Rutil, Granat, Apatit, Turmalin, Epidot, Hämatit und Stilpnomelan (in Probe Se 2930).

Weite Verbreitung haben diaphthoritische Glimmerschiefer mit Übergängen zu Chlorit-Serizit-Phylliten. Sehr chloritreiche Phyllite findet man besonders im N-Teil des Grobeck-Kristallins (Deckscholle der Weißen Wand, Jh. Kastenmüller und Holzer Alm). Hier dürfte es sich teilweise um Tuffite eines basischen Vulkanismus handeln:

Z. B. mittelkörniger gefalteter Chlorit-Serizit-Phyllit (Se 2932) längs des Güterweges, NW Jh. Kastenmüller, Hauptgemengteile: Chlorit, Hellglimmer, Plagioklas (xenomorpher Plag I, ungefüllt), Kalzit und Quarz. Accessoria: Opazit und Titanit.

Granatführender Paragneis und Granatglimmerschiefer

Die betreffenden Vorkommen wurden auf der geologischen Karte vermerkt und sind nicht häufig. Es handelt sich um graugüne, stets biotitführende, klein- bis mittelkörnige Paragneise und um grobschuppige bis feinkörnige Glimmerschiefer, welche ebenfalls Biotit und Plagioklas führen. Die Paragneise sind mehr kompakt, die Glimmerschiefer blättrig. Der Mineralbestand ist derselbe.

Diese Gesteine stellen durchwegs Retromorphite dar. Granat und Biotit sind stets in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Der alte Plagioklas ist zu feinkörnigem Granulat zerbrochen. Neubildungen von Hellglimmer, Chlorit, Stilpnomelan, Albit u. a. stellen sich ein.

Mikroskopisch untersucht wurden Paragneise von folgenden Fundorten: (A) Felsaufschlüsse an Skipiste in SH. 1790 m, N Mittelstation des Grobeckkliffes (Se 2991, 2992). (B) Am Güterweg S Mittelstation des Grobeckkliffes, 200 m NE Wh. Sonnenalm (Se 2955). (C) Am oberen Güterweg im Trogwald, SH. 1700 m (Se 2997). (D) Am unteren Güterweg im Trogwald, SH. 1480 m (Se 2922); ferner Glimmerschiefer von folgenden Fundorten: (E) „Traningwald“ SH. 1245 m, an der Gabel des

Güterweges 550 m NW Talstation des Grobeckkliffes (Se 2926, 2931) und (F) „Traningwald“ SH. 1240 m, am Güterweg 700 m S Hammer (Se 2927).

Die Hauptgemengteile dieser Proben sind: Granat (maximal 3 mm Ø, Kornzertrümmerung, in Spalten und randlich chloritisiert, mitunter gänzlich in Chlorit umgewandelt). Biotit (hellgelb bis rotbraun, parallelverwachsen mit Hellglimmer, sekundäre Umwandlung zu Chlorit). Hellglimmer. Chlorit. Plagioklas (meist feinkörniges Granulat im Grundgewebe des Gesteines, Plag III, II und I. Fülle vom Typus C, B und auch ungefüllt. Xenoblasten als ungefüllte Neubildungen vom Typ Plag I erweisen sich als Albit mit 0 % An, Messung senkrecht X in Probe Se 2922). Quarz (postkristallin deformiert, mitunter intensiv kaltgereckt, stellenweise aber auch regeneriert).

Ferner: Opazit, Titanit (häufig mit Opazitkern), Apatit, Zirkon, Turmalin, Epidot, Piemontit (Se 2992), Stilpnomelan (0,15 mm große radialstrahlige Büschel in Se 2922), Hämatit und Kalzit.

Chloritoid-Quarzit

Er bildet eine konkordante Lage in diaphthoritischem Paragneis des Unteren Güterweges im Trogwald in SH. 1455 m. Das mittelkörnige, ebenflächig parallel-schiefrige Gestein läßt freisichtig neben viel Quarz einen feinen Filz von Serizit und Chlorit und 2,5 mm große stahlschwarze Chloritoidblasten erkennen.

Unter dem Mikroskop (Se 2920) erweist sich der Quarz als postkristallin deformiert. Die übrigen Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit und postkinematisch gesproßte, auch rosettenförmig angeordnete, mechanisch unverletzte Chloritoidtafeln.

Ferner: Opazit, Rutil, Apatit, Epidot und Stilpnomelan (Pleochroismus: hellgoldgelb bis dunkelbraun; büschelförmig; auch parallel verwachsen mit Chloritoid).

Graphitquarzit

Im diaphthoritischem Glimmerschiefer finden sich dm-dicke Linsen von Graphitquarzit. Z. B.: Skipiste SH. 1780 m, nördlich der Mittelstation des Grobeckkliffes. Ferner am Güterweg im „Traningwald“ 600 m SSE Hammer und am selben Weg 400 m S Hammer.

4.1.3.3.2. Detailprofile

Im N hebt die Grobeck-Gneislamelle über dem Triasdolomit Laglerspitze – Lagleralm – Reiner – Twengerau als tauchender Antiklinalkern aus, ohne die Taurachtalsole zu erreichen (Abb. 12, Profil 2, Signatur B). Die verkehrte Schichtfolge im Liegenden ist mit Lantschfeldquarzit (Abb. 14, Signatur 16), Gutensteiner

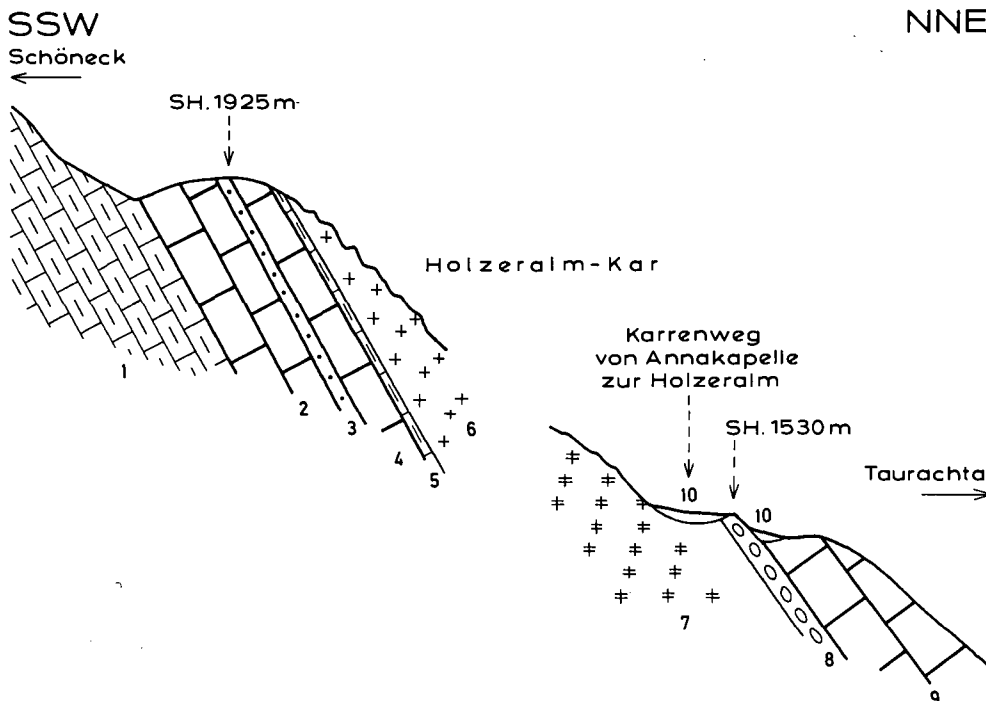


Abb. 15. Hangendes und Liegendes der Grobeck-Gneislamelle. Profil durch den E-Kamm des Holzeralmkares. 1 = grauer bis farbloser Kalk (30 m); 2 = Dolomit (5 m); 3 = Lantschfeld-quarzit (1 m); 4 = Dolomit (2 m); 5 = grauer bis farbloser Kalk (0,5 m), s: 110/59 N, Lineation: 110/10 W; 6 = Aplitgneis der Grobecklamelle (80 m); 7 = diaphthoritischer, chlorit-reicher Gneis der Grobecklamelle (170 m); 8 = polygene Breccie der Jungschichten (2 m), die Komponenten bestehen aus Aplitgneis (20 cm Ø) und grauem Dolomit, die Matrix aus Quarzit, s: 120/subvertikal, Lineation: 120/14 E; 9 = hell-grauer Dolomit (50–100 m); 10 = Gehängeschutt.

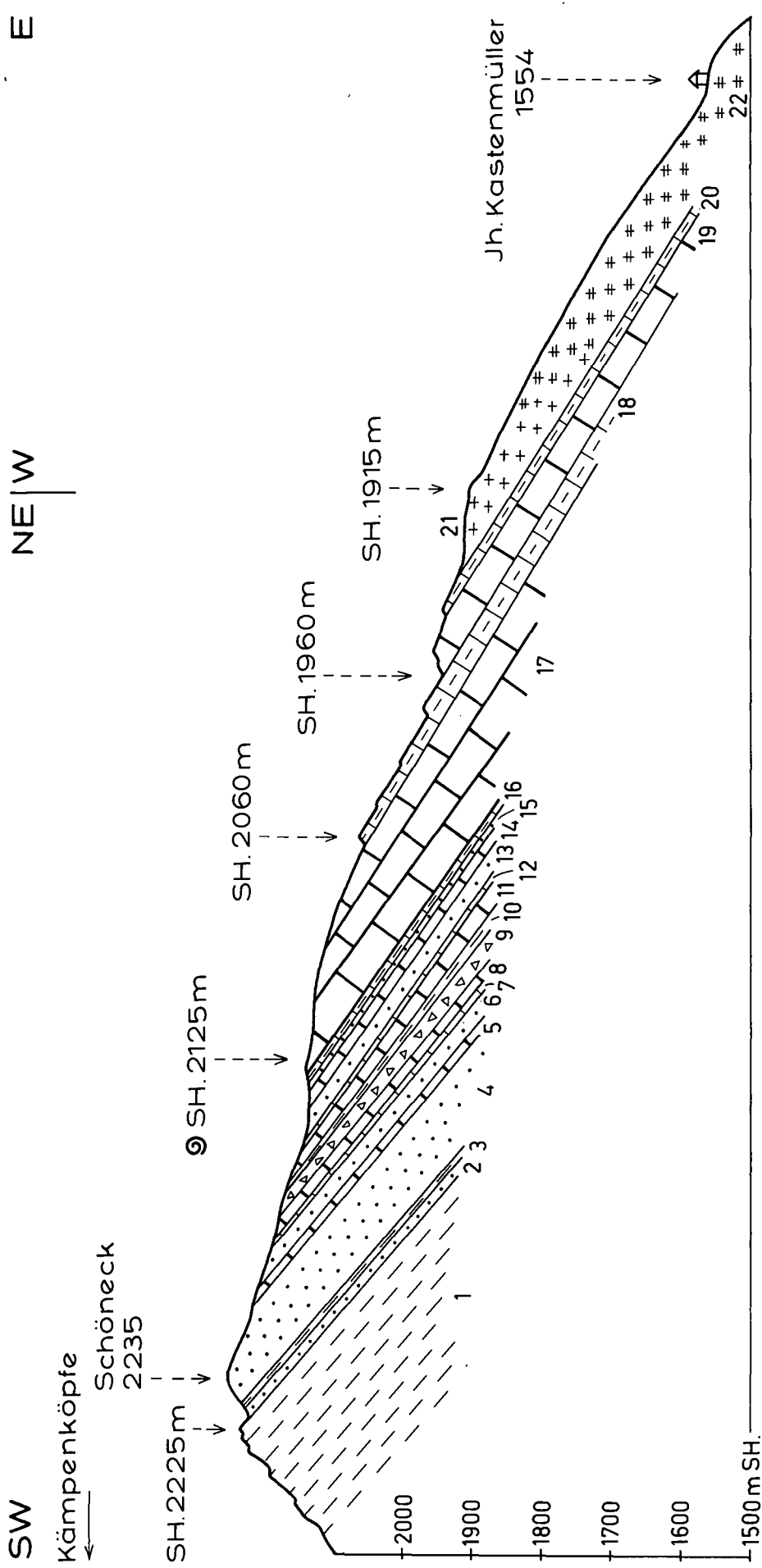


Abb. 16.
 Profil durch das Schöneck.
 Schareck-Kalkschieferzug: 1 = Kalkschiefer, s. 122/42 NE, Lineation: 120/10 SE, Weißeneckdecke: 2 = Lantschfeldquarzit (5 m); 3 = Kalkschiefer (3 m); 4 = Lantschfeldquarzit (50 m), s. 115/37 NE, Lineation: 110/10 SE; 5 = Dolomit (4 m); 6 = Lantschfeldquarzit (10 m); 7 = Kalkmarmor (2 m); 8 = Dolomit (4 m); 9 = polygene Breccie (2 m), Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix; 10 = Kalkschiefer (3 m); 11 = Dolomit (9 m), mit Zwischenlagen von grauem Kalk; 12 = grauer Kalk (2 m); 13 = Lantschfeldquarzit (7 m); 14 = Dolomit und Kalk (5 m); 15 = Lantschfeldquarzit (5 m); 16 = grauer Kalk (5 m); 17 = grauer Dolomit (70 m), mit Fundort von Diploporen; 18 = grauer mittelkörniger Kalkmarmor (30 m), s. 115/37 NE, Lineation: 112/10 SE; 19 = hellgrauer, kalkhaltiger Dolomit; 20 = grauer bis farbloser Kalkmarmor; 21 = Aplitgneis der Großbeck-Gneisamelle; 22 = Paragneis, Grünschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit der Großbeck-Gneisamelle.

Niveau (Signaturen 15, 14) und Wettersteindolomit (Signatur 13) angedeutet. Im Hangenden finden sich Jungschichten an der Fuge zwischen Gneis und Dolomit eingequetscht: Polygene Breccie als Lesesteine 250 m NE Holzeralm und anstehend in SH. 1530 m neben dem Karrenweg Annakapelle – Holzeralm (Abb. 15, Signatur 8). Die besten kontinuierlichen und frischen Aufschlüsse (Granodioritgneis, Aplitgneis, Paragneis) der Großbecklamelle befinden sich längs des 150 m hohen felsigen Wasserfall-Bachbettes der beiden das Holzeralmkar entwässernden Wildbäche. Ihr Zusammenfluß tritt in SH. 1390 m in den hangenden Dolomit ein, der die Mündung des Wildbachtals bei Reiner aufbaut.

Beim Jagdhaus Kastenmüller besteht die Großbeck-Gneislamelle aus Aplit-, Paragneis, Grünschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit. Im Liegenden folgen Kalke und Dolomite des Gutensteiner Niveaus (Abb. 16, Signaturen 20 bis 18), darunter diploporenführender Wettersteindolomit (Signatur 17) und eine komplizierte Schuppenzone (Signaturen 16 bis 2), die bezüglich ihrer tektonischen Position der Speiereckschuppe entspricht. Darunter liegt der Schareck-Kalkschiefer (Signatur 1), unter welchem der mittlere Grünphyllit mit seinen Fremdgesteinsschollen an der Scharte zu den Kämpenköpfen einsetzt (Abb. 8, Figur 2). Am Rande der Großbeck-Gneislamelle, die im Dolomit stirnt, lagert an der Fuge zum Dolomit die stratigraphisch verkehrte Schichtfolge von Lantschfeldquarzit und Gutensteiner Kalkmarmor in SH. 1410 m am Karrenweg von Annakapelle zur Holzeralm (250 m N Jh. Kastenmüller). In Lesesteinen und verrutschten Hangschollen stellt sich am gleichen Karrenweg in SH. 1350 m auch wiederum polygene Breccie ein. Sie besteht aus Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix und wurde mangels anstehender Aufschlüsse nicht in die geologische Karte des mittleren Lungaus eingetragen.

Am Kamm über der Weißen Wand befindet sich ein Erosionsrest der Großbeck-Gneislamelle in SH. 1660 bis

1740 m (Abb. 12, Profil 4; Abb. 17, Signatur 8). Darunter blieb im Bergsturzgebiet in SH. 1490 m längs des Güterweges eine verrutschte Felscholle mit polygener Breccie (3 m mächtig, Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix) erhalten.

Die Großbeck-Gneislamelle erreicht dann die glazial geschliffenen Felshügel („Traningwald“) der Talenge von Mauterndorf. Sie werden zylindrisch von Lantschfeldquarzit und Triasdolomit der Weißeneckdecke umschlossen, in die der Gneis als Antiklinalern von oben eintaucht und stirnt. Der randliche Triasdolomit bildet die bizarren Felsen in der Ortschaft Mauterndorf: Filialkirche „St. Wolfgang“, „Burgstall“, Felsschlucht unter der „Römerbrücke“, Schloßberg und die Felsenge und Steinbrüche bei Hammer (Abb. 12, Profile 6 und 7; Abb. 18, Figuren 1 bis 4).

Der aus diaphthoritischen Paragneis bestehende Fels des „Traningwaldes“ ist in N-S Richtung 1000 m lang, in E-W Richtung 600 bis 1000 m breit und stellt ein Naturschutzgebiet mit beliebten Promenadewegen dar. Neue Güterwege und Schächte der Wasserleitung vermitteln guten Einblick in Mylonitonen, Grünschiefer-, Aplitgneis-, Graphitquarzit-, Phyllitlagen und in granatführende Partien innerhalb des Paragneises.

Der stratigraphisch verkehrt liegende Schenkel der Tauchfalte unter dem Gneis des Faltenkernes ist modellförmig längs des Großbeck-Bergliffes (Abb. 18, Figur 1), im Halbfenster des Trogbaches (Figur 2) und unter dem Großbeck-Gipfel (Figur 5) aufgeschlossen.

Am bequemsten überzeugt man sich davon im Zuge einer Fahrt am Sessellift (Großbeck-Bergliff). Die Talstation in Mauterndorf ist auf Alluvionen erbaut. Daneben steht der Paragneis des „Traningwaldes“ an. Man sieht 500 m NW Talstation den Lantschfeldquarzit unmittelbar unter den Paragneis einfallen: SH. 1240 m in Abb. 18, Figur 1. Diese Lokalität befindet sich 100 m W Güterstraße. Den darunter hangparallel einfallenden Triasdolomit des Halbfensters überschwebt man im Sessellift bis SH. 1570 m. Von dort hängt man bis

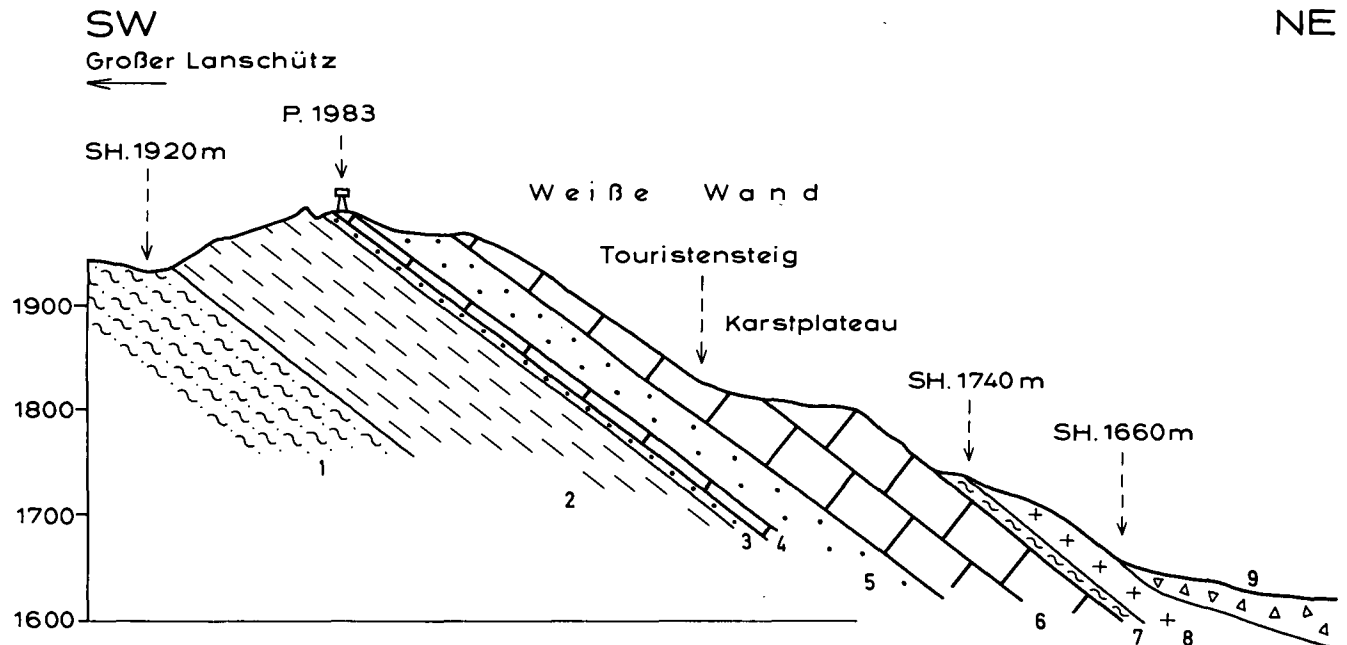


Abb. 17.

Profil des Kammes über der Weißen Wand.

Rahmenzone: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schareck-Kalkschiefer (100 m). Weißeneckdecke: 3 = Lantschfeldquarzit (1,5 m); 4 = Triasdolomit (5 m); 5 = Lantschfeldquarzit (30 m), s: 102/48 N, Lineation: 112/21 W; 6 = Triasdolomit (70 m); 7 = Schwarzschiefer mit 4 mm großen Pyritblasten; 8 = diaphthoritischer Paragneis der Großbeck-Gneislamelle, s: 112/35 N, Lineation: 95/15 E. Quartär: 9 = Bergsturzblockwerk.

SH. 1650 m wiederum über Lantschfeldquarzit, der vom Gneis der Mittelstation des Bergliftes überlagert wird.

Guten Einblick in die Beschaffenheit des Paragneises vermittelt der markierte Touristensteig von der Mittelstation des Grobeck-Bergliftes zur Resthütte: Zunächst granatführender Paragneis, Aplitgneis, Granatglimmerschiefer und Graphitquarzit. An der Oberkante der Grobeckwand quert man den darunter befindlichen, 5 m mächtigen Lantschfeldquarzit in SH. 1725 m und kann auf die Grenzfläche zum darunterlagernden Triasdolomit die Hand legen. Das Bergsturzblokkfeld um die Resthütte verhüllte den unterlagernden Schareck-Kalkschieferzug, von dem aber einige anstehende Felspartien tiefer unten am Hang längs des Güterweges Mauterndorf – Resthütte einsehbar sind.

Die Fortsetzung desselben Profiles ist leicht längs des markierten Touristensteiges von der Bergstation des Grobeck-Sesselliftes über den W-Kamm des Grobecks begehbar (Abb. 18, Figur 5).

350 m NW Gasthof Hammer geht der Triasdolomit des Liegendschenkels der Tauchfalte ohne Unterbrechung in den Dolomit des Hangendschenkels über (Felschlucht der Taurach bei Talsperre für das lokale Taurach Kraftwerk). Der Dolomit des Hangendschenkels ist 200 m mächtig angeschopt und trägt die Jungschichten des Laswaldes. Darüber folgt die Überschiebungsfäche des Augen-Granitgneises der Tweng-Gneislamelle (Abb. 18, Figur 1).

Bei Hammer reicht auch der Paragneis der Grobeck-Gneislamelle vom „Traningwald“ bis an das orographisch linke Taurachufer beim Landhaus „Stefanie“. Zwischen diesem Gneis und dem Triasdolomit erstrecken sich bei Hammer prächtige, 30 m mächtige typische karbonatfreie Lantschfeldquarzit-Aufschlüsse, teils unter den Gneis (Taurachschlucht) einfallend, teils ihn überlagernd (an der Bundesstraße bei Hammer). Er wurde von TOLLMANN (1962a, p. A79) nicht als Lantschfeldquarzit, sondern unzutreffender Weise als nachtriasdischer penninischer Quarzit mit Dolomitgeröllen interpretiert. Nach meinen Beobachtungen enthält der so eingestufte Quarzit „an der Tauernstraße 350 m E vom Wh. Hammer“ zwar dolomitische Substanz, doch handelt es sich um dolomitisches Infiltrat an Klüften im Lantschfeldquarzit.

Anlässlich der Erweiterung der Bundesstraße 99 (Tauernstraße) im Jahre 1986 war die 300 m lange und 3 bis 4 m hohe, künstlich in den Quarzitfels gesprengte senkrechte Straßenböschung von 100 bis 450 m E Gasthof Hammer vorzüglich frisch aufgeschlossen. Das Gestein ist reiner karbonatfreier Lantschfeldquarzit. Nur der östlichste, 70 m lange Teil dieses kontinuierlichen Felsaufschlusses zeigt eine mylonitische Ausbildung des Lantschfeldquarzites. Dieser zerfällt kleinstückig und wird von einem Netz bis 8 cm breiter Klüfte durchzogen. Die sekundäre Füllung der Klüfte besteht aus gelb anwitterndem Dolomit, dunkelbraun anwitterndem Kalzit, ferner Quarz und Limonit. Das Mobilisat dringt von den Klüften her auch stellenweise zwischen die s-parallel Fugen des Lantschfeldquarzites ein. Genetisch handelt es sich weder um Dolomitgerölle, noch sedimentogenen Karbonatquarzit, sondern um spätalpidische bis rezente Infiltration karbonatführenden Lösungsumsatzes in die Klüfte nach entsprechender Entlastung des Gebirges. Die karbonatische Substanz mag aus den benachbarten Triaskarbonatgesteinen, z. B. eventuell aus dem überlagernden Triasdolomit herkommen.

Der Triasdolomit im Zentrum der Ortschaft Mauterndorf gehört zum Hangendschenkel der Tauchfalte. Der Paragneis der Grobeck-Gneislamelle fällt mit SE geneigter Faltenachse unter ihn ein (Abb. 12, Profil 7; Abb. 18, Figur 3). Dazwischen findet man Lantschfeldquarzit, allerdings mit tektonischer Verschuppung (Figur 4). Die Jungschichten des Laswaldes keilen nach SE vollständig aus, so daß an der Straße E Schloß

Mauterndorf der Augen-Granitgneis (Tweng-Gneislamelle) unmittelbar dem Triasdolomit aufliegt (Figur 3).

S Mauterndorf verhüllen Alluvionen und Moräne die Tektonik des Radstädter Deckensystems, dessen Probleme hier ungelöst sind.

So fehlt im SW nämlich über der prächtigen, 3,25 km langen, mittelsteil SE einfallenden und kontinuierlich aufgeschlossenen Gneisplatte der Grobeck-Gneislamelle zwischen Grobeck und Begöriach der aufrechte Hangendschenkel. Es ist keine Fortsetzung des Lantschfeldquarzites und Triasdolomites vom Ortszentrum Mauterndorf vorhanden. Diese wurden mitsamt den höheren Einheiten des Radstädter Deckensystems (Lantschfeld- und Fleislingdecke) abgeschert, so daß jetzt altpaläozoischer Phyllit (Troglwaldphyllit) im E-Teil des Troglwaldes unmittelbar dem Gneis der Grobecklamelle aufliegt (Abb. 18, Figur 3, Signatur 6).

Erst im W-Teil des Troglwaldes stellt sich mit Lantschfeldquarzit und Rauhwacke wieder ein Trias-Deckenscheider unter dem Troglwaldphyllit ein, der aber mangels Dolomites kaum etwas mit der Fortsetzung vom Ortszentrum Mauterndorf zu tun hat, sondern einem tektonisch höheren Stockwerk (eventuell der stratigraphisch verkehrten Serie unter dem Altpaläozoikum des Fanningphyllites) entsprechen dürfte (Figur 6, Signaturen 12 und 13). Die Güterwege im Troglwald bieten Aufschlüsse im diaphthoritischen, teilweise granatführenden Paragneis der Grobeck-Gneislamelle mit großem reliktischem Hellglimmer, neugebildetem Stilpnomelan und Lagen von Chloritoidquarzit.

W unter der Kappe des SE fallenden Troglwaldphyllites bildet dann die kontinuierliche Fortsetzung der Grobeck-Gneislamelle den im Bogen 4 km langen SE-Hang des Speierecks bis N Litzldorf bei St. Michael/Lungau. Es vollzieht sich in der Grobeck-Gneislamelle das Drehen der Streichrichtung von NW (Taurachtal) über N–S nach NE (Katschbergzone).

Mit dem Bau des Speiereck-Bergliftes, der von St. Martin (Talstation) zur Bergstation in SH. 1910 m am Speiereck-SE-Kamm reicht, wurden auch zahlreiche Güterwege und Skipisten angelegt, die vorzügliche frische anstehende Aufschlüsse im teilweise Stilpnomelan führenden Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Bändergneis, Grünschiefer, Granodioritgneis, Mikroklinaugengneis, Aplitgneis, Plagioklasaugengneis, Glimmerschiefer, Phyllit und Graphitquarzit schufen. SE Speiereckgipfel befindet sich eine erosive Deckkappe des Paragneises von SH. 2240 bis 2140 m auf dem Lantschfeldquarzit des stratigraphisch verkehrten Liegendschenkels. Dieser isoklinal den Speiereckgipfel mit der darunterliegenden Verfaltung (Dolomit, Jungschichten, Speiereck-Gneislamelle) aufbauende Lantschfeldquarzit mit dem charakteristischen Blockschutt ist weithin landschaftsbildend. Die zusammenhängende Grobeck-Gneislamelle setzt am Speiereck-SE-Kamm über diesem Lantschfeldquarzit knapp SE P. 2121 ein und reicht von hier geschlossen bis ins Murtal (N Litzldorf). Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor des Gutensteinniveaus und Mitteltriasdolomit des Liegendschenkels des Faltenrestes der Weißeneckdecke neigen sich hangparallel zur Peterbauerhütte und längs Güterwegaufschlüssen zur „Hauptschule“ von St. Michael/Lungau (ehemaliger Steinbruch).

Am N-Rand des Murtales sind die Aufschlüsse zwar ungenügend infolge Hangrutschung und Moränenbedeckung. Doch sei hier das durch den neuen Straßenbau N Litzldorf zwischen Hohenrain und Sondörfel

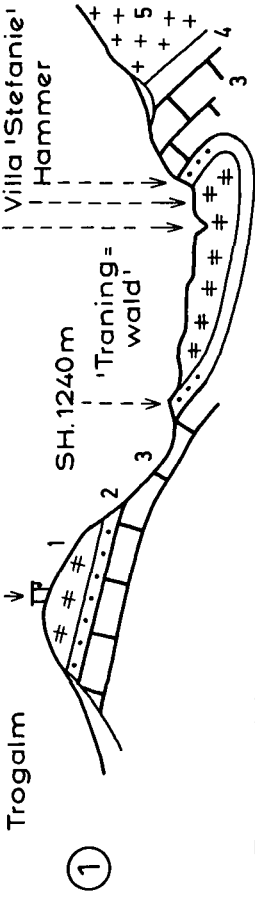
SSW

NNE

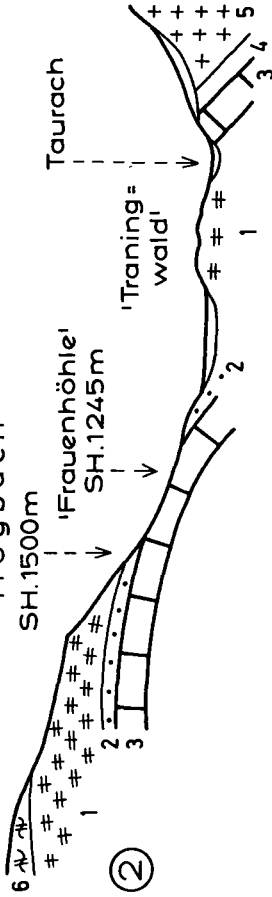
WNW

ESE

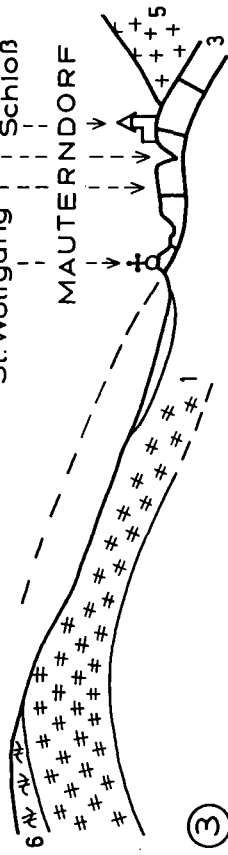
Mittelstation des
Großeck-Bergliffes
SH. 1800m



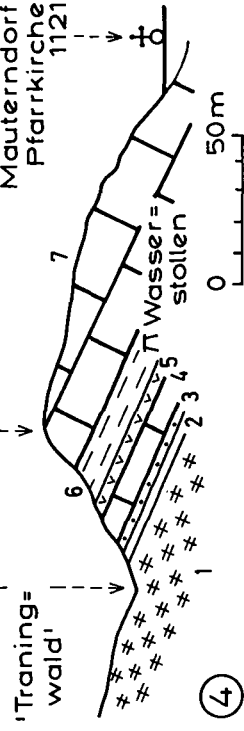
Trogwald
SH. 1500m



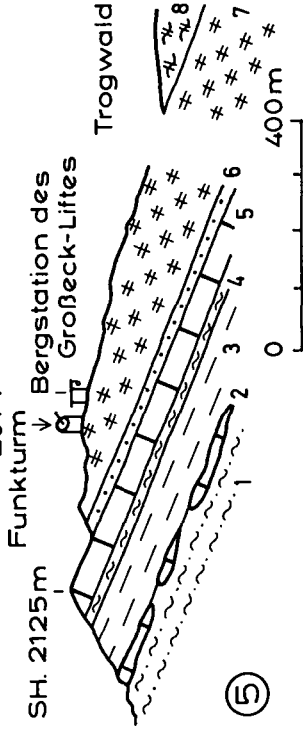
Trogwald
'St. Wolfgang'
MAUTERNDORF



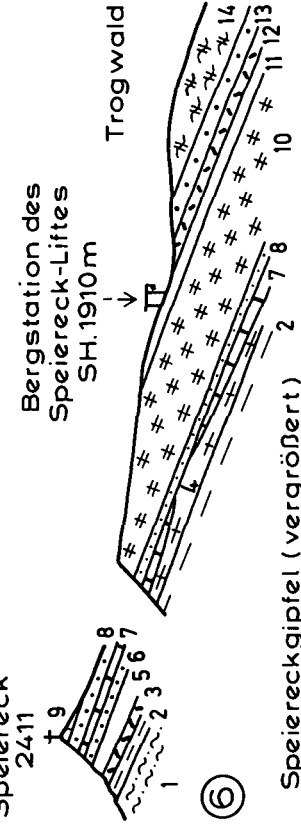
Sattel
SH. 1130m



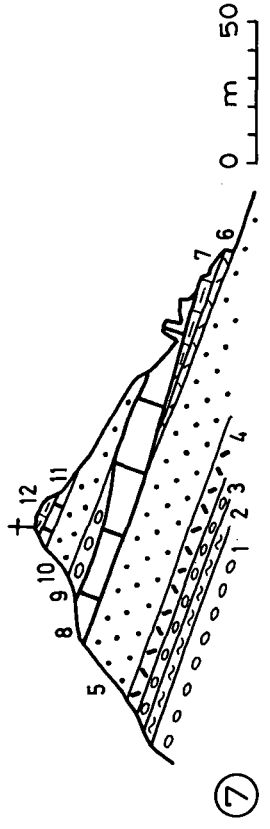
Großeck
2074
Funktturm
SH. 2125m



Speiereck
2411



Speiereckgipfel (vergrößert)



0 1 2 km

Abb. 18.

Detailprofile im Bereich der Großbeck-Gneislamelle im Raume Mauterndorf, Großbeck- und Speiereck-Bergliff. Die tauchende Antiklinalstirne der Großbeck-Gneislamelle bei Hammer, N Mauterndorf. Zusammenschluß von stratigraphisch verkehrtem Liegend- und aufrechtem Hangendschenkel der Tauchfalte.

1 = Großbeck-Gneislamelle (150 m): diaphthoritische Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Grünschiefer, Aplitgneis, Granatglimmerschiefer, Quarzit und Phyllit; 2 = Lantschfeldquarzit (5-30 m); 3 = Triasdolomit (30-200 m) (tektonische Anschoppung); 4 = aufschlußlose Fuge in Fortsetzung der Jungschichten des Lantschfeldquarzites; 5 = Tweng-Gneislamelle (Augen-Granitgneis von Mauterndorf).

Das modellförmige Halbfenster des Trogbaches. Der 30 m mächtige Lantschfeldquarzit steht an der Mündung der Trogbachschlucht bei der Talsperre der Wildbachverbauung an, s. 150/50 NE, Lineation: 128/26 E. In SH. 150 m überlagert er abwärts den Triasdolomit, in dem sich die „Frauenhöhle“ als ehemalige Karstquelle befindet. In Steilwänden lagert auf dem Lantschfeldquarzit die Großbecklamelle des Trogbaches, welche hier ohne mesozoischen Deckenscheider den altpaläozoischen Trogbachphyllit (Signatur 6) trägt.

Die südlichsten Aufschlüsse des Radstädter Deckensystems im Taurachtal. Die Großbeck-Gneislamelle taucht mit SE-geneigter Faltenachse unter die Alluvionen und Dolomitschrofen im Ortsgebiet von Mauterndorf. Die Fuge mit den Jungschichten ist infolge tektonischer Reduktion verschunnen. Der Granit-Augengneis der Tweng-Gneislamelle lagert an der Straße E Schloß Mauterndorf unmittelbar auf dem Triasdolomit. Im Trogbach fehlen auch hier Aufschlüsse eines mesozoischen Deckenscheiders zwischen Großbeck-Gneislamelle (Signatur 1) und altpaläozoischem Trogbachphyllit (Signatur 6). Sie erscheinen wiederum im W-Teil des Trogbaches (Figur 5, Signaturen 12 und 13).

Tektonische Komplikation in der aufrechten Schichtfolge des Burgstallberges in Mauterndorf. Hier sind über dem Lantschfeldquarzit 2 Dolomitlagen mit dazwischen befindlichem Kalkschiefer vorhanden. Diesem folgt der Wasserstollen des Trogbaches zur Entsumpfung und Vermeidung von Überschwemmungen der Ortschaft.

1 = Großbeck-Gneislamelle (diaphthoritische Paragneis); 2 = Phyllonitquarzit (4 m) (tektonischer Reibungshorizont); 3 = Lantschfeldquarzit (3 m); 4 = farblos Dolomit (10 m); s. 165/20 E; Lineation: 108/20 E; 5 = endogene Dolomitbreccie (0,4 m). Dolomitkomponenten in dolomitischer Matrix; 6 = Kalkschiefer (10 m), mit Kalkmarmorlagen, W-vergente Falten mit 1,5 m Amplitude um junge Faltenachse, die N 26E streicht und horizontal liegt; 7 = farblos Dolomit, s. 165/38 E.

Profil längs des Großbeck-Kammes mit Kullisse des Trogbaches. Rahmenserie: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schollenzone aus Triasdolomit, Jungschichten u.a. (15 m), siehe Fortsetzung dieser Zone in Abb. 8, Figur 3, Signaturen 2-9; 3 = Schareck Kalkschieferzug (85 m); 4 = Schwarzschiefer (3 m) (Fuge in Fortsetzung der Speiereckschuppe). Weißenecke: 5 = grauer Triasdolomit (30 m); 6 = Lantschfeldquarzit (6 m), s. 15/33 E; 7 = Großbeck-Gneislamelle (150 m): diaphthoritische Paragneis, Amphibolit, Granatglimmerschiefer, Quarzit, Phyllit. Altpaläozoischer Phyllit: 8 = Trogbachphyllit. Profil bei der Bergstation des Speiereck-Bergliffes mit Bezug zu der in der Fortsetzung der Einfallrichtung der s-Fächen befindlichen Kullisse des Speierecks.

Rahmenserie: 1 = mittlerer Grünphyllit; 2 = Schareck-Kalkschieferzug. Oberer Grünphyllit, Speiereckschuppe und Weißenecke: 3 = Rauhwacke; 4 = Diaphthoritische Phyllit (fraglicher Gneisphyllonit der Speiereck-Gneislamelle); 5 = oberer Grünphyllit und Jungschichten; 6 = Lantschfeldquarzit; 7 = Triasdolomit; 8 = Lantschfeldquarzit; 9 = Dolomit und Kalkmarmor; 10 = Großbeck-Gneislamelle (diaphthoritische Paragneis mit Lagen von Amphibolit, Bändergneis, Quarzsdorit u.a.); 11 = Mylonit und Gneisphyllonit. Stratigraphisch verkehrte Schichtfolge: 12 = Rauhwacke; 13 = Lantschfeldquarzit (30 m); 14 = altpaläozoischer Trogbachphyllit.

Speiereck-Gipfel. NW-SE-Profil in Ergänzung zum SW-Grat der Abb. 10. 1 = polygene Breccie (7 m), Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix; 2 = Schwarzschiefer (3 m); 3 = polygene Breccie (3 m); 4 = Rauhwacke (5 m); 5 = Lantschfeldquarzit (20 m); 6 = Rauhwacke; 7 = grauer Bänderkalk (2 m); 8 = Dolomit (5-8 m); 9 = polygene Breccie (6 m); 10 = Lantschfeldquarzit (10-15 m), s. 40/28 SE, Achse von Falten mit 10 cm Amplitude: 138/25 SE; 11 = Dolomit (0,5 m); 12 = Kalkmarmor (0,6 m).

doch einigermaßen dem Anstehenden zumindest nahe-kommende Profil der Abb. 19 mitgeteilt. Es fällt vor allem auf, daß der diaphthoritische Paragneis der Großbeck-Gneislamelle hier mehrere Triaslagen zu beinhalten

scheint. Die Frage, ob hier auch höhere tektonische Elemente des Radstädter Deckensystems unter dem Trogbach-Phyllit in stark reduziertem Zustande vertreten sind, muß allerdings vorläufig offen bleiben.

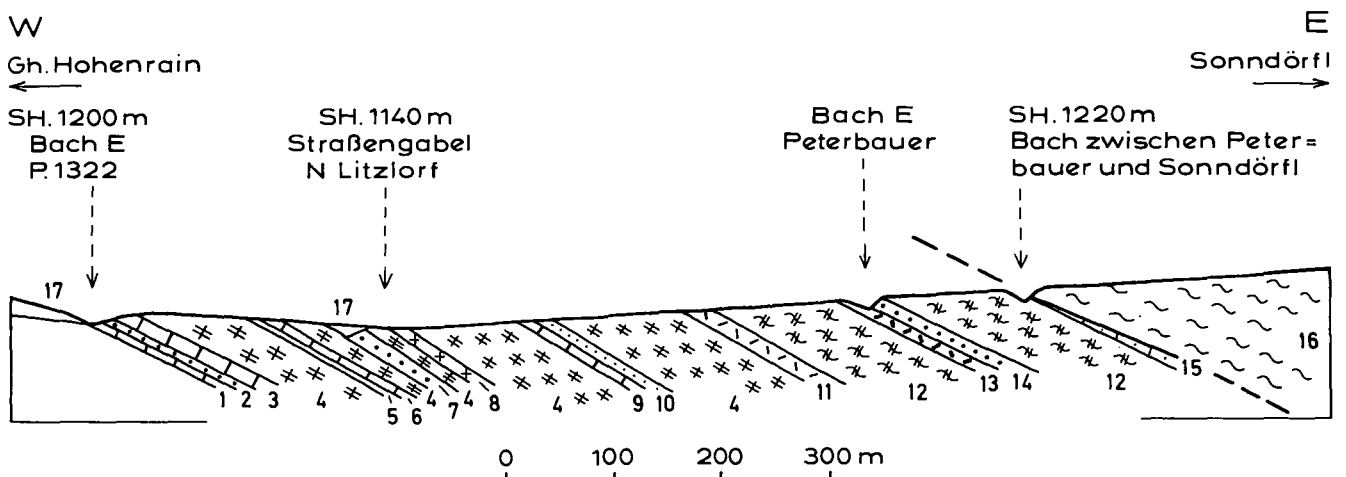


Abb. 19.

Der E-Rand des Tauernfensters an der N-Seite des Murtales bei St. Michael/Lungau. Profil längs der Straße Hohenrain - Sonndörfli. Radstädter Deckensystem (1-15): Großbeck-Gneislamelle und eventuell höhere tektonische Einheiten: 1 = Triasdolomit (0,5 m); 2 = Lantschfeldquarzit (2,5 m), Lineation: 128/25 SE; 3 = Triasdolomit (5 m); 4 = diaphthoritische Paragneis und Glimmerschiefer, s. 54/37 SE; 5 = grauer Bänderkalk (0,15 m); 6 = Triasdolomit (0,5 m); 7 = Lantschfeldquarzit (nur Lesesteine); 8 = Phyllonitquarzit (Diaphthorit nach Orthogneis?); 9 = Triasdolomit; 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Rauhwacke. Altpaläozoischer Phyllit mit Einlagerungen: 12 = Trogbachphyllit, s. 18/25 E, Lineation alt (Elongation der Gemensteile) 90/24 E, Lineation neu (Achse der jungen Knitterung): N-S/6 S; 13 = Rauhwacke; 14 = Lantschfeldquarzit; 15 = dunkelgrau und farblos gebänderter Kalkmarmor (3 m) mit 0,15 m dicken Lagen von Graphitkalk (altpaläozoisch). Nock-Kristallin: 16 = phyllitischer Granatglimmerschiefer. Quartär: 17 = Moräne.

4.1.3.4. Tweng-Gneislamelle

Das Twenger Kristallin im engeren Sinne nenne ich Tweng-Gneislamelle. Sie bildet das Basement der Lantschfelddecke.

Historisches zum Namen: Erstmals wurde „Quarzphyllit“ von VACEK (1882, Manuskriptkarte 1 : 75.000) im Ortsgebiet von Tweng E Taurach aufgefunden. Es handelt sich um diaphthoritischen Paragneis, der auf 1,5 km langer Strecke in inselförmigen Felspartien unter Bergsturzblockwerk von E Pfarrkirche Tweng bis E Stoffen auftritt und den ich wegen seiner tektonischen Position im Hangenden der Triasgesteine der Lantschfelddecke (Treberlingspitze – Ambroschütte) zur Veitl-Gneislamelle rechne (Abb. 21, Figur 3).

Hingegen gehört der Paragneis in der Umgebung von Tweng W Taurach, und zwar bei der Unteren und Oberen Ernsthütte zur Tweng-Gneislamelle. Dieses ebenfalls von VACEK gefundene und als „Quarzphyllit“ bezeichnete Vorkommen wurde von UHLIG und BECKE als retromorpher Gneis erkannt. Es handelt sich um die klassische Lokalität der Gesteinsproben, an denen BECKE (1909 a und b) den Begriff „Diaphthorit“ aufgestellt hat.

Ursprünglich hat man den diaphthorischen Gneis als Einfaltung der Schladminger Gneise in das aus mesozoischen Gesteinen bestehende Radstädter Falten- und Deckensystem gedeutet (KÖBER, 1912 a, p. 442–447, 454; 1912 b, Tafel IX, Profil II). Erst später erkannte man den diaphthorischen Gneis als Basement (stratigraphisches Grundgebirge) der paläo- und mesozoischen Schichten des Radstädter Deckensystems und KÖBER (1922 a, p. 214) rechnet die „grünen meist mylonitisierten Gneise“ mitsamt dem „Mauterndorfer Porphygranit“ nunmehr zum „Grundgebirge“ und bezeichnet dieses erstmals als „Twenger Kristallin“ (l. c., p. 216). Dieser Name hat sich durchgesetzt und wird einesteils im engeren Sinne für „die kristalline Zone von Tweng“ als Basis der „oberen Radstädter Decke“ (l. c., p. 215), andererseits aber auch als Sammelbegriff für sämtliche Basement-Vorkommen des Radstädter Deckensystems (Twenger Kristallin im weiteren Sinne) verwendet.

Die Tweng-Gneislamelle ist im vorliegenden Arbeitsgebiet (Kartenblatt Tamsweg) 10 km lang (Obere Ernsthütte bis Mauterndorf) und 500 m mächtig. Sie stellt ein wesentliches Bauelement der Radstädter Tauern dar, scheidet untere und obere Radstädter Decken und bildet an der Basis der letztgenannten den Grundgebirgsanteil der Lantschfelddecke (Abb. 12, Signatur C).

Westlich des Arbeitsgebietes ist die Twenglamelle zunächst noch als zusammenhängendes Band, dann in Schollen aufgelöst, 20 km weiter verfolgbar bis Riedingtal (oberstes Zederhaustal). Ihr S-Ende befindet sich im Arbeitsgebiet, wird von den Alluvionen bei Mauterndorf verdeckt und ist daher problematisch. Ich vermute ihr Umbiegen S Mauterndorf nach SW in Richtung Begöriach mit Mächtigkeitsreduktion auf wenige deka-m und Auskeilen der mesozoischen Deckenscheider.

Solchermaßen beschreibt die Twenglamelle ein den Muhrbögen der Hohen Tauern (Hafnergruppe) entsprechendes, umlaufendes Streichen von WNW (Ernsthütten) zu NW (Taurachtal), N–S (W Veitl), NNE (E Schloß Mauterndorf) bis NE (Begöriach). Es herrscht mittelsteiles, im Gebiet zwischen Purn und Mahdlwald auch steiles E-Fallen der s-Flächen. Die Lineationen und Hauptfaltenachsen streichen WNW bis NW mit horizontaler Lagerung an der Taurachquerung bei Lagler (2 km SE Tweng), vorherrschend flachem W-Eintauchen W Lagler bis Ernsthütten und vorherrschend flachem E-Eintauchen von Lagler bis Mauterndorf. Mitunter tritt jüngere Knitterung um NNE bis ENE eintauchende Faltenachse auf.

Im Gegensatz zur Tauchfalte der Weißeneckdecke (siehe oben) stellt die Lantschfelddecke im Arbeitsgebiet eine Abscherungsdecke dar. Ihr basales Kristallin (Twenglamelle) liegt auf den Jungschichten der Weißeneckdecke längs der Strecke: S Obere Ernsthütte bis Laswald. Nur winzige zwischenlagernde Triasschuppen finden sich an der Überschiebungsfläche am Grat S Oberer Ernsthütte (Abb. 28, Figur 1, Signatur 6). Die

Jungschichten keilen im Laswald aus, so daß die Twenglamelle bei Schloß Mauterndorf unmittelbar dem Triasdolomit der Weißeneckdecke auflagert.

Die aufrechte mesozoische Schichtfolge der Lantschfelddecke über der Twenglamelle ist zunächst bei der Ambroschütte (NW Tweng) 100 m mächtig und besteht aus einem gefalteten Paket von Lantschfeldquarzit, Gutensteinkalk und Wettersteindolomit. Nach Überdeckung durch die Taurachalluvionen tritt das Mesozoikum der Lantschfelddecke als nur einige m dickes und linsenförmig zerrissenes Gesteinsband zwischen SE Purn und SSW Veitl auf. Es besteht aus Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit und beinhaltet WNW Veitl auch Jungschichten. Das dünne boudinierte Gesteinsband bildet zwischen den Steilwänden der E-Seite des Taurachtales ein morphologisches Gesimse und den Deckenscheider zwischen Tweng- und Veitllamelle (Abb. 12 und 21).

Petrographisch besteht die Twenglamelle aus grobkörnigem Orthogneis (Augengranitgneis von Mauterndorf, postkristallin bezüglich Knaf deformiert) mit Aplitgneisen und aus Paragneisen mit Lagen von Bändergneis, Glimmerschiefer und Amphibolit mit Retromorphose zu Phyllonit und Grünschiefer.

Der Orthogneis baut allein den S-Teil der Twenglamelle in Mauterndorf und E Hammer mit Ausnahme einer 20 m mächtigen, phyllitischen Gesteinspartie 250 m NNW Schloß Mauterndorf auf. Im Mahdlwald verzahnt der Granitgneis mit Bändergneis (Abwechslung Biotit- und Hornblende-reicher Lagen mit aplitischen Lagen), Amphibolit und Paragneis. Es handelt sich um einen deformierten Intrusionskontakt (Abb. 21, Figur 5). Zwischen Mahdlwald und Ernsthütten besteht dann weiterhin der tiefere Teil aus dem Augengranitgneis und der höhere Teil aus den vorgenannten Gesteinen mit Phylloniten nach Paragneis, Bändergneis, Glimmerschiefer und Amphibolit, an denen meines Wissens erstmals in den Erdwissenschaften die rückschreitende Gesteinsmetamorphose (retrograde Metamorphose, Retromorphose, Diaphthorose) erkannt wurde (UHLIG, 1908; BECKE, 1909 a und b). Diese klassischen Phyllonite sind derzeit am neuen Güterweg von der Ambroschütte zur Oberen Ernsthütte vorzüglich aufgeschlossen (Abb. 20).

4.1.3.4.1. Historisches zur Erkenntnis der retrograden Gesteinsmetamorphose und zur Aufstellung des Begriffes: Diaphthorose

Die berühmte Geschichte der genetischen Erkenntnis, daß phyllitisch aussehende Gesteine der Twenglamelle im Gebiet der Ernsthütten retromorphe Gneise darstellen, läßt sich kurz folgendermaßen wiedergeben:

STUR (1854, p.844–845, Tafel 5: Profil 30; geolog. Manuskriptkarte 1 : 28.000) findet den Gneis bei Mauterndorf E Taurach. VACEK (1882; 1893, p. 387) erkennt und sammelt „grobflaserigen Gneis, Schiefergneis und Glimmerschiefer“, beschränkt auf das Gebiet E Taurach zwischen Mauterndorf und Tweng und veranlaßt deren mikroskopische Untersuchung und Bestätigung durch ROSIWAL (1893).

Im Gebiet der Twenglamelle W Taurach befinden sich die Untere und Obere Ernsthütte (Almen). Sie trugen auf der alten topographischen Spezialkarte 1 : 75.000 den Namen „Ambros“. Die auf den gegenwärtig gültigen österr. Karten 1 : 50.000 und 1 : 25.000 eingetragene Ambroschütte fehlt den alten Karten. Sie war an-

scheinend damals noch nicht erbaut. Für das Verständnis der klassischen Arbeiten von VACEK und BECKE ist es absolut wichtig, zur Kenntnis zu nehmen, daß die in diesen alten Arbeiten genannte „Ambrosalm“ ident ist mit den Ernsthütten und nicht mit der Ambroschütte der heutigen Karten. Im nachfolgenden Text beziehe ich mich auf die offiziellen Namen der heutigen Karten.

VACEK (1882, p. 313, 315; Manuskriptkarte 1 : 75.000) beobachtet im Gebiet der Oberen Ernsthütte „glimmerschieferähnlichen Phyllit“ (nach heutiger Interpretation : Phyllonit nach Paragneis) und „serizitischen und talkigen Quarzitschiefer“ (nach heutiger Interpretation: Phyllonit nach Granit-Augengneis). Er verbindet sie aber nicht mit den Gneisen von Tweng-Mauterndorf, sondern teilt sie der Tauernschieferhülle zu. FRECH (1901, p. 6, 45 und geolog. Karte 1 : 75.000) stellt die Tektonik richtig. Die phyllitischen Gesteine bei der Oberen Ernsthütte liegen über den Triasgesteinen des Weißenecks und verbinden sich kartenmäßig mit jenen von Tweng bis Mauterndorf. Erstmals gibt er eine ziemlich vollständige und im Prinzip richtige geologische Kartendarstellung der Twenglamelle W und E der Taurach. Um die Einheitlichkeit der geologischen Zone zu wahren, verfällt er dabei auf die absurde Idee, mit Ausnahme des Granitgneises in der Ortschaft Mauterndorf die Existenz der von VACEK und ROSIWAL E Taurach nachgewiesenen Gneise zu leugnen. Er behauptet, daß es auf der gesamten Strecke N Mauterndorf – Tweng – Ernsthütten ausschließlich nur Quarzphyllit oder Tonglimmerschiefer ohne makroskopischen Feldspat gäbe.

Die folgende heftige Diskussion zwischen VACEK und FRECH über den Gesteinsbestand dieser Zone löst UHLIG (1908, p. 1394–1395, 1406) elegant und genial, indem er zeigt, daß die phyllitähnlichen Gesteine der Ernsthütten zum größten Teil „entartete“ Gneise sind. „Besonders in der Grenzregion gegen das mesozoische Tauerndeckensystem sind die Felsarten der Gneisreihe stark laminiert und geschiefert. Sie treten uns häufig als schmutzig grünliche, braun verwitternde, undeutliche Serizitschiefer und Serizitchloritschiefer entgegen ... Diese durch die Vorgänge der Gebirgsbildung bedingte sekundäre Ähnlichkeit“ (zwischen Gneis einerseits und Phyllit bis Quarzit andererseits) „erschwert aber nicht nur die Unterscheidung der Felsarten, sondern auch die Erkennung ihrer wahren gegenseitigen Beziehungen.“ So findet UHLIG erstmalig den Gneis der Twenglamelle der Ernsthütten und bis in das Lantschfeld. Vor allem entdeckt er mit seinem zu phyllitischem Aussehen „entarteten“ Gneis erstmals die Genese jener Gesteine, die später als rückschreitend metamorphe Gesteine, Diaphthorite (BECKE) und Phyllonite (SANDER) in die heutige Wissenschaft (Petrologie und Geologie) weltweit Aufnahme fanden und besonders für die Alpengeologie von sehr großer Bedeutung sind.

BECKE (1909a: p. 1060–1065; 1909b) beprobte unter Führung von UHLIG im Jahre 1907 die aus Gneis regressiv metamorph entstandenen Serizit-Chlorit-Phyllite längs des Weges von Tweng zu den Ernsthütten, und den progressiv metamorphen Serizit-Chlorit-Phyllit (Grünphyllit der Tauernschieferhülle) des winzigen, auch heute noch neben der Taurachstraße (Bundesstraße 99) am oberen Ende der Taurach-Dolomitschlucht vorhandenen Felsaufschlusses. Diese Lokalität befindet sich 300 m NNE Gastalm (P. 1197), bzw. 500 m SSE P. 1181 (nicht mehr dort existierender Edenbauer der topographischen Karte).

Die mikroskopische Untersuchung aller Proben durch BECKE ergab denselben phyllitischen Mineralbestand. Die Gneisabkömmlinge des Gebietes der Ernsthütten zeigten jedoch stellenweise reliktsche Gneisgefüge und in einem Falle Orthit als Reliktmineral, wobei es sich bei der betreffenden Probe um einen Orthogneis-Abkömmling gehandelt haben dürfte.

BECKE kommt zur allgemeinen Schlußfolgerung, daß für die Unterscheidung progressiv und regressiv metamorpher phyllitischer Gesteine Mineral- und Gefügerelike und vor allem feldgeologische Zusammenhänge entscheidend sind. Seine vorgeschlagene Nomenklatur: „diaphthoritisch“ für regressiv metamorphe Gesteine, deren Edukt an Relikten erkennbar ist, und „Diaphthorit“ für solche, deren Edukt mineralogisch-petrographisch unkenntlich bleibt und nur feldgeologisch nachgewiesen werden kann, steht auch heute noch bei uns in Gebrauch. International hat sich jedoch eher die Nomenklatur: regressiv metamorph, Retromorphit durchgesetzt. Denn einerseits ist die Schreibweise „Diaphthorit“ kompliziert und andererseits beruht die BECKE'sche Originaldefinition dieses Begriffs auf seiner metamorphen Tiefenstufenlehre vom Jahre 1903, welche seither durch GRUBENMANN's 3 Tiefenstufen und durch ESKOLA's metamorphe Mineralfazieslehre ersetzt wurde.

4.1.3.4.2. Petrographie

Im folgenden beschränke ich mich im wesentlichen auf die Beschreibung des Mauterndorfer Augengranitgneises und auf die im Anstehenden, längs des neuen Güterweges (Abb. 20) beprobten Para- und Orthogesteine der klassischen Lokalität von BECKE's diaphthoritischem Gneis (BECKE, 1909a, p. 1060–1061), der seither zwar oft in der Literatur zitiert, aber niemals bezüglich geologischer Position und petrographischer Vergesellschaftung detailliert untersucht wurde.

Augen-Granitgneis von Mauterndorf

Das Gestein vom Steinbruch in SH. 1175 m am Güterweg W Stampfl in Mauterndorf ist ein grobkörniger, straff geregelter B-Tektonit mit deutlicher Lineation, der die Längung der Felspataugen und die walzenförmigen Glimmer- und Quarzanreicherungen folgen. Mit freiem Auge erkennt man die postkristallin zerbrochenen und daher nicht nur augigen, sondern auch scharfkantige und eckige Umrisse aufweisenden, 3,5 cm großen, farblosen Feldspate, einen teils schwarzen bis grünlichen Glimmerfilz, einzelne wenige, bis 5 mm große Hellglimmerblättchen und die feinkörnigen hellgrauen Quarzlagen.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als Knaf-Schachbrettalbit-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Augen-Granitgneis (Se 205, 274, 3003, 3004, 3005).

Mikroclin-Aderperthit ist der vorherrschende Feldspat und baut auch die meisten Feldspatgroßindividuen des Gesteines auf. 2 Vx = 80 bis 86°. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht. Alte Plag-Einschlüsse sind gefüllt (Typus B) und kommunizieren sekundär mit Perthitadern. Sehr deutlich ist die postkristalline Zertrümmerung ohne Rekristallisation. Die Knaf-Großindividuen zerfallen in eckige und auch in holzscheitförmige Bruchstücke. Die Fugen zwischen den Trümmern sind mit Quarz ausgeheilt.

Schachbrettalbit geht aus dem Aderperthit unter Vermittlung von Fleckenperthit hervor. Diese Übergänge sind stellenweise zu beobachten. Häufig sind Knaf-Großindividuen aber bereits gänzlich in Schachbrettalbit umgewandelt.

Bezeichnender Weise fehlt dem Gestein absolut Myrmekit.

Die Plagioklas-Leisten (hauptsächlich Plag III, seltener Plag II und I) zeigen Fülle vom Typus B. Auch sie sind postkristallin deformiert (gequälte Zwillinglamellen und Kornzertrümmerung).

Der Biotit baut kleine (unter 0,3 mm Ø), aber sehr zahlreiche Blättchen auf, die sich zu dem eingangs genannten, schwarzen bis grünli-

chen Filz vereinigen. Pleochroismus: farblos bis braun oder grün. Pleochroitische Höfe am Rande von Titanit.

Der Hellglimmer bildet zum überwiegenden Teil ein feinblättriges Aggregat, das auch lidförmig die Feldspat-Augen umsäumt. Spärlich, aber niemals fehlend, treten die eingangs erwähnten großen Hellglimmerblättchen auf. Sie bilden auch Querglimmer und weisen postkristalline Quälung und einen Saum von kleinblättrigen Hellglimmer-Aggregaten auf.

Der Quarz ist kaltgereckt: Komplizierte Verzahnung der Körner, starke Undulösität und Längung parallel s des Gesteines. Bildsame Quarzlamellen umgeben mit Biegefalten die spröden Kanten der Feldspatklasten. Böhmsche Streifung kommt vor.

Ferner: Opazit, Titanit, Stilpnomelan (an jüngsten Klüftchen, büschelförmig, Pleochroismus von goldgelb bis braungold, kein Szintillieren, schwache Absonderung senkrecht zur Basisfläche), Apatit und Epidot. Es fehlt Granat. ROSIHAL (1893, p. 366) hatte Granat erwähnt, aber vielleicht mit Apatit verwechselt.

Genese: Das Gestein kann als deformierter grobkörniger Biotitgranit gedeutet werden. Die einstigen großen Biotite dürften zum kleinblättrigen Biotitfilz mit Entmischung von Titanit umgewandelt worden sein. Die Feldspate sind zerbrochen, die Kalifeldspate teilweise schachbrettalbitisiert, die Plagioklase anscheinend zu Albit und Fülle umkristallisiert. Der Hellglimmer ist wohl zur Gänze eine Neubildung. Die großen Hellglimmer finden sich vorzugsweise in den Gesteinslagen mit besonders intensiver Differentialbewegung. Häufig wurden sie nachträglich deformiert und von Klein-Hellglimmern umgeben. An den jüngsten Gesteinsklüftchen siedelt Stilpnomelan. Auffallend ist, daß dem Gestein der untersuchten Proben Chlorit fehlt.

Aplitgneis

Untersucht wurde eine wenige dm dicke, farblose bis hellgrüne Lage in Paragneis. Fundort: W Tweng, dort, wo der Güterweg S Ambroschütte den „Ernstbach“ (Abb. 20, Signatur 5) quert. Das feinkörnige Gestein besitzt flächiges Parallelgefüge und markante Lineation mit Inselgefüge senkrecht zur Lineation (Faltenachse).

Hauptgemengteile sind Knaf (dem Orthoklas nahestehend), Plag II (mit Fülle A), Hellglimmer und Quarz (Böhmsche Streifung).

Accessoria: Opazit, Apatit, Chlorit und als Spätbitung: Kalzit (ohne Zwillingslamellen), Stilpnomelan und Limonit.

Das wegen seiner feinkörnigen Kompaktheit recht widerstandsfähige Gestein zeigt nur wenig postkristalline Deformation. Diesbezüglich steht es im Gegensatz zu den bildsamen diaphthorischen Paragneisen, welche das Nebengestein dieses ehemaligen Aplit-Lagerganges bilden.

Epidotgneis

Er bildet eine 3 m mächtige Lage im Paragneis W Tweng (Abb. 20, Signatur 8). Es handelt sich um mittelkörnigen grünen Hellglimmer-Chlorit-Epidot-Titanit-Plag-Quarz-Gneis (Se 3009).

Der Plagioklas (Plag II und I) ist xenomorph und weist Fülle Typ C auf. Als Accessoria treten Opazit, Rutil (mit Titanitsaum) und zwillingslamellierter Kalzit auf.

Das Edukt dürfte ein basaltischer Tuffit gewesen sein.

Paragneis und Glimmerschiefer

Ein volumetrisch bedeutender Teil der Twenglamelle besteht aus diaphthorischem Paragneis mit untergeordneten Schieferen. Sie bilden eine nur wenige m mächtige, linsenförmige tektonische Schuppe unter dem Augen-Granitgneis (NNW Schloß Mauterndorf und in SH. 1255 m am Güterweg S Mahdlwald) und ein 150 m mächtiges diaphthorisches Gneispaket über demselben (W Tweng).

Petrographisch handelt es sich um mittelkörnige, teilweise grobschuppige, grüne Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneise mit eindeutigen Merkmalen rückschreitender Metamorphose (Oligoklas alt, Albit neu, chloritisierter Granat, sekundärer Chlorit und Titanit nach Biotit) und postkristalliner Deformation, also um typische Diaphthorite nach primärem Biotit-Plagioklas-Paragneis. Seltener sind Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer. Phakoide von Augen-Granitgneis, seltene Kalinatronfeldspat-Augen und ein Aplitlagergang (Abb. 20, Signaturen 5, 13, und 15) machen es wahrscheinlich, daß der Granit ursprünglich in die Paragesteinsserie intrudierte. Die nachträgliche kräftige Defor-

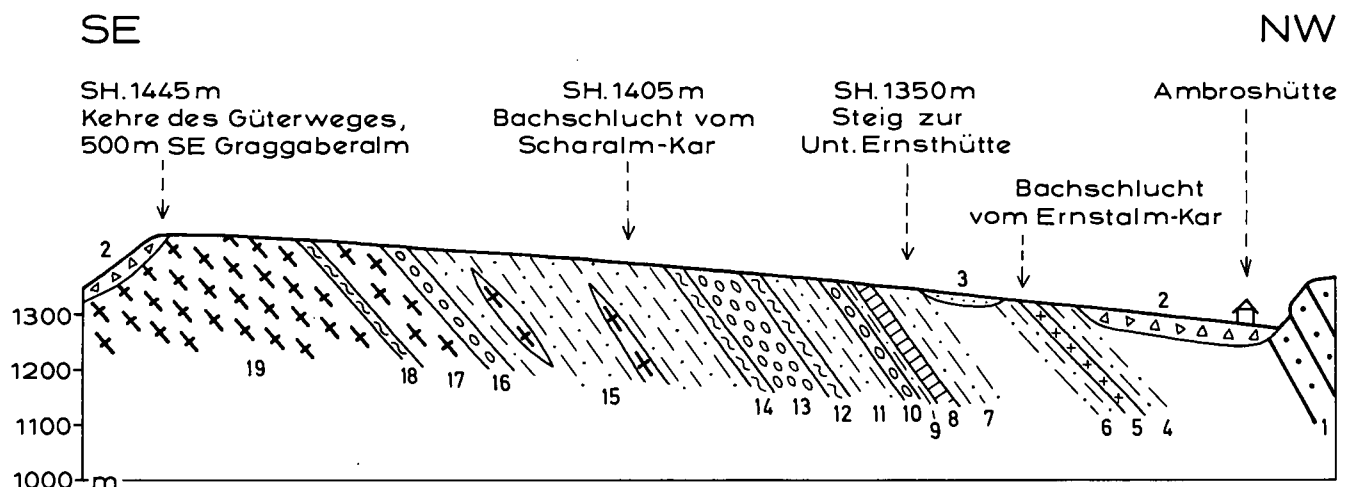


Abb. 20.

Die Gesteine der Tweng-Gneisslamelle am klassischen Fundort des diaphthorischen Gneises BECKE's. Profil längs des neuen Güterweges SE Ambroschütte bei Tweng.

Trias der Lantschfelddecke: 1 = Lantschfeldquarzit. Quartär: 2 = Bergsturzblockwerk; 3 = Gehängeschutt. Basement der Lantschfelddecke (Tweng-Gneisslamelle): 4 = mittelkörniger Paragneis mit 6 mm großen Pyritwürfeln; 5 = Aplitgneis; 6 = Paragneis; 7 = Paragneis und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer; 8 = Epidotgneis (3 m); 9 = feinschieferiger grobschuppiger Paragneis (4 m); 10 = derselbe mit 3 mm großen Feldspat-Augen und 4 mm großen Pyritwürfeln (2 m); 11 = grobschuppiger Paragneis und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer (20 m); 12 = Weißschiefer (Gneisphyllonit, 2 m); 13 = Paragneis mit 3 mm großen Kalinatronfeldspat-Augen und 5 mm großen Pyritwürfeln, das Gestein enthält Zwischenlagen von feinkörnigem Gneis und von Hellglimmer-Chlorit-Schiefer (20 m); 14 = Biotit-führender, pappendeckeldünn verschieferter, quarzreicher Orthogneis-Phyllonit (5 m); 15 = grobschuppiger Paragneis (50 m) mit Linsen von Augen-Granitgneis; 16 = feinkörniger phyllonitischer Augen-Granitgneis (5 m); 17 = mittelkörniger Augen-Granitgneis (10 m); 18 = Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Gneisphyllonit) (0,5 m); 19 = grobkörniger Augen-Granitgneis (ca. 200 m).

mation und rückschreitende Metamorphose hat allerdings den Intrusionsverband zerrissen.

Der im Jahre 1981 gebaute Güterweg SE Ambroschütte lieferte vorzügliche kontinuierliche Aufschlüsse (Abb. 20), ebenfalls das in den Jahren 1982 bis 1983 errichtete Anschlußstück von der Unteren Scharalm zur Oberen Ernsthütte. In dem seinerzeit „mangelhaft und ungünstig“ aufgeschlossenen Areal sammelte BECKE (1909a, p. 1060–1061) unter Führung von UHLIG am Weg von Tweng zu den Ernsthütten (heute rot markierter Touristensteig), ca. 80 m über der Talsohle die Serizit-Chlorit-Phyllite, die beide Forscher sekundär aus Gneis ableiteten. Dabei wurden in die allgemeine Geologie die Begriffe „entarteter Gneis“, „rückschreitende Metamorphose“, „diaphthoritischer Gneis“ und „Diaphthorit“ eingeführt. Ich hatte Gelegenheit, in den Jahren 1981 bis 1983 während und unmittelbar nach der Freilegung des anstehenden Feisgerüstes dieses klassischen geologischen Areales, die feldgeologischen Beobachtungen durchzuführen, Proben an unverwittertem Gesteinsmaterial zu schlagen und die Petrographie der Paragesteine wie folgt auszuarbeiten:

Die ebenflächig parallelschiefrigen Gesteine haben stets eine deutliche Lineation, die zugleich Achse der Kleinfalten ist. Megaskopisch erkennt man Hellglimmer, Chlorit, bis 4 mm große Feldspate (häufig augenförmig) und mitunter Pyrit und goldgelbe Aggregate von feinschuppigem Stilpnomelan. Quarz bleibt stets kleinkörnig und ist megaskopisch nur kenntlich, wo er zu mm-dicken Lagen angereichert ist.

Mikroskopisch wurden Proben zwischen Augen-Granitgneis (Mahldwald, Se 2913) und aus dessen Hangendem längs des genannten Güterweges von der Ambroschütte zur Oberen Ernsthütte (Abb. 20 stellt den unteren Wegteil dar, die angegebenen Signaturen beziehen sich auf diese Abb. 20) von folgenden Lokalitäten untersucht: W Tweng in SH 1370 m (Se 3061); Güterweg SE Ambroschütte: SH. 1320 m, Signatur 6 (Se 2916, 2917); SH. 1355 m, Signatur 7 (Se 3011); SH. 1370 m, Signatur 11 (Se 3007) und SH. 1410 m, Signatur 15 (Se 3006, 3008); ferner oberer Teil des Güterweges zwischen „Wieseneggeralm“ (N Unterer Scharalm) und Oberer Ernsthütte in SH. 1690 m (Se 3062, 3063).

Hellglimmer ist teils als feinblättriger serizitischer Filz, teils in bis 5 mm großen Schuppen entwickelt.

Chlorit findet man vielfach mit Titanit und Opazit vergesellschaftet.

Plagioklas: Gemessen wurde leistenförmiger, kataklastischer Oligoklas mit 29 % An (annähernd senkrecht X in Probe Se 2913) vom Typus Plag III und mit Fülle B. Häufiger jedoch sind Albite (0 % An gemessen senkrecht X in Se 3061) einer wahrscheinlich jüngeren Generation, da sie auch bis 2,6 mm große Rundlinge mit unverlegten und verlegten Einschlüßzügen von Opazit, Hellglimmer und Titanit bilden und somit als jüngere Blasten aufzufassen sind. In vielen Proben ist eine Unterscheidung zwischen Plag auf und Plag neu schwierig. Es handelt sich zumeist um kornertrümmerte Bruchstücke mit gequälten Zwillinglamellen, mit den Typen Plag III, II, I und mit den Füllungstypen C und B, oder ungefüllt).

Quarz: Kleinkörnig, xenomorph, mitunter Böhmsche Streifung. Bedeutende Anreicherung in feldspatfreien Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefern und in Weißschiefern (Serizit-Quarz-Schiefern).

Nebengemengteile und Accessoria: Kleine Granat-Körnchen mit 0,4 mm Durchmesser werden ringförmig von sekundärem Chlorit umgeben (Se 2913). Kalinatronfeldspat kommt nur in einer Probe vor (Se 3007, Abb. 20, Signatur 13). Es handelt sich um 3 mm große, perthitfreie Kristallaugen mit flauer Mikroklingitterung und mit Einschlüssen von altem Plag. Genetisch dürfte es sich um metasomatische Knaf-Sprossung im Zuge der Granitintrusion in den Paragneis handeln. Stilpnomelan (Se 2913, 2917, 3011, 3063) gehört zu den jüngsten Bildungen, tritt in winzigen, büscheligen Schuppen meist an Spalten auf und ist stellenweise zu megaskopisch erkennbaren Aggregaten angereichert. Pyrit bildet häufig bis 6 mm große Blasten (Würfel) mit sekundärer Limonitisierung. Die häufigsten Accessoria sind Opazit und Titanit. Auch Leukoxen und Opazit mit Titanitrand kommen vor.

Ferner: Epidot, Turmalin (gedrungene Säulen bis 1,5 mm Länge), Apatit, Rutil (mit Titanitrand), syngenetischer Kalzit mit Zwillinglamellen, Hämatit und Zirkon.

4.1.3.5. Veitl-Gneislamelle

Eine im Streichen 10,5 km lange und 100 m mächtige Gneislamelle befindet sich im Hangenden der Tweng-

Gneislamelle und ist von dieser durch einen Deckenscheider mesozoischer Sedimente getrennt. Nach dem Bauernhof Veitl, 1,1 km N Schloß Mauterndorf, nenne ich diese lange dünne Gneislamelle Veitl-Gneislamelle. Siehe Abb. 1, Signatur D!

Sie bildet im N das bereits von TOLLMANN erkannte Basement der Pleißingdecke. Neu ist die aus meiner geologischen Felduntersuchung hervorgegangene Beobachtung des kontinuierlichen Weiterstreichens dieses Kristallinspanes bis in die Gegend von Mauterndorf.

Das Kristallin der Veitl-Gneislamelle besteht hauptsächlich aus diaphthoritischem Paragneis mit einer 10 bis 20 m mächtigen Einlagerung von Amphibolit, der örtlich durch Retromorphose zu Chloritschiefer wurde. Ganz im S beteiligt sich auch grobkörniger Augen-Granitgneis am Aufbau der Veitl-Gneislamelle.

Genetisch wird man annehmen dürfen, daß vom mächtigen voralpidischen Grundgebirge eine Kappe des Grobkorngranites mit auflagerndem Paragneis und Amphibolit (altem Dach) skalpiert und als Veitl-Gneislamelle mit auflagerndem Pleißingmesozoikum und tektonischer Schuppenzone alpidisch transportiert und regressiv metamorphosiert wurde.

Historisches: STUR (1854, Tafel 5, Profil 30) kennt Chloritschiefer über dem Gneis N Mauterndorf. Auch VACEK (1893, p. 387 und geologische Manuskriptkarte 1:75.000) erwähnt über dem grobfaserigen Gneis bei Mauterndorf „Schiefergneis mit hornblendereichen Lagen“ und kartiert erstmals einen vermeintlichen „Quarzphyllit“ im Ortsgebiet von Tweng unter dem Quarzit der Steilwand. KOBER (1912c, p. 527) bezeichnet ihn richtig als Gneis und erwähnt ein Ausheben der Lantschfelddecke bei Stoffen SE Tweng. PREY (1938, p. 64) beobachtet die tektonische Komplikation über dem Mauterndorfer Gneis bei St. Gertrauden mit Beteiligung von Altkristallin, Triasquarzit, Dolomit etc. TOLLMANN (1961b, Tafel B, Fig. 9 und 12; 1966, p. A59) entdeckt an der Basis der Pleißingdecke das Perm (über dem Tennfall) und das diaphthoritische Kristallin („Ahornlahn“) und beschreibt ganz richtig die „Amphibolit-führende Kristallin-Lamelle der Langwiesen“ NW Veitl.

4.1.3.5.1. Detailprofile

Eine Übersicht über die geologische Position des S-Teils der Veitl-Gneislamelle zwischen Purn und Veitl vermittelt Abb. 12 (Profile 2 bis 7, Signatur D). Details über die gesamte Erstreckung der Lamelle sind der Abb. 21 mit ausführlicher Erläuterung zu entnehmen. Im folgenden seien einige zusätzliche Bemerkungen angeführt.

Den problematischen, intensiv gefalteten, gequälten und anscheinend albitreichen Serizit-Chlorit-Phyllit über dem Tennfall (Abb. 21, Figur 1, Signatur 3) möchte ich auf Grund seiner Struktur als Gneisphyllonit und das darüberlagernde chloritreiche Gestein als basischen Phyllonit (Grünschiefer, retromorph nach Amphibolit) interpretieren. Die Deutung als permischer Schiefer scheint mir auf Grund des makroskopischen Gefüges weniger wahrscheinlich zu sein.

Petrographisch eindeutig ist der mit einer sichtbaren Mächtigkeit von 25 m im „Ahorngraben“ aufgeschlossene diaphthoritische Serizit-Chlorit-Paragneis (Abb. 21, Figur 2, Signatur 1). Er enthält 5 bis 10 mm große Pyritwürfel und einen 10 cm dicken, limonitreichen Quarzlagengang, dem am N-Rand der Wildbachschlucht in SH. 1360 m eine 1,5 m tiefe Pinge folgt.

Der diaphthoritische Paragneis in der Ortschaft Tweng führt großen reliktitischen Hellglimmer und eine diaphthoritische Amphibolitlage: z. B. bei der ehemaligen Volksschule neben dem markierten Touristensteig in Richtung Hofbauerhütte, oder im Aufschluß NE Oberrader. Stellenweise treten im Paragneis aplitische Injektionslagen und große Pyritblasten auf. Die meso-

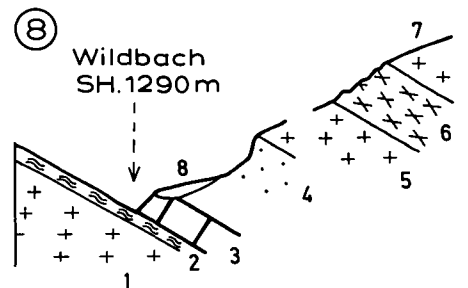
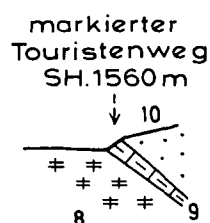
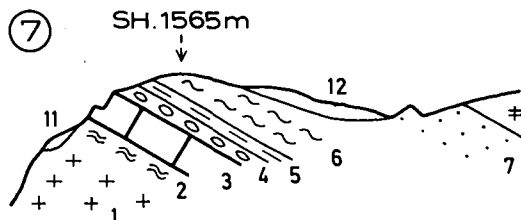
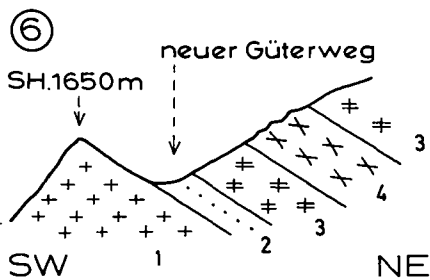
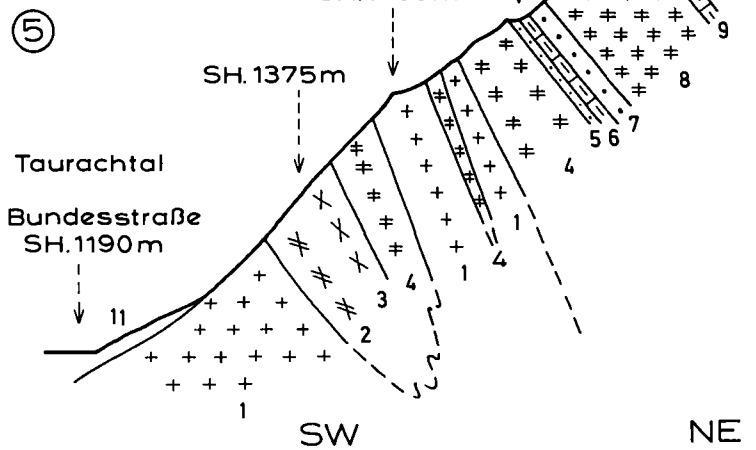
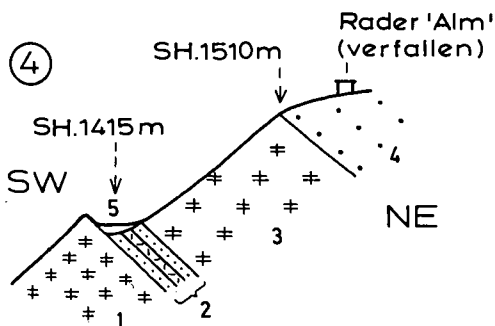
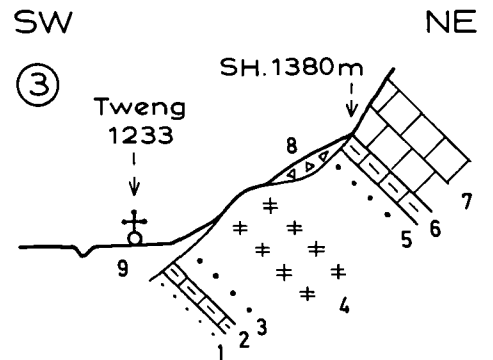
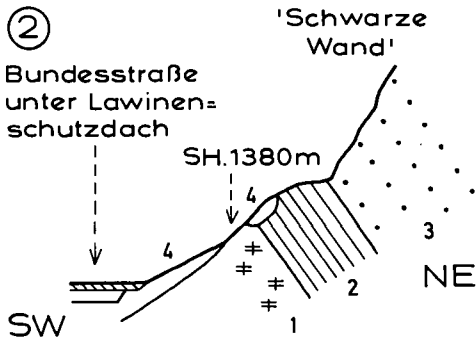
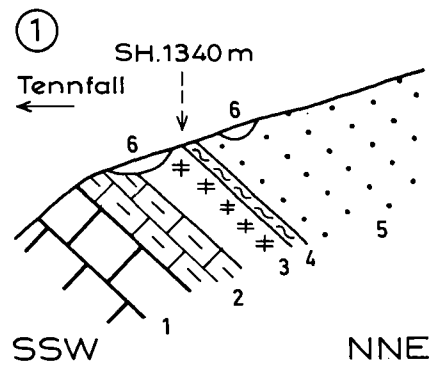
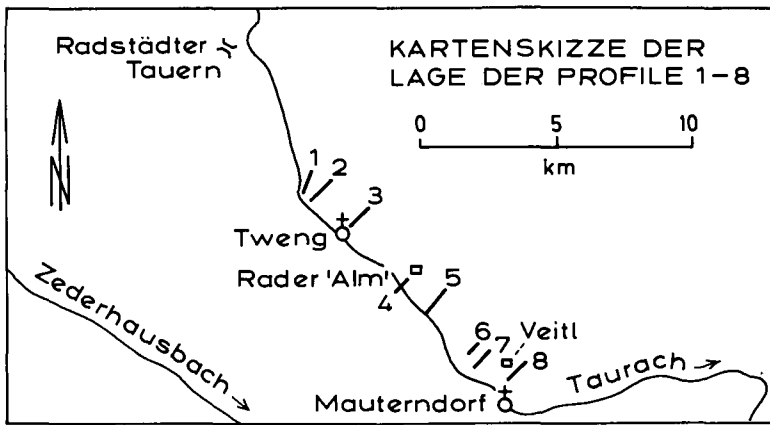


Abb. 21.

Position der Veitl-Gneislamelle zwischen liegendem und hangendem mesozoischem Deckenscheider. Querprofile mit verschiedenen Maßstäben.

① Orographisch linkes Taurachufer NNE Tennfall.

1 = grauer Triasdolomit; 2 = Kalkmarmor (10 m), Gutensteinniveau; 3 = fraglicher Gneisphyllonit (3 m) (?Veitl-Gneislamelle); 4 = Chlorit-Serizit-Kalzit-Phyllit (0,5 m) (?basischer Phyllonit der Veitl-Gneislamelle oder ?Perm); 5 = Lantschfeldquarzit, s: 138/45NE, Lineation: 120/17 SE; 6 = Gehängeschutt.

② „Ahorngraben“ 1,4 km NW Kirche Tweng.

1 = diaphthoritischer Serizit-Chlorit-Paragneis (25 m) mit Pyritblasten, Veitl-Gneislamelle, s: 115/51 N, Lineation: 115/10 E; 2 = dünnstiefrieger Quarzit; 3 = Lantschfeldquarzit, s: 105/70 N, Faltenachse: 120/10 SE, Faltenamplitude: dm bis m; 4 = Gehängeschutt.

zoischen Schichten der Lantschfelddecke bei der Ambröshütte fallen eindeutig unter das Kristallin der Ortschaft Tweng, was schematisch in Figur 3 (Signaturen 1 bis 3) berücksichtigt wurde. Der Signatur 3 dürfte eventuell der Lantschfeldquarzit-Fels 200 m NW Kirche Tweng (bei „Gästehaus Rigele“) auf Grund der Position seiner s-Flächen: 132/55 NE angehören, doch könnte es sich auch um einen besonders großen Bergsturzblock handeln.

ESE Purn besteht das Mesozoikum der Lantschfelddecke nur aus Lantschfeldquarzit und Rauhwanke, zusammen 10 m mächtig (Abb. 21, Figur 4, Signatur 2). Sie sind längs des Karrenweges von Purn zur verfallenen Rader-„Almhütte“ in SH. 1355 m am Wildbach unter Resthütte, dann in Lesesteinen auf der Hangleiste in SH. 1415 m und schließlich wiederum anstehend in SH. 1455 m (SE der Kurve des Karrenweges) beobachtbar. Über dem längs des Weges vorzüglich aufgeschlossenen Paragneis der Veitl-Gneislamelle lagert der mächtige Lantschfeldquarzit von Purn, auf dem die verfallene Rader-„Alm“ steht.

Diese Situation wird im Prinzip bis Mauterndorf beibehalten, wobei es teils zu Reduktionen, teils zu Anschwellen des mesozoischen Deckenscheiders (mesozoische Schichten der Lantschfelddecke) zwischen Tweng- und Veitl-Gneislamelle kommt.

Im Mahdlwald bedingt der Deckenscheider eine Hangleiste in SH. 1530 m, wobei sich auch Kalkmarmor und Dolomit einstellen (Figur 5, Signatur 6). Der Paragneis der Veitl-Gneislamelle erreicht hier seine maximale Mächtigkeit von 100 m und enthält diaphthoritischen Amphibolit. An der Basis des mächtigen Purn-Lantschfeldquarzites liegt ein Kalkmarmorband (Signatur 9), das bis in die Gegend von Mauterndorf verfolgt werden kann. N und S Mahdlwald war mir die Begehung des Deckenscheiders in den Felswänden nicht möglich.

1,2 km NW Veitl ist der Deckenscheider auf bloß 4 m mächtigen Lantschfeldquarzit beschränkt (Figur 6, Signatur 2). Nach SE schwillt er an und enthält auch Jungschichten (Jura bis Kreide mit polygener Breccie, Kalk- und Schwarzschiefer, Fig. 7, Signaturen 4 bis 6). In Richtung nach St. Gertrauden erfolgt eine abermalige Reduktion zu Dolomit und Lantschfeldquarzit (Figur 8, Signaturen 3 und 4).

Der Paragneis der Veitl-Gneislamelle enthält hier auch grobkörnigen Augen-Granitgneis vom Mautern-

dorfer Typus und ein mit Unterbrechung weithin streichendes Amphibolitband (Figur 6, Signatur 4; Figur 8, Signaturen 5 bis 7).

Der feinkörnige Amphibolit S Veitl (Figur 8, Signatur 6) führt viel Stilpnomelan, dessen goldgelbe Schüppchen mit freiem Auge erkennbar sind.

Mikroskopisch erweist sich dieses Gestein als Albit-Epidot-Amphibolit (Se 3010) mit den Hauptgemengteilen: Albit (3 % An, gemessen senkrecht X; Rundlinge vom Typus Plag II und I; Fülle C), Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Chlorit, Epidot und Titanit.

Ferner: Stilpnomelan (Pleochroismus goldgelb bis dunkelgoldbraun, büschelig, kein Szintillieren, Absonderung senkrecht zur Basisfläche, Durchmesser der Einzelblättchen bis 0,3 mm), Quarz, Opazit und Hämatit.

Das Auskeilen der Veitl-Gneislamelle nach S ist durch Moräne längs der Trasse des Skiliftes von St. Gertrauden bedeckt.

4.1.3.6. Gneislamellen im Katschbergphyllit

Ähnlich wie im Innsbrucker Quarzphyllit bei der Europabrücke treten auch im Katschbergphyllit dünne Gneislagen auf. Schon UHLIG (1908, p. 1412–1413 und geologisch-tektonische Kartenskizze) bemerkte, daß sich im hangenden Teil des „Katschbergschiefers“ verschieferte Gneise („Gneis-Schiefer“) befinden, ohne allerdings Fundorte oder Beschreibungen solcher Gesteine detailliert zu liefern. Auf meine Anregung hat sich Herr Kollege Dr. NOWOTNY (1976, p. 31, 37–42, Beilage 1; EXNER, 1980a, p.392–393) dieser Aufgabe unterzogen und mehrere Fundorte samt mikroskopischen Befunden von Gneisen und gneisverdächtigen Gesteinen im hangenden Teil des Katschbergphyllites mitgeteilt.

Da es sich dabei oft nur um punktförmige Vorkommen an vergänglichsten künstlichen Aufschlüssen (einstürzende oder zuwachsende Böschungen von Güterwegen und Skipisten) handelt, habe ich in die geologische Karte des mittleren Lungaus nur 2 bedeutende Gneislamellen aufgenommen, die zusätzlich durch natürliche Felsaufschlüsse gekennzeichnet sind und auch in zukünftigen Jahrzehnten wiederauffindbar sein werden. Es sind dies (siehe Abb. 1, Signatur E):

Die 10 m mächtige Paragneislage im Katschbergphyllit in SH. 1330 bis 1340 m, 450 m ESE Steinbruch Lärchkogel. Die Aufschlüsse befinden sich 135 m W Güterweggabel und wurden auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. NOWOTNY gefunden, der zutreffende

-
- ③ Ortsgebiet Tweng.
1–3 = Trias der Lantschfelddecke (vermutet); 4 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle), s: 144/56 NE, Lineation: 135/15 SE; 5 = Lantschfeldquarzit; 6 und 7 = Kalkmarmor und crinoidenreicher dunkler Dolomit des Gutensteinniveaus; 8 = Bergsturz; 9 = Gehängeschutt und Alluvionen.
 - ④ Karrenweg von Purn zur verfallenen Rader „Alm“.
1 = Paragneis (Tweng-Gneislamelle); 2 = Lantschfeldquarzit und Rauhwanke (10 m), s: 108/54 NE; 3 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle) (60 m), s: 125/61 NE, Lineation: 120/14 NW; 4 = Lantschfeldquarzit; 5 = Moräne.
 - ⑤ Steilhang an der E-Seite des Taurachtales (Mahdlwald).
1 bis 4 = Tweng-Gneislamelle mit deformiertem Intrusionsverband von grobkörnigem Granitgneis (1) in Paragneis (4), Amphibolit (3) und diaphthoritischen Amphibolit (Chlorit-Plagioklas-Schiefer, 2), s: 115–136/52–78 NE, Lineation 116–135/8–16 SE; 5 = Lantschfeldquarzit (2 m); 6 = Kalkmarmor (4 m), verfaltet mit farblosem Dolomit; 7 = Lantschfeldquarzit (10 m), s: 115/52 NE; 8 = Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer (Veitl-Gneislamelle), s: 118/53 NE; 9 = Kalkmarmor (10 m), mit Lagen von farblosem Dolomit; 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Gehängeschutt und Alluvionen.
 - ⑥ Hangleiste über dem Steilhang 1,2 km NW Veitl.
1 = Augen-Granitgneis (Tweng-Gneislamelle), s: 160/31 E, Lineation: 124/24 SE; 2 = Lantschfeldquarzit (4 m); 3 und 4 = Veitl-Gneislamelle (3 = Paragneis, 4 = Amphibolit).
 - ⑦ Verflachung über der Steilwand 650 m WNW Veitl.
1 und 2 = Tweng-Gneislamelle (1 = Augen-Granitgneis, s: 144/33 NE, Lineation: 110/16E; 2 = Gneisphyllonit, 2 m, mit Lagerquarz); 3 = farbloser Triasdolomit (3–5 m), teilweise endogen brecciös und sekundär verquarzt; 4 = polygene Breccie (2 m); Komponenten: grauer Dolomit und Quarzit; Matrix: Kalkschiefer; 5 = grauer Kalkmarmor und Kalkschiefer (2 m); 6 = kalkfreier Schwarzschiefer (4 m aufgeschlossen, 10 m vermutet); 7 = Lantschfeldquarzit; 8 = Paragneis (Veitl-Gneislamelle) (40 m); 9 = Kalkmarmor (2 m); 10 = Lantschfeldquarzit; 11 = Gehängeschutt; 12 = Moräne.
 - ⑧ Wildbachgraben, 250 m S Veitl.
Tweng-Gneislamelle: 1 = Augen-Granitgneis; 2 = Gneisphyllonit (Weißschiefer) (0,2 m). Mesozoischer Deckenscheider: 3 = Triasdolomit (2 m); 4 = Lantschfeldquarzit (7 m), s: 160/17E. Veitl-Gneislamelle: 5 = Augen-Granitgneis (20 m); 6 = Amphibolit (10 m); 7 = Augen-Granitgneis. Quartär: 8 = Gehängeschutt.

Beschreibungen gibt (l. c., p. 39 und 44, Proben-Nr. 23a und b/24), denen noch meine hinzugefügt sei:

Es handelt sich um einen feinkörnigen, sehr kompakten, graugrünen, ziemlich ebenflächig parallel-schieferigen Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis, der mit s: 20/42 E dem umgebenden Katschbergphyllit konform eingelagert ist. Er bildet einen Felszug über dem oberen Güterweg und Felsaufschlüsse auch zwischen beiden Güterwegen.

Die mikroskopische Untersuchung (Se 3161) zeigt als Hauptgemengteile: Hellglimmer, Chlorit, Albit (gemessen wurde annähernd senkrecht MP: 7 % An; Plag III, II, I, xenomorph, wenig gefüllt, polysynthetische Lamellen nach Albitgesetz) und Quarz (mäßige Kaltrektion: Verzahnung, Undation und Längung parallel s).

Accessorien: Opazit, Hydrobiotit, Rutil, Turmalin, Hämatit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Die Paragneislage im Katschbergphyllit des St. Peterwaldes (Liesertal) ist 15 bis 18 m mächtig und 1 km lang im Streichen verfolgbar. Sie bildet einen örtlich verrutschten Felszug, der an den neuen Güterwegen in SH. 1370 m und im Verein mit prächtigen Felswänden in SH. 1470 und 1575 m aufgeschlossen ist. Diese Wände lieferten frische Gesteinsproben, die im folgenden beschrieben sind (Se 3149, 3153, 3156). Die Raumlage beträgt: s: 35/42 SE, Lineation: 52/26 NE.

Es handelt sich um feinkörnigen, grauen, sehr kompakten, im mm- und cm-Bereich gefalteten, teilweise aber auch ebenflächig-parallelschieferigen und in Quarzit übergehenden Hellglimmer-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Gneis.

Unter dem Mikroskop: Die Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas (Plag III, II und I, xenomorph, ungefüllt oder schwache Fülle vom Typus B; seltene Einschlusszüge von Quarz und Hellglimmer) und Quarz (verzahnt und stark undulös).

Accessorien: Opazit, Zirkon, Apatit, Epidot, Stilpnomelan (beschränkt auf Lokalität SH. 1470 m), Turmalin und Limonit. Zur Genese: Der Plagioklas scheint sich aus alten Körnern eines Starkwirkungsbereiches und aus alpidischen epimetamorphen Neubildungen zusammensetzen.

4.1.3.7. Weißpriach-Gneislamelle

Sie bildet im Arbeitsgebiet eine NW streichende, 13 km lange und 800 m mächtige Gesteinslage. Ihre s-Flächen fallen in der Regel mittelsteil NE. Die Hauptlineation und Faltenachse neigt sich flach nach SE bis ESE. Siehe Abb. 1, Signatur F; Abb. 2: Faltenachsen und s-Flächen verlaufen parallel zum übrigen Radstädter Deckensystem!

Die Gneislamelle liegt im SW dem altpaläozoischen Fanningphyllit auf.

Ihre NE-Grenze verläuft längs des Talweges des Weißpriachtales. Sie ist im oberen Talabschnitt (oberhalb der Einmündung des Znachbaches) durch den Deckenscheider der Kalkspitzentrias von der überlagernden Schladminger Gneisdecke geschieden. Zwischen der Znachmündung und Vorderweißpriach verdecken Talzuschub (gravitative Hangtektonik), Moräne und Alluvionen diese Grenze. Im S-Abschnitt des Weißpriachtales haben die neuen Straßenaufschlüsse W Vorderweißpriach – St. Rupert (Erschließung des Skigebietes Fanninghöhe) und die hier durchgeführten, äußerst sorgfältigen geologischen Aufnahmen von Herrn Kollegen Dr. G. ZEZULA (1976), an die ich anschließen durfte, ebenfalls eine tektonische Sonderstellung gegenüber der Schladminger Gneisdecke ergeben: NE Fallen der s-Flächen unter die phyllitischen Granatglimmerschiefer des Lungauer Beckens und damit morphologisch sichtbar eine scharfe NW–SE streichende

Gneisrippe, die parallel zur Twenglamelle verläuft und den W-Rand des Lungauer Beckens bildet, während die Schladminger Gneisdecke mit ihren ebenfalls SE eintauchenden Teilwalzen den N-Rand des Beckens aufbaut.

Außerhalb des Arbeitsgebietes verlängert sich die Weißpriach-Gneislamelle in der Streichrichtung nach NW um weitere 5,5 km bis zur Sinnhubscharte (Kartenblatt Radstadt), indem sie den halbkreisförmig von Permotrias eingerahmten „Kopf“ des Kristallgebietes um die Seekarspitze aufbaut, der gründlich und umfassend von SLAPANSKY (1987) beschrieben und dessen schwebende Deckennatur über den Sedimenten des Radstädter Deckensystems ja stets von KOBER (z. B. 1923, p. 112: „Decke des Seekarspitzes,“) hervorgehoben wurde.

Überhaupt hat KOBER die Stirnposition der von oben in die Sedimente des Radstädter Deckensystems eintauchenden Weißpriacher Gneislamelle in seinen diesbezüglichen Arbeiten immer wieder hervorgehoben. Er hat gezeigt, daß der Bewegungssinn (Vergenz) derselbe NE-gerichtete wie in den tieferen Einheiten der SE-Radstädter Tauern ist (von St. Michael bis zu „den Gneisen des Weißpriacher Tales“ läßt sich derselbe Bauplan erkennen [1922a, p. 236]), dementsprechend hat er das richtige Bewegungsbild senkrecht zur konstant NW–SE streichenden Faltenachse im Querprofil dargestellt und dabei sehr richtig gezeigt, wie die nach NE eintauchenden Gneislamellen von den tieferen über die mittleren bis zu den oberen Radstädter Decken immer mächtiger werden. Besonders die oberste, die mächtigste von allen, stellt er sehr markant dar (KOBER, 1938, p. 34, Abb. 6) und nennt sie unter großzügiger Hinzuziehung des Fanningphyllites und Perms „basales Altkristallin“. Der von mir als Weißpriach-Gneislamelle bezeichnete Gesteinskörper ist der Basement-Anteil dieser großen NE vergenten Tauchfalte.

Erforschungsgeschichte, Stratigraphie, Tektonik und Petrographie des Gneiskörpers wurden für seinen NW-Teil (Seekarspitze-Gebirgsgruppe auf Blatt Radstadt) soeben erst sehr genau von SLAPANSKY (1987) bearbeitet. Seine Ausführungen stimmen im wesentlichen mit den Beobachtungen in meinem Abschnitt dieses Gneiskörpers aufs beste überein. Die regressive Gesteinsmetamorphose wurde von ihm ausführlich bearbeitet und es bestehen makroskopische Anzeichen dafür, daß die meisten seiner Beobachtungen auch hier Geltung haben.

Ich beschränke mich daher im folgenden auf meine feldgeologischen Originalbeobachtungen.

4.1.3.7.1. Die Liegendgrenze

Die diaphthoritischen Paragneise, Amphibolite, Bändergneise, Granit- und Aplitgneise der Weißpriach-Gneislamelle liegen konform auf dem altpaläozoischen Fanningphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten und Graphitquarzit).

Naturgemäß ist die Grenze unscharf, wo Gneisphyllonit (Chlorit-Serizit-Phyllit, retromorph nach Para- und Bändergneisen der Weißpriach-Gneislamelle) dem altpaläozoischen Serizit-Chlorit-Phyllit aufliegt. Dort können als Indikatoren für die retromorphe Abstammung aus der Weißpriach-Gneislamelle Biotitrelikte, Reste von Amphibolit und leukokrater Gneis verwendet werden. Für die Herkunft aus dem Fanningphyllit sind die

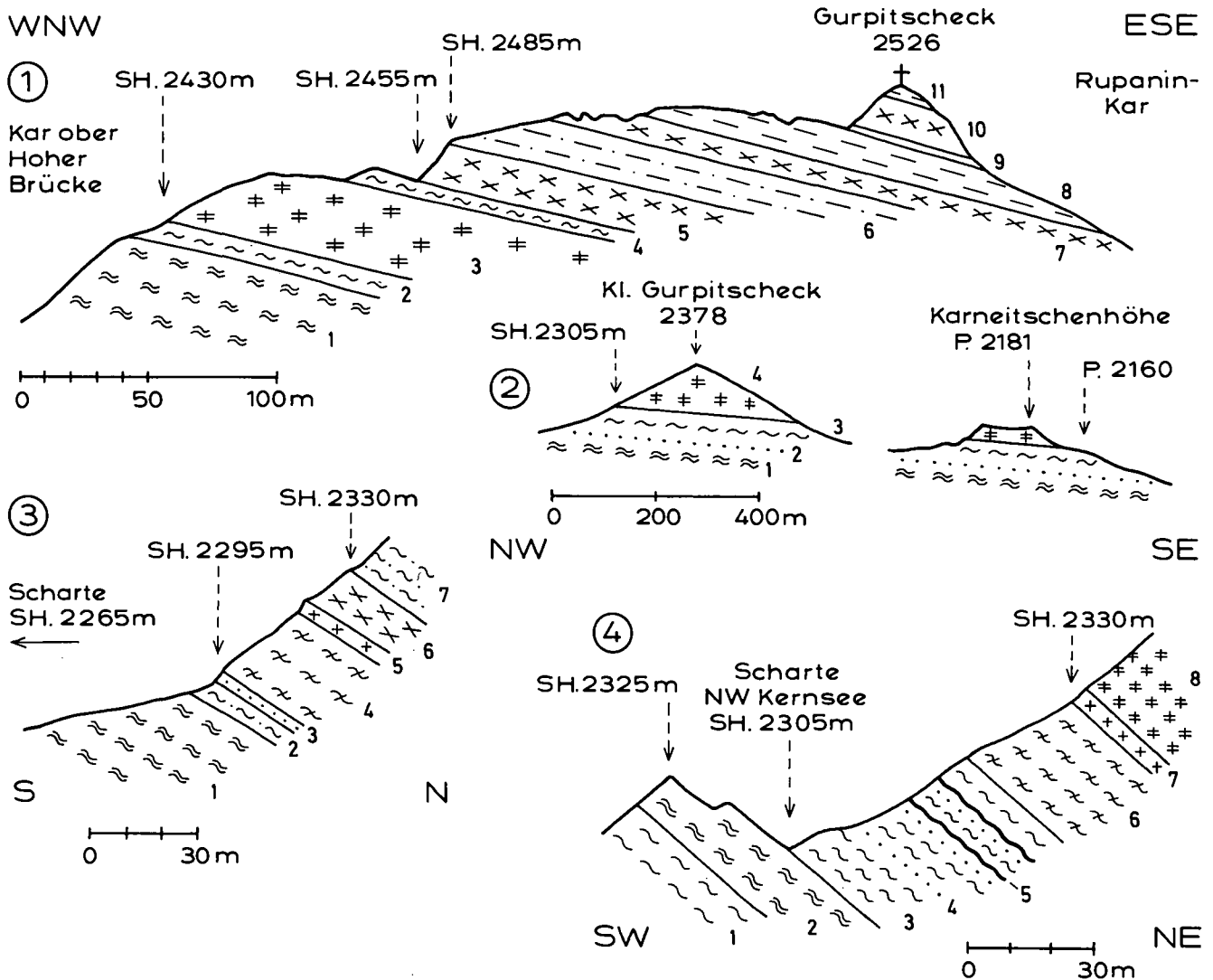


Abb. 22.

Die Auflagerung der Weißpriach-Gneisslamelle auf dem altpaläozoischen Fanningphyllit.

① Profil längs des wasserscheidenden Kammes des Gurpitschecks.

Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer; 2 = Schwarzschiefer mit graphitbelegten Harnischen. Weißpriach-Gneisslamelle: 3 = diaphthoritischer Chlorit-Serizit-Paragneis mit Lagen von diaphthoritischem Amphibolit und Chloritschiefer. Chloritbelegte Harnische; 4 = Chloritschiefer mit Karbonatmobilisation; 5 = diaphthoritischer Amphibolit, s: 120/32 NE; 6 = leukokrater diaphthoritischer Serizit-Chlorit-Bändergneis; 7 = diaphthoritischer Amphibolit; 8 = Chlorit-Serizit-Bändergneis mit Lagen von Chloritschiefer und mit Karbonatmobilisaten, s: 130/40 NE, Lineation alt: 86/22 E, Achse der jungen Knitterung: 154/31 N; 9 = Phyllonit (Chlorit-Serizit-Schiefer) (0,3 m); 10 = diaphthoritischer Amphibolit; 11 = diaphthoritischer Chlorit-Serizit-Bändergneis, s: 130/32 NE, Lineation: 90/20 E.

② Längsprofil durch die erosiven Deckkappen am wasserscheidenden Kamm Kleines Gurpitscheck - Karneitschenhöhe.

Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer und Graphitquarzit; 2 = Graphitquarzit; 3 = pyritführender Schwarzschiefer, s: 130/35 NE, Lineation: 108/15 SE. Weißpriach-Gneisslamelle: 4 = diaphthoritischer Biotit-Plagioklas-Gneis (Petrographie siehe Text!), s: 125/41 NE, Lineation/ 110/18 E.

③ Detailprofil durch den Sockel des Gurpitscheck-SE-Grates.

Fanningphyllit: 1 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer, s: 117/36 NE, Lineation: 100/20 E. 2 = Schwarzschiefer mit Graphitquarzit; 3 = Quarzschiefer (2 m), s: 115/32 N, Lineation: 115/horizontal. Unscharfe Grenzserie: 4 = Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer (20 m). Weißpriach-Gneisslamelle: 5 = leukokrater Biotitgneis (3 m); 6 = feinkörniger Amphibolit (10 m), wechsellagernd mit Chloritschiefer; 7 = Chloritschiefer.

④ Detailprofil in der NW-Flanke des Gurpitschecks.

Fanningphyllit: 1 = pyritführender Schwarzschiefer; 2 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer; 3 bis 5 = pyritführender Schwarzschiefer (3) mit Lagen von Graphitquarzit (4) und mit graphitbelegten Harnischen (5). Unscharfe Grenzserie: 6 = Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer mit Lagen von Quarzit, Chloritschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer, wahrscheinlich tektonische Schuppenzone, s: 150/42 E, Lineation: 150/horizontal. Weißpriacher Gneisslamelle: 7 = Aplitgneis; 8 = diaphthoritischer Paragneis.

Schwarzschiefer und Graphitquarzitlagen typisch. Trotzdem bleibt mitunter eine bis zu 20 m mächtige unscharfe Grenzserie problematisch (Abb. 22, Figur 3, Signatur 4; Figur 4, Signatur 6).

Phyllonitzonen und chloritbelegte Harnische in der Weißpriach-Gneisslamelle (Abb. 22, Figur 1, Signaturen 3, 4 und 9), graphitbelegte Harnische (Figur 4, Signatur 5) im Fanningphyllit und extreme Granitgneismylonite in der Gneisslamelle bei Vorderweißpriach lassen keine

Zweifel bestehen, daß die Liegendgrenze unserer Gneisslamelle durch besonders intensive epimetamorphe Differentialtektonik (Phyllonite) und postkristalline Bewegungen (Mylonite, Harnische) ausgezeichnet ist.

Tektogenetisch kann man daraus keine verbindlichen Schlußfolgerungen ziehen. Wichtig ist, daß an der Liegendgrenze der Weißpriach-Gneisslamelle im Arbeitsgebiet niemals permo-mesozoische Gesteinsschichten auftreten, denn die geringfügigen und nicht für Permo-

Skyth typischen Quarztlagen (Abb. 22, Figur 3, Signatur 3; Figur 4, Signatur 6) wird man kaum als solche deuten. Es fehlt also ein permo-mesozoischer Deckenscheider zwischen Weißpriach-Gneislamelle (oben) und altpaläozoischem Fanningphyllit (unten). Dementsprechend gibt es verschiedene tektonogenetische Interpretationsmöglichkeiten. Die Liegendgrenze der Weißpriach-Gneislamelle kann sein:

- ① Ein sedimentärer Kontakt altpaläozoischer tonig-sandiger Schichten auf älterem Basement. Alpidische Stirnfaltentektonik bringt den Kontakt in die stratigraphisch verkehrte Lage und erzeugt im Zuge epimetamorpher Phyllonitisation, disharmonischer Tektonik und später Mylonit- und Harnischbildung das heutige Erscheinungsbild der Grenzfläche.
- ② Eine variszische Deckengrenze mit entsprechender alpidischer Umformung.
- ③ Eine alpidische Deckengrenze: Weißpriach-Gneislamelle überschoben auf die „Quarzphyllitdecke“ im Sinne von TOLLMANN, wobei auch mit dieser Interpretation eine spätere stirnförmige Tauchdeckenbildung und disharmonische Tektonik vereinbar sind.

Es wird in der Zukunft eine interessante Arbeit sein, die Grenzfläche intensiver petrographisch zu erforschen.

Ich habe für die Erstellung des geologischen Kartenbildes nur den Paragneis mit reliktschem Biotit der erosiven Deckkappen des Kleinen Gurpitschecks und der Karneitschenhöhe untersucht. Dabei hat sich der makroskopisch gewonnene Eindruck, daß es sich hier um Paragneis-Erosionsreste in schwebender Lagerung über dem Fanningphyllit des wasserscheidenden Kammes handelt, bestätigt (Abb. 22, Figur 2, Signatur 4). Im Unterschied zu diesem sind es recht kompakte, dunkel- bis hellgraue, mittel- bis feinkörnige Gneise mit reichlichem, makroskopisch erkennbarem Feldspat:

Auf der Karneitschenhöhe handelt es sich um biotitführenden Paragneis. Mikroskopisch untersucht wurde eine Probe (Se 3096) der Gratkuppe SH. 2170 m, 400 m NW P. 2181 und eine Probe

(Se 3097) des Gratzackens SH. 2145 m, an der tiefsten Scharte zwischen Karneitschenhöhe und Kleinem Gurpitscheck, 1 m über dem Fanning-Phyllit.

Hauptgemengteile: Biotit (Pleochroismus von gelb bis dunkelbraun, Umwandlung zu Chlorit). Chlorit (sekundär nach Biotit). Hellglimmer. Plagioklas III, II, I. Leistenförmig bis xenomorph. Fülle B oder ungefüllt. Quarz (xenomorph, undulös, verzahnt).

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin und Hämatit.

Das analoge Gestein am Gipfel des Kleinen Gurpitschecks (Se 3150) ist stärker retromorph. Biotit ist nur als Relikt vorhanden. Dafür tritt Stilpnomelan auf, der mit Chlorit parallel verwachsen ist. Leistenförmiger füllungsfreier Plag II hat 5 % An-Gehalt (gemessen senkrecht X) und führt Einschlüsse von Hellglimmer und Opazit. Auch andere Albitkörner sind reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile und dürften postkinematische Neukristallite sein. Als Accessoria kommen Epidot und Piemontit hinzu.

Ein hellgrauer Plagioklas-Augengneis steht am Kleinen Gurpitscheck-NW-Kamm (Se 3151) in SH. 2305 m an und zieht als Felsrippe in das Gurpitschkar. In diesem Gestein fehlt Biotit. Die übrigen Hauptgemengteile sind dieselben. Unter den Accessoria tritt Orthit mit Epidothülle auf. Der Stilpnomelan ist prächtig entwickelt: Pleochroismus von goldgelb bis dunkelbraun, Teilbarkeit senkrecht Basisfläche.

4.1.3.7.2. Die Hangendgrenze

Die hangende Grenzfläche der Weißpriach-Gneislamelle ist gekennzeichnet durch mittelsteiles bis steiles NE-Einfallen unter die Schladminger Gneisdecke. Am prächtigsten sieht man das an der wie mit dem Lineal gezogenen, 1000 m hohen felsigen E-Flanke des Karnerecks. Sie bildet einen NE fallenden Isoklinahang aus Bändergneis (Abb. 23).

Im oberen Abschnitt des Weißpriachtales beobachtet man zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke den nach SE ausspitzenden Sedimentkeil der Kalkspitzenmulde. Diese auf den Kartenblättern Schladming (Steirische und Lungauer Kalkspitze) und Radstadt breit entwickelte Mulde setzt mit 3 km streichender Länge vom N-Rand des Kartenblattes Tamsweg (geologische Karte des mittleren Lungaus) bis zur Unteren Abrahamhütte fort.

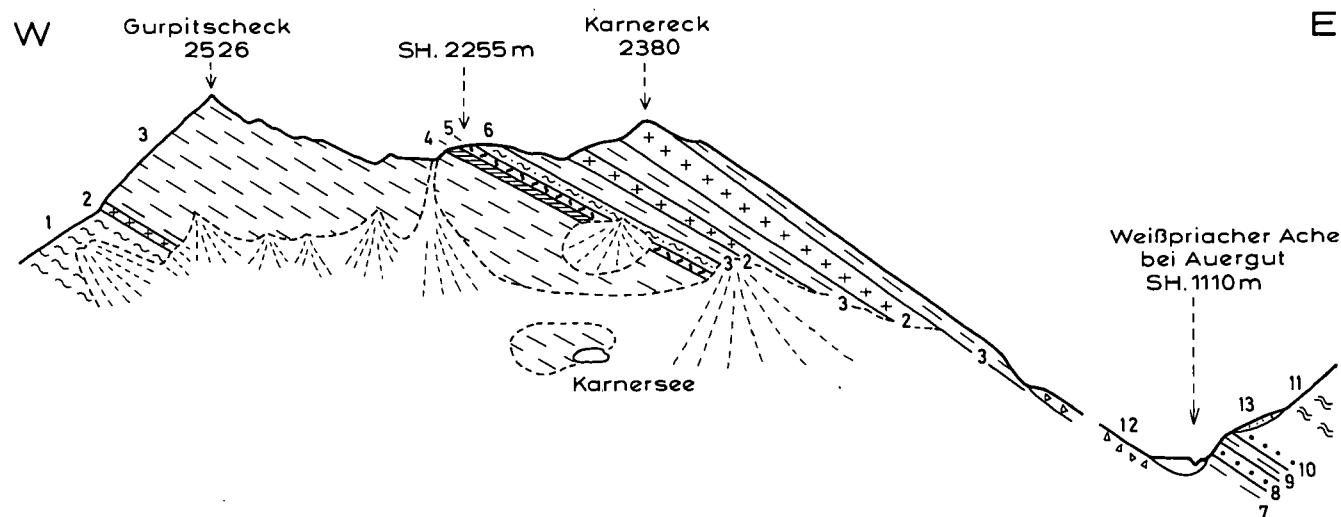


Abb. 23.

Ansichtsskizze der Weißpriach-Gneislamelle. Blick aus der Gegend von Vorderweißpriach.

1 = Fanningphyllit. Grenze zwischen 1 und 2 siehe Detailprofil der Abb. 22, Figur 3. Weißpriach-Gneislamelle: 2 = leukokrater Gneis; 3 = Paragneis, Bändergneis, Chloritschiefer, Amphibolit; 4 = Brandenschiefer (0,1–0,2 m), erreicher schwarzer Schiefer, braun anwitternd. 5 = Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith, am Grat 5 m, in der S-Flanke 10 m mächtig; am Grat s: 110/35 NE, in der S-Flanke s: 110/45 NE, Lineation 105/15 SE; 6 = Chloritschiefer (10 m); 7 = biotitführender Paragneis, s: 117/32 NE; 8 = gneisphyllonitischer Quarzit (15 m); 9 = chloritreicher Paragneis; 10 = gneisphyllonitischer Quarzit. Schladminger Gneisdecke: 11 = Granatphyllit. Quartär: 12 = Bergsturzböckwerk; 13 = Moräne; weiß = Gehängeschutt und Alluvium.

An der E-Seite des Tales bildet der Sedimentkeil eine regelmäßige Synklinale. Abb. 24, Figur 4 zeigt den Querschnitt längs des auf der Karte eingezeichneten Fußsteiges, der in SH. 1530 m vom Karrenweg (580 m W Oberer Niederrainhütte) abzweigt und zur ebenfalls auf der Karte eingetragenen Heuhütte in SH. 1650 m führt. Der Steig quert die Felswand. Die Aufschlüsse mit dem Mitteltriasdolomit im Muldenkern und Kalkmarmor des Gutensteinniveaus im Liegenden und Hangenden sind lückenlos. Diesbezüglich liegt auch in diesem extremen S-Bereich im Gegensatz zu älteren Darstellungen ein symmetrischer Muldenschluß vor. Altbekannt ist darüber der permische Liegendschinkel (Fi-

gur 4, Signatur 6) der Schladminger Gneisdecke, der von hier zusammenhängend 11 km nach N ins Preuneggatal reicht (MATURA, 1987, p. 6, Abb. 1/1).

Am N-Rand des Kartenblattes beträgt die Mächtigkeit des hier grauen, weil weniger metamorphen Mitteltriasdolomites bereits 100 m. Der Gutensteinkalk unter dem Dolomit ist ebenfalls an der Kartenblattgrenze an der Talstraße aufgeschlossen (20 m mächtig, s: 108/48 NE, Lineation: 100/8 W). Lantschfeldquarzit fehlt oder verbirgt sich unter Schutt. Die Weißpriacher Ache ist hier in den Aplitgneis eingeschnitten. Der Gutensteinkalk im Hangenden des Dolomites erreicht knapp N des Kargenblatrandes bei der Samerhütte (Blatt

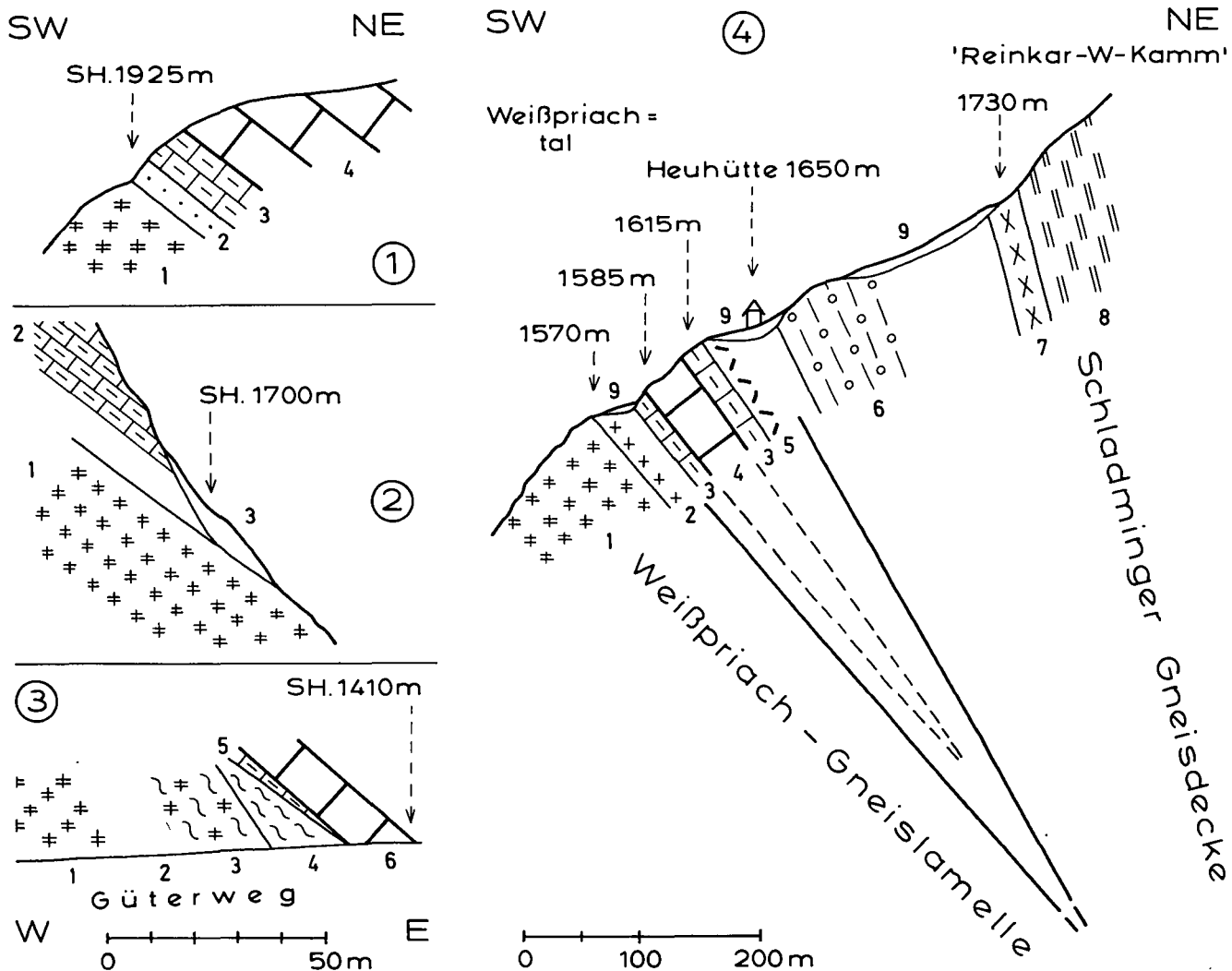


Abb. 24. Die primär-transgressive basale Trias der Kalkspitzenmulde auf der Weißpriach-Gneislamelle und ihre Deformation. Oberes Weißpriachtal, W-Talseite (Figuren 1 bis 3) und E-Talseite (Figur 4).

1 Profil nördlich Tschelbitschsee.
 1 = Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle, limonitisch vererzt, s: 118/44 NE, Lineation: 118/6 SE; 2 = Lantschfeldquarzit (6 m), s: 120/40 NE; 3 = Kalkmarmor (10 m), grau und rosa gebändert (Gutensteinniveau); 4 = Dolomit, farblos, teilweise brecciös, mehrere deka-m mächtig.

2 Profil an der Basis der Kalkmarmor scholle SE Tiefenbachsee.
 1 = chloritreicher Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle, s: 108/45 NE; 2 = Kalkmarmor (25 m) (Gutensteinniveau), grau, rosa und farblos gebändert, gebankt mit Bänken von 3-10 cm Dicke, s: 135/43 NE, Lineation: 135/25 SE; 3 = Gehängeschutt.

3 Profil durch die Dolomitscholle am E-Ufer des Schönalmbaches. Sekundäre Diskordanz im Zuge disharmonischer Bewegungen zwischen Gneis-Basement und transgressiv-sedimentärer Hülle.
 Weißpriach-Gneislamelle: 1 = Paragneis, s: 116/45 NE, Lineation: 100/16 E; 2 = aufschlußlos (Gehängeschutt); 3 = Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer; 4 = Chloritschiefer, diaphthoritischer Bändergneis, s: N-S/52 E. Sedimenthülle: 5 = rosa Kalkmarmor (1,5 m) (Gutensteinniveau); 6 = Dolomit (20 m) hellgrau bis farblos, s: 40/32 SE.

4 Profil durch die nach SE auskeilende Kalkspitzenmulde WNW Niederrainhütte.
 1 = dünnlagiger Paragneis, s: 86/55 N; 2 = Aplitgneis; 3 = Kalkmarmor (Gutensteinniveau grau und rosa gebändert; 4 = Dolomit, farblos; 5 = Reichenhaller Rauhacke; 6 = permischer Quarzschiefer mit rosa Quarzgeröllen; 7 = Amphibolit, s: 145/80 NE; 8 = Bändergneis; 9 = Moräne und Gehängeschutt.

Schladming) bereits 60 m Mächtigkeit (s: 130/70 NE). Aus diesen Daten läßt sich die nach NW fortschreitende Öffnung der Kalkspitzenmulde erkennen.

Weithin sichtbar zieht der Sedimentkeil im vorliegenden Arbeitsgebiet an der E-Seite des Weißpriachtales nach SE bis zum Bergsturz unter der Oberen Niederrainhütte. Hier erreicht die Reichenhaller Rauhwacke (Fortsetzung der Signatur 5 der Figur 4) in der Wildbachschlucht und am Karrenweg (SH. 1640 m, 280 m W Oberer Niederrainhütte) 25 m Mächtigkeit und enthält 0,5 bis 2,5 m große kantige Schollen von grauem Kalkmarmor (Gutensteinniveau). Die markante Lineation (zugleich Faltenachse) jeder Scholle ist gegenüber den Nachbarschollen jeweils verdreht. Es hat also nach der Faltung und Gesteinsmetamorphose der Kalkmarmorbank, Zerbrechung in Einzelschollen sowie Verdriftung und Kippung im mobilen gipshaltigen Medium, aus dem die Rauhwacke hervorgegangen ist, stattgefunden.

SE des Bergsturzes baut nur noch 10 m mächtiger Kalkmarmor den Wandzug auf, der sich 50 m über der Talsohle E Ulnhütte befindet. Seine Position und sein zu flaches N-Fallen (s: 115/10 NE, Lineation: 125/6 SE) lassen sekundäre Rutschung infolge gravitativer Hangtektonik vermuten.

An der W-Seite des oberen Abschnittes des Weißpriachtales liegt die Basisserie der Kalkspitzenmulde (Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor des Gutensteinniveaus, Mitteltriasdolomit) auf dem regional NE fallenden Gneis der Weißpriach-Gneislamelle. N des Arbeitsgebiets zwischen N Tscheibitschsee und Sonntagkarhöhe wurde diese plateauförmige, dem Gneis auflagernde Sedimenthülle von SCHMIDEGG (1937, p. 51), SCHEINER (1960, p. 95–96), ALBER (1983, p. 311–312; 1985, p. 284–285) und SLAPANSKY (1987, p. 39–42) studiert und sehr überzeugend vom letztgenannten als primär-stratigraphische Auflagerung über dem Gneis interpretiert. Ich konnte hier an die vorzügliche, noch unpublizierte geologische Kartierung von Herrn Kollegen Dr. J. ALBER mit dessen freundlicher Erlaubnis anschließen (Manuskriptkarte Blatt 127 Schladming im Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien).

Abb. 24, Figur 1 zeigt das Querprofil durch die S-Kante des genannten Sedimentplateaus auf der Weißpriach-Gneislamelle. Die Stelle befindet sich 240 m N der Kartenblattgrenze auf Blatt Schladming, und zwar 380 m ENE P. 1915 (Tscheibitschsee). ALBER (1985, p. 285) beschrieb das Profil bereits richtig und ich habe es wieder begangen: Der hangende chloritreiche Paragneis der Weißpriach-Gneislamelle ist limonitisch vererzt. Konform darüber lagern Lantschfeldquarzit, Kalkmarmor (Gutensteinniveau) und mächtiger Triasdolomit, der hier weithin das Plateau und die Weiße Wand aufbaut. Der primär-stratigraphische Kontakt dieser Sedimente auf dem Gneis ist evident. Es liegt ein ummantelter Gneisrücken vor. Das Sedimentplateau hat eine N–S-Ausdehnung von 2,5 km und eine W–E-Breite von 1,5 km. Die Tektonik erinnert an die Erzweis bei Gastein.

Im vorliegenden Arbeitsgebiet gibt es an der W-Seite des Weißpriachtales nur noch Erosionsreste der Sedimenthülle. Sie kleben an der NE-Flanke der Gneiswalze (Weißpriach-Gneislamelle). Diese spärlichen Reste zeigen, daß hier tektonische Bewegungen zwischen Gneis und Hülle stattgefunden haben und somit der primäre Transgressionskontakt arg deformiert wurde. So finden wir den Lantschfeldquarzit im SE angeschoppt (Untere

Frimlhütte bis Untere Abrahamhütte), während im NW der Kalkmarmor des Gutensteinniveaus mit disharmonischer Diskordanz unmittelbar auf Gneisphyllonit lagert (Abb. 24, Figur 3). Am besten ist noch die große Erosionskappe von Kalkmarmor (Gutensteinniveau) SE Tiefenbachsee erhalten (Figur 2), die man mit ihrer alten Karsthöhle vom Tal aus sieht und an der jedoch kein Lantschfeldquarzit nachgewiesen werden konnte.

Schon VACEK (1901, p. 372, 386) kannte das zuletzt genannte Triasvorkommen und skizzierte ganz richtig das NE-Streichen des Gneises. Eine gute Kartierung der Erosionsreste führte SCHEINER (1960, Tafel 9) durch, so daß ich mit Hilfe neuer Aufschlüsse an Güterwegen und dank der viel besseren neuen topographischen Karte hier bloß fortzusetzen brauchte.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Gutensteiner Kalkmarmors SE Tiefenbachsee überschreitet nicht 30 m. Er reicht von SH. 1700 bis 1870 m. Am E-Rand fällt er mit 52°, am W-Rand mit 32° nach NE. Er bildet ein modellförmiges Karstplateau (siehe Kapitel Quartär!). Wie schon erwähnt, konnte ich rundum an der allerdings meist durch Hangschutt bedeckten Grenze zum unterlagernden Gneis keinen Lantschfeldquarzit auffinden. Der Mitteltriasdolomit im Hangenden des Kalkmarmors ist bereits der Erosion zum Opfer gefallen. An der NE-Ecke der Kalkmarmor tafel fällt der Gneis (chloritreicher Paragneis und Gneisphyllonit, s: 32-55/48–68 SE) ausnahmsweise diskordant unter den Kalkmarmor ein, was eventuell durch sekundäre gravitative Hangtektonik bedingt sein kann.

Der nächstsüdliche Erosionsrest besteht aus hellgrauem bis farblosem, bloß 20 m mächtig aufgeschlossenem Mitteltriasdolomit am E-Ufer des Schönalmbaches in Seehöhe 1400 bis 1500 m. Er fällt mit 20 bis 32° SE. Auch hier fehlt Lantschfeldquarzit. Kalkmarmor des Gutensteinniveaus ist geringmächtig vorhanden. Am Güterweg in SH. 1410 m, 100 m E Schönalmbach, lagert er diskordant auf Gneisphyllonit, disharmonische Bewegungen anzeigend (Abb. 24, Figur 3). Ein kleiner Steinbruch im Dolomit befindet sich an der oberen Güterwegstrecke in SH. 1490.

Den bisher fehlenden Lantschfeldquarzit findet man weiter südlich in typischer Gesteinsausbildung: Reiner apfelgrüner Phengitquarzit mit Falten im m-Bereich und mit zahlreichen roten, bis 25 mm großen Quarzgeröllen. Er dürfte etwa 10 bis 20 m mächtig sein. Da er sich in einer gravitativen Rutschzone befindet, können weder genaue Mächtigkeitsangaben noch primär-tektonische Meßwerte mitgeteilt werden. Die gekippten Einzelschollen weisen neben den NE fallenden auch häufig subhorizontale bis aberrant W fallende s-Flächen auf. Die Aufschlüsse sind umfangreich. Sie erstrecken sich vom Güterweg SH. 1420 m, W Untere Frimlhütte bis knapp über die Talsohle und bedingen zahlreiche Felswände und Wasserfälle.

Der südlichste Aufschluß des Lantschfeldquarzites und somit der Trias der Kalkspitzenmulde befindet sich am orographisch linken Ufer des Baches aus dem Rupaninkar in SH. 1340 m, 175 m W Unterer Abrahamhütte.

Im mittleren und südlichen Abschnitt des Weißpriachtales bedecken Bergsturzblockwerk, Alluvionen, Moräne und Gehängeschutt die Hangendgrenze der Weißpriach-Gneislamelle zur auflagernden Schladminger Gneisdecke. Die Grenze streicht NW–SE im gleich orientierten Weißpriachtal. Unzutreffend sind manche schematische Darstellungen des Ostalpenbau-

es, die hier eine einheitliche E–W streichende Schladminger Gneismasse konstruieren. Tatsächlich fallen die oberen Gesteinslagen der Weißpriach-Gneislamelle mittelsteil bis steil nach NE unter die Schladminger Gneisdecke.

Von N nach S wurde folgendes beobachtet: Paragneis (Blasriegel, W Unterer Abrahamhütte) s: 130/50 NE. Leukokrater Gneis (Felsschlucht 1 km S Unterer Abrahamhütte) s: 120/50 NE. Bändergneis (Karnereck-E-Kamm, Abb. 23; die Großstruktur ist hier längs des 1000 m hohen Fels-Isoklinalhanges aufs prächtigste aufgeschlossen) s: 120/54 NE.

Der Fels (Bändergneis) an der Talstufe bei Lahnbrücke ist gekippt (subhorizontales s infolge gravitativer Hangtektonik). Der N-Teil des unter Moräne NW Aergut aufragenden Felsbuckels steht an (Abb. 23); der S-Teil ist verrutscht. Man beobachtet hier Lagen von gneisphyllonitischem Quarzit, intensiv gefaltet (bis 0,3 m Faltenamplitude) und mit 0,2 m dicken Quarzknuern (Boudins) in chloritreichem diaphthoritischem Biotit-Plagioklas-Paragneis. Es dürfte sich um eine Bewegungsbahn zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke an der Narbe der hier bereits darüber ausgekeilten Kalkspitzen-Trias handeln.

Der freisichtig kleinkörnige grüne Quarzit mit farblosen Quarzknuern (Abb. 23, Signatur 8) ist auf Grund der mikroskopischen Untersuchung (Se 3144) als mylonitischer Chlorit-Oligoklas-Quarz-Schiefer mit Resten von Biotit zu bezeichnen.

Mylonitstruktur. Hauptgemengteile: Quarz, Chlorit und Plagioklas (Plag II und I, ungefüllt, Zonenbau mit Kern 27 % und Hülle 7 % An; Messung annähernd senkrecht X). Accessoria: Biotit (reliktisch in Chlorit, Pleochroismus hellgelb bis rehbraun), rhomboedrisches Karbonat, Titanit, Epidot, Opazit und sehr wenig Hellglimmer (beschränkt auf seltene Schüppchen im Plagioklas).

Genese: Phyllonit nach Biotit-Plagioklas-Paragneis.

Die Aufschlüsse an der W-Talseite sind durch das 5 km lange Bergsturzareal Hinterweißpriach unterbrochen. Dann folgt die anstehende Felsrippe von Vorderweißpriach mit Amphibolit (bei Weißpriacher Skihütte) s: 135/70 NE und Granitgneis („Rupertsteig“ S St. Rupert) s: 130/50 NE.

4.1.3.7.3. Zur Petrographie

Der Gesteinsbestand der Weißpriach-Gneislamelle ist sehr ähnlich dem der tieferen Gneislamellen des Radstädter Systems.

Hauptsächlich handelt es sich um Biotit-Plagioklas-Paragneis, teilweise Hellglimmer führend und häufig chloritreich (retromorph).

Fundorte: N Ernsthütte (Eingang ins „Gamskarl“). Felsbett der Weißpriacher Ache NW Ulnhütte. Güterwege W Ulnhütte und Tiefenbachwald. Sattel NE Tiefenbachsee. S Oberer Bernerhütte. Steinkarhöhe-S-Kamm. Tauernhöhe-N-Kamm. Gurpitscheck. Karnereck. NW und NNE Rupaninsee. Kleines Gurpitscheck. Karneitschenhöhe. Verrutschte Felsschollen im Bergsturzgebiet Hinterweißpriach: Karneitschen, Grubenwald, Weißpriacher Skihütte.

Mittel- bis kleinkörniger Amphibolit mit Plagioklas 30 % An (Se 3164) bildet weithin streichende Lagen, deren bedeutendste 100 m Mächtigkeit erreicht (Steinkarhöhe – Oberer Wirpitschsee). Sehr häufig tritt retromorphe Chloritisierung unter Ausscheidung von Karbonatknuern auf. Mitunter entstehen retromorphe Grünschiefer (N-Flanke der Steinkarhöhe und Fußsteig N Tiefenbachsee). Harnische sind mit Chlorit belegt.

Fundorte: Wände des „Gamskarl“ (N Ernsthütte). N-Wand des Gipfels P. 2409. Kampl und sägezahnartiger Grat NNE Tiefenbachsee. Tauernhöhe-E-Kamm. Roßkogel-S-Flanke. S oberer Bernerhütte. Güterweg SSW Ulnhütte. Predigtstuhl. Gurpitscheck. NW Rupaninsee. Karnereck. Im Bergsturzgebiet Hinterweißpriach: Karneitschen, Grubenwald, N „Skihütte“. Anstehende Felsrippe SW Vorderweißpriach.

Granatamphibolit ist selten. Fundort im Bergsturzblockwerk am Güterweg Karneitschen in SH. 1305 m.

Chloritreicher Gneis im Verbands mit Amphibolit kann als metamorpher basischer Tuff gedeutet werden. Fundort: Fuß der Kampl-N-Wand.

Bändergneis mit dm dicken Amphibolitlagen (häufig sekundär chloritisiert), die mit leukokraten Gneislagen abwechseln, baut z. B. die felsige Karnereck-E-Flanke auf (Abb. 23). Heute interpretiert man ihn gerne als metamorphen Vulkanit. Es gibt aber auch arteritische Bändermigmatite, z. B. im „Gamskarl“ N Ernsthütte, wo cm-dicke Amphibolitlagen konkordant und diskordant von Apliten durchzogen und resorbiert werden. In retromorphen Bändergneisen wurde der Amphibol von Epidot, Chlorit und der Oligoklas/Andesin durch Albit ersetzt (Se 3155).

Helle chloritreiche Gneise mit Feldspat-Augen stellen eventuell metamorphe Andesite dar. Fundorte: E und SW Tscheibitschsee. Kleines Kar SE Kampl. Tauernhöhe, knapp S vom Gipfel.

Glimmerschiefer sind selten und zu Phyllit retromorphosiert. Prächtigen rotbraunen primären Biotit und stofflich erhaltene Staurolith-Relikte findet man im Granatglimmerschiefer als Lesestein im Bergsturzgebiet 400 m NW Forsthaus Grankler, bei Abzweigung des steil WNW ansteigenden Karrenweges von der Weißpriacher Talstraße. Der hier gesammelte Staurolith-Chloritoid-Granat-Biotit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Schiefer wurde bereits beschrieben (Se 1861, EXNER, 1980b, p. 179).

Die anstehende Gesteinslage dieses Lesesteines ist maximal 10 m mächtig und streicht vom Grat Gurpitscheck – Karnereck SH. 2255 m zum Karnereck-SE-Pfeiler SH. 1860 m (Abb. 23, Signatur 5). Im Rupaninkar konnte ich keine Fortsetzung finden. Reichliche Lesesteine dieser Gesteinslage finden sich im Bergsturzblockwerk SE Karnerhütte. Die zusätzlich untersuchten Proben sind intensiver retromorph und als Granatphyllit mit Pseudomorphosen nach Staurolith zu bezeichnen.

Das Gestein ist freisichtig ein silbrig glänzender Serizit-Chlorit-Phyllit mit deutlicher Lineation (Elongation der Serizit- und Chloritsträhne). Die braunen Granatkörner sind nur 8 mm groß, als zerbrochene Körner aggregiert und teilweise chloritisiert. Sehr auffallend sind gut begrenzte gedrungene, dunkelgraue Prismen, häufig auch Durchkreuzungswillinge, die an angewitterten Flächen als Härtinge auswittern (Pseudomorphosen nach Staurolith). Die annähernd idiomorphen Prismen sind weitgehend in die Schieferungsebene eingeschichtet, stehen aber mit ihrer Längsrichtung häufig spitzwinkelig zur Lineation des Gesteines. Die Prismen sind 3 cm lang und 8 mm breit. Mitunter sind sie auf den s-Flächen zu dunklen, unregelmäßig begrenzten Flecken verschmiert. Der kleinkörnige Quarz ist nur im Anschliff kenntlich, mit Ausnahme cm-dicker Quarzadern und Knuern, die den wellig parallel-flächigen Phyllit konform durchziehen.

Mikroskopisch wurde dieses Gestein in Proben aus folgenden Fundorten untersucht: Anstehender Fels des Karnereck-SE-Pfeilers in SH. 1875 m (Se 3147). Bergsturzblockwerk am Karrenweg in SH. 1700 m, 175 m SE Karnerhütte (Se 3094) und am oben genannten Karrenweg SH. 1160 bis 1200 m, 650 m NW Forsthaus Krankler (Se 3091 bis 3093).

Hauptgemengteile: Pseudomorphosen nach Staurolith: Kleinschuppiger Filz von wirrstrahlig angeordnetem Hellglimmer (0,006 bis 0,06 mm \varnothing) und gleich großem Chlorit. Opazitkörnchen sind mitunter besonders dicht am Rande der Pseudomorphosen angereichert. Es fehlen Reste stofflich erhaltenen Stauroliths. Und es fehlt auch in allen Proben Chloritoid, der anscheinend bei fortschreitender Retromorphose, die hier stattgefunden hat, ebenfalls verschwindet. In schlecht abgegrenzten Pseudomorphose-Aggregaten finden sich als eingewanderte Fremdlinge: Granat, Quarz, Plag I, Epidot und Turmalin. Granat (teilweise Umwandlung zu Chlorit). Hellglimmer. Chlorit zeigt stellenweise (Se 3093) deutlich Pseudomorphosen nach Biotit mit randlicher Anreicherung von Opazit. Quarz: Granoblasten, nur schwach undulös, kaum verzahnt. Böhmsche Streifung. Anscheinend Rekristallisation.

Ferner: Biotit: Relikt in Chlorit (Se 3091). Opazit. Turmalin. Piemontit (in Se 3092). Nur in der frischen anstehenden Probe (Se 3147) wurden als weitere Accessoria beobachtet: Wenig Plagioklas (xenomorph, Plag III, II, I), Epidot, Titanit und Hämatit.

Im S-Teil des Hinterweißpriach-Bergsturzareales wurden Lesesteine gefunden, die auf einstige Fortsetzung der Glimmerschieferlage hindeuten: Serizit-Chloritschiefer mit 1,2 cm langen und 0,3 cm breiten Pseudomorphosen nach Staurolith im Grubenwald am Güterweg SH. 1180 m, 350 m WSW Abraham.

Glimmerschiefer ohne Granat fand sich im Gehängeschutt der Karnereck-W-Flanke; Serizit-Chlorit-Phyllit mit Granat im Bergsturzgebiet beim Jagdhaus Karneitschen P. 1715.

Brandschiefer (vererzter Schwarzschiefer) zieht vom Grat Gurpitscheck-Karnereck in die S-Flanke (Abb. 23, Signatur 4), tritt in Lesesteinen im großen Schuttkegel SSE Karnereck und in der Moräne SH. 1970 m, NE Rupaninsee auf.

Sehr häufig kommen Chloritschiefer und Serizit-Chlorit-Schiefer als Phyllonite nach Amphibolit und Paragneis vor.

Chloritschiefer mit reichlichen Karbonatmobilisaten finden sich im „Gamskarl“ N Ernsthütte, auf der Steinkarhöhe, am Gurpitscheck, Karnereck, NNE Rupaninsee und in diaphthorthischem Amphibolit an der „Skistraße“ SW Vorderweißpriach. Fundorte von Serizit-Chlorit-Schiefer: NE Karnersee. Gurpitscheck. Jagdsteig S Dicklerhütte. Kar E Kleinem Gurpitscheck.

Granitgneise bilden nur beschränkte Vorkommen. Dazu gehören der grobkörnige Granitmylonit mit 3 cm großem Schachbrettaibit der Felsrippe SW Vorderweißpriach – St. Rupert (Petrographie von ZEZULA [1976, p. 132–134], jedoch meines Erachtens unzutreffend als Metagrauwacke gedeutet); ferner der 30 m mächtige, leukokrate Hellglimmer-Orthogneis mit 2 cm langen, verdrückten Feldspaten, der von N Ernsthütte zur Scharte zwischen Steinkar- und Tauernhöhe streicht und in ähnlicher Position die Wasserfälle unter dem Oberen Schönalmsee begleitet; ferner der mylonitische, Chlorit und Hellglimmer führende Ortho-Augengneis im oberen Teil des „Gamskarls“ N Ernsthütte.

Aus dem Schuttfächer unter der prallen Felswand des Karnereck-NW-Pfeilers im Rupaninkar untersuchte ich einen recht massigen, grobkörnigen, epimetamorphen Granodioritgneis (Se 3165). Es handelt sich um stilpnomelanführenden Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Quarz-Gneis.

Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) als Phyllonite nach Orthogneis treten als dessen Begleitgesteine und auch gesondert im Bergsturzblockwerk auf (Güterweg im Grubenwald, SH. 1200–1400 m).

Von den zahlreichen Aplitgneisen bzw. leukokraten Orthogneisen wurden einige in den Profilen festgehalten (Abb. 22, Figuren 3 und 4; Abb. 24, Figur 4). Ihnen schließen sich Vorkommen SW Karnersee, Roßkogel, Wildbachschlucht in Karnereck-NE-Flanke und NNE Rupaninsee an.

Pegmatit mit 8 mm großem Muskovit fand sich nur im Schuttkegel in SH. 2150 m unter der N-Wand des Gipfels P. 2049, SW Tscheibitschsee.

Der auffallendste Quarzgang füllt eine tektonische ac-Kluft im Paragneis am Sattel SH. 1920 m, NE Tiefenbachsee. Er ist 3 m dick und streicht N 74°E/saiger.

4.1.3.8. Zusammenfassung der Beobachtungen über Mineralgenerationen in den Gneislamellen des Radstädter Deckensystems

Aus den vorhergehenden makro- und mikroskopischen Beschreibungen wichtiger Gesteinstypen ergibt sich, daß der Gesteinsbestand in sämtlichen Gneislamellen des Gebietes ähnlich ist. Vorherrschend sind Para- und Bändergneise mit einigen Orthogneis- und Amphibolitkörpern und seltenen Glimmerschiefern. Die Gesteine sind zum größten Teil retromorph. Sie sind meist postkristallin bezüglich Kalinatronfeldspat, Oligoklas, Staurolith, Granat, Amphibol, Biotit, großem Hellglimmer und Großquarz deformiert. Kristalline Neubildungen und Ausheilungen bestehen aus Albit, Chlorit, Chloritoid, Stilpnomelan, Pyrit, Hämatit, Kalzit, Epidot, Serizit, Phengit, Kleinquarz und den grobkörnigen Quarz-Kalzit-Mobilisaten (Knauern).

Die Retromorphose geht von der Amphibolit- zur Grünschieferfazies. Sie erzeugt aus den Para-, Bändergneisen und Glimmerschiefern phyllitische Gesteine, aus den leukokraten Orthogneisen Serizit-Quarz-Schiefer (Weißschiefer), aus den dunklen Partien im Granodiorit und aus Amphibolit Grünschiefer und an besonders kräftigen Scherzonen und späten Störungen Mylonite.

Wiederholt man zu Übersichtszielen kurz die mitgeteilten Ausbildungen der gesteinsbildenden Minerale, so lassen sich solche eines Starkwirkungsbereich-Altbestandes (magmatische Bildungen und solche der metamorphen Amphibolit- bis hochtemperierten Grünschieferfazies) vom Schwachwirkungsbereich-Neubestand (Bildungen während der Abkühlung und solche der metamorphen, schwach temperierten Grünschieferfazies) sondern. Die zuletzt genannte, schwach temperierte Grünschieferfazies entspricht der metamorphen Epizone der Alpengeologen. Der Vergleich mit den nur epizonar metamorphen permomesozoischen Sedimenten des Radstädter Deckensystems läßt erkennen, daß der Starkwirkungsbereich-Altbestand durchwegs voralpidisches Alter besitzt. Der Neubestand hingegen dürfte zu einem großen Teil alpidisch kristallisiert sein, doch sind gewiß auch Relikte voralpidischer Abkühlung, eventuell auch voralpidischer Schwachwirkungsbereich-Metamorphosen vorhanden: Z. B. Albitsäume um Oligoklas, Grammatitsäume um alte braune Hornblende, entmischter rehbrauner Biotit auf Kosten von altem rotbraunem etc.

Um die Zuordnung der im folgenden zu erwähnenden Gesteinsbeispiele zu den jeweiligen Gneislamellen abzukürzen, werden anstelle der Namen der Gneislamellen die Großbuchstaben A bis F in Klammer gesetzt. Siehe Abb. 1!

4.1.3.8.1. Die alte Mineralgeneration

Plagioklas alt

ist mit folgenden Ausbildungen teils stofflich erhalten, teils als Formrelikt (Albit) kenntlich:

- 1) Oligoklas. Gemessen habe ich 25 % An im Plagioklas-Augengneis (Gneislamelle B); 29 und 27 % An in Paragneis (C und F) und 30 % An in Amphibolit (F).
- 2) Albit als magmatogener Komplexzwilling in Granodioritgneis (B).
- 3) Großkorn-Albit mit Klinozoisitfülle in Amphibolit (F).
- 4) Polysynthetisch verzwillingter, häufig automorpher und gefüllter Albit vom Typus Plag III. Vorkommen sehr häufig.
- 5) Automorpher Albit als alter Einschluß in Kalinatronfeldspat in Augen-Granitgneis (C)

Kalinatronfeldspat

ist stofflich oder als Formrelikt (Schachbrettalbit) erhalten:

- 1) Dem Orthoklas nahestehender Knaf in Aplitgneis (C)
- 2) Mikroklin mit Karlsbader Zwilling in perthitischer Entmischung in Mikroklin-Augengneis (B) und Augen-Granitgneis (C).
- 3) Edukt von Schachbrettalbit in den zuletzt genannten Gesteinen sowie zusätzlich in Granodioritgneis (B) und Granitmylonit (F).

Primäre braune

und teilweise gefüllte Hornblende in Granodioritgneis (B) und Amphibolit (B).

Biotit

- 1) Primärer rotbrauner Biotit in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F)
- 2) Entmischtes und teilweise rekristallisiertes Formrelikt nach primärem Biotit, heute rehbraunen oder grünen Pleochroismus aufweisend. Sehr häufig in den Gneislamellen B bis F. Eine alpidische Neukristallisation (Blastese) in den Gneislamellen ist deshalb sehr unwahrscheinlich, weil sowohl im metamorphen Permomesozoikum als auch im Altpaläozoikum der Begleitgesteine Biotit fehlt.

Großer alter Hellglimmer

in Pegmatit (F), in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F) und in Paragneis (B und D). Eventuell alpidisch dürften jedoch große Hellglimmer im Mauterndorfer Augen-Granitgneis (C) gesproßt sein, da sie sich zusammen mit Serizit am Aufbau von vermutlich alpidischen Bewegungszonen in diesem Gestein beteiligen.

Staurolith

in Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F).

Granat

in Granatamphibolit (F), Paragneis (B, C, F), Granatglimmerschiefer und Granatphyllit (B, F).

Quarz alt

- 1) Formrelikte sind als magmatogene idiomorphe Großquarze im Granodioritgneis (B) und
- 2) als kaltgereckte klastische Großkörner, umgeben von rekristallisiertem feinkörnigem Granulat des Quarz neu in Paragneis (B) undeutlich beobachtbar. Quarzlamellen umrunden mit Biegealten eckige Kanten der spröden Bruchstücke des Kalinatronfeldspates in Augen-Granitgneis (C).

4.1.3.8.2. Die neue Mineralgeneration

Plagioklas neu

in folgenden Ausbildungen:

- 1) Große Menge der meist xenomorphen, einfach oder nicht verzwillingten (Plag I) und schwach polysynthetisch verzwillingten (Plag II) Albitkörner.
- 2) Seltene, bis 4 mm große Xenoblasten vom Typus Plag I mit unverlegten und verlegten Einschlußzügen von Opazit, Hellglimmer und Titanit in Glimmerschiefer (C) nach Art der Tauernmetamorphose.
- 3) Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates in Mikroklin-Augengneis (B), Granodioritgneis (B), Augen-Granitgneis (C) und Granitmylonit (F).
- 4) Albithülle um Oligoklas in Plagioklas-Augengneis (B) und Paragneis-Phyllonit (F).
- 5) Es fehlt inverszonarer Plagioklas.

Grammatit

als farbloser Saum um alte braune gefüllte Hornblende in Granodioritgneis (B) und Amphibolit (F).

Aktinolith

mit hellgrünem Pleochroismus in Grünschiefer (B).

Epidot

kommt sehr häufig vor, besonders in Amphibolit (B, C, D, F), Grünschiefer (B), Bändergneis (F) und Granodioritgneis (F). Chlorit-Epidot-Aggregate verdrängen alte braune Hornblende in Granodioritgneis (B).

Chlorit

hat allgemeine Verbreitung als selbständige Neubildung (Blasten, Querchlorite, rosettenförmige Aggregate) sowie sekundär nach Amphibol, Biotit und Granat.

Stilpnomelan

wurde in folgenden Gesteinen beobachtet: Amphibolit (D), Biotitprasinit (B), Paragneis (B, C, E, F), Chloritoidquarzit (B), Granodioritgneis (F), Augen-Granitgneis (C) und Aplitgneis (C).

Phengit

in Aplitgneis (B).

Serizit

mit allgemeiner Verbreitung. Mitunter auch großer Hellglimmer als wahrscheinliche Neubildung (siehe oben!).

Chloritoid

bildet Blasten in Serizit-Chlorit-Quarzit (B) im Verbände mit retromorphem Paragneis. Ferner baut er zusammen mit Serizit die Pseudomorphosen nach Staurolith in einigen Proben der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (F) auf.

Quarz neu

erscheint häufig als rekristallisiertes Kleinkornpflaster mit Tripelpunktgefüge. Infolge der Empfindlichkeit des Quarzes für spätorogene mechanische Beanspruchung ist auch Quarz neu vielfach postkristallin deformiert.

Manche unverletzte große Blasten von Pyrit, Hämatit und Turmalin sind ebenfalls zur neuen Mineralgeneration zu rechnen. Auch Titanit als selbständige Körner und als Anwachsrand um Rutil und Opazit dürfte eine junge Bildung sein. Dasselbe gilt für den Kalzit.

Vergleiche

Die mitgeteilten Beobachtungen und Interpretationen stimmen gut mit denen überein, die SLAPANSKY (1987, p. 94–142) im Seekarspitzkristallin (NW-Fortsetzung der Gneislamelle F) erarbeitet hat.

In meinem Arbeitsgebiet fehlen den problematischen Gneislamellen A Stoffrelikte der alten Mineralgeneration. In der ebenfalls problematischen Tschaneckgneislamelle (B) kann nur auf Biotit und in den Gneislamellen (E) im Katschbergphyllit nur auf den polysynthetisch verzwilligten Plagioklas (Typ Plag III) als Reste des Altbestandes hingewiesen werden. Die übrigen Gneislamellen (B, C, D, F) enthalten Stoffrelikte in reichem Ausmaße.

4.1.4. Altpaläozoischer Phyllit und Begleitgesteine

Der bisher als „unterostalpiner Quarzphyllit“ bezeichnete Phyllitzug streicht vom Bergkamm E Taurachtal (Fanninghöhe) zum Trogwald (SW Mauterndorf) und über den Katschberg in das Liesertal; ferner außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes streicht er nach S weiter in die Gegend von Spittal/Drau (SE-Ecke des Tauernfensters) und biegt in das Mölltal ein, wo er Gesteinsschuppen im hangenden Teil der Matreier Zone aufbaut.

Das altpaläozoische Alter ist durch Conodonten (Silur) in Eisendolomit (Ankerit) und Bänderkalkmarmor, die dem Phyllit als linsenförmige Schollenzüge am Katschberg eingelagert sind, belegt (SCHÖNLAUB et al., 1976). Auch Vergleiche mit lithologisch analogen Phylliten der Umgebung bekräftigen die altpaläozoische Alterseinstufung: „Radstädter Quarzphyllit“ bei Wagrain mit Eisendolomit des Silur/Devon auf Grund von Foraminiferen und Conodonten (SCHÖNLAUB, 1975) und Phyllit der Lessacher Zone auf Kartenblatt Tamsweg mit Eisendolomit, der silurische Conodonten führt (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975).

Die Deformation des Phyllites nimmt von N nach S zu.

Im Fanningphyllit (Karten-N-Rand bis Mauterndorf) kann man die sandig-tonige sedimentäre Wechsellagerung an den Quarzlagen, die mit Serizit-Chlorit-Lagen abwechseln, noch gut erkennen. Dazu gesellen sich massenhafte Schwarzschieferlagen mit Graphitquarzit und Sulfidgehalt (Pyritblasten und kleine Lagerstätten), die mit den genannten conodontenführenden Karbonatgesteinen auf einen marinen Ablagerungsbereich mit teilweise euxinischer Fazies schließen lassen. Die häufig sekundär limonitisierten, bis 15 mm großen Pyritblasten (Würfel), sind meist kaum deformiert.

Im Trogwald (Trogwaldphyllit) und am Katschberg (Katschbergphyllit) nimmt die Intensität der Deformation des Phyllites zu. Kleinfaltung, postkristalline Knikung, Mobilisation von Quarzadern, Mylonitbildung an den Schwarzschieferlagen und deren Umformung zu dunkelgrauen Phylliten sind nun charakteristisch. Die ehemaligen Pyritblasten werden zu linsenförmigen limonitischen Flecken umgewandelt.

4.1.4.1. Unterscheidung der permischen Schiefer vom altpaläozoischen Fanningphyllit

Im Gegensatz zum oben kurz charakterisierten altpaläozoischen Fanningphyllit zeichnen sich die permischen Schiefer des Bergzuges E Taurach (Abb. 25 und 26) durch Serizit-Quarzschiefer, Geröllschiefer und Serizit-Chlorit-Phyllite mit bunten, leuchtend grünen, violetten und rosaroten Farben wie in der Gasteiner Klamm (EXNER, 1979, p. 17) aus. Der permische Serizit-

Chlorit-Phyllit führt häufig Kalzit und unterscheidet sich dadurch vom kalkfreien altpaläozoischen Phyllit. Die Schwarzschiefer sind auf den altpaläozoischen Fanningphyllit beschränkt und fehlen in der permischen Gesteinsserie des vorliegenden Gebiets. Sie geben damit ein sehr gutes zusätzliches Unterscheidungsmerkmal ab (EXNER, 1986, p. 442).

Im N angrenzenden Raum haben die Herren Kollegen MATURA und ALBER auf Kartenblatt Schladming und SLAPANSKY rund um die Seekarspitzgruppe auf Kartenblatt Radstadt analoge petrographische Beobachtungen an den jungpaläozoischen, hauptsächlich permischen Schiefen gemacht. Sie wurden selbständig erarbeitet, ausführlich dokumentiert (ALBER, 1987; SLAPANSKY, 1987) und stimmten gut mit meinen Beobachtungen an den permischen Schiefen des Berzuges E Taurach überein.

Sonderbar ist das Beobachtungsergebnis der genannten Kollegen, daß N meines Arbeitsgebietes der altpaläozoische Phyllit fehlt. Er scheint im Gebiet des Radstädter Tauernpasses auszukeilen und erst weiter W in den N-Radstädter Tauern wieder einzusetzen (ROSSNER, 1979, p. 258). Eventuell gehören cm- bis wenige m-mächtige „Albit-Chloritschiefer mit Geröllen und Schollen von Eisendolomit“ (ALBER, 1987, p. 25–26) im Grenzbereich zwischen Jungpaläozoikum und Gneis einem altpaläozoischen Gesteinsbestand an (freundliche mündliche Mitteilung und Vorweisung entsprechender Gesteinsproben im Gelände S Giglachseen und im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt durch die Herren MATURA und ALBER).

4.1.4.2. Wie soll man den Begriff „Quarzphyllit“ benützen?

Meines Erachtens gehören Brixner, Innsbrucker Quarzphyllit und der altpaläozoische Quarzphyllit des Tauernfenster-E-Randes sowie einige andere als Formationsnamen zum althergebrachten Inventar der österreichischen Ostalpengeologie.

„Quarzphyllit“ allein ist weder ein stratigraphischer Begriff (siehe Lexique stratigraphique international [KÜHN und Mitarbeiter, 1962, p. 364–365]), noch ein international anerkannter petrographischer Terminus. Jeder Phyllit führt als Hauptgemengteil auch Quarz. Der Vorschlag von ALKER et al. (1962, p. 167), den Terminus „Quarzphyllit“ petrographisch enge zu definieren, und zwar als Serizitphyllit mit über 50 Vol.-% Quarz, und „den Namen Quarzphyllit künftig nur mehr im petrographischen Sinne zu verwenden“, hat sich international nicht durchgesetzt. Quarzphyllit als petrographischer Begriff fehlt in den neuen deutschen mineralogisch-petrographischen Lehrbüchern (WIMMENAUER, 1985; MATTHES, 1987) und in entsprechenden angloamerikanischen alten und neuen Standardwerken (z. B. HARKER, 1956; TURNER-VERHOOGEN, 1960; WILLIAMS et al., 1982; BEST, 1982). Aus geologischer Sicht ist der Vorschlag abzulehnen, weil die Formationsnamen wie Brixner und Katschberg-Quarzphyllit ja auch massenhaft quarzärmere Phyllite beinhalten und diese althergebrachten Namen ja auch heute noch zum Bestand jedes Lehr- und Handbuches der Ostalpengeologie gehören.

Leider haben die oben genannten Kollegen MATURA, ALBER und SLAPANSKY ihre jungpaläozoischen, hauptsächlich permischen Gesteine als „Quarzphyllit“ oder auch als „Radstädter Quarzphyllit“ bezeichnet.

Um Verwechslung mit dem altpaläozoischen Phyllit meines Arbeitsgebietes zu vermeiden, nehme ich vorläufig Abstand vom Begriff „Quarzphyllit“ und benütze für die altpaläozoischen Phyllite die Namen Fanning-, Trogwald- und Katschbergphyllit und für die wahrscheinlich permischen Schiefer (alpiner Verrucano) einfach den Namen Perm.

4.1.4.3. Fanningphyllit

Es streicht von der NW-Ecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus zur Gollitschspitze und bildet unter der Weißpriach-Gneislamelle das Halbfenster der Schönalm. W unter dem Gurpitscheck durchziehend, baut er dann SE dieses Berges den 7 km langen, verhältnismäßig breiten Kamm über die Fanninghöhe zum Moserkopf auf und trägt die erosiven Gneiskappen (Kleines Gurpitscheck und Karneitschenhöhe) der Weißpriach-Gneislamelle. Vom Moserkopf nach SE und S bildet er den 4 km breiten Isoklinalhang bis zum Lungauer Becken zwischen dem Mühlbach bei der Ortschaft Fanning und St. Gertrauden bei Mauterndorf.

Die Mächtigkeit des Fanningphyllites beträgt 500 m und nimmt NNW Ernsthütte in Richtung zum Radstädter Tauernpaß auf wenige deka-m ab. Die s-Flächen streichen NW und fallen mittelsteil nach NE. Die Hauptlineation und zugleich Faltenachse neigt sich meist flach gegen SE. Zwischen Moserkopf und St. Gertrauden vollzieht sich das Umschwenken der Streichrichtung der s-Flächen zur SW-Richtung mit flachem Fallen nach SE.

Details und genetische Probleme der Hangendgrenze wurden bereits oben geschildert. Siehe Kapitel Weißpriach-Gneislamelle. Im Lungauer Becken zwischen den Ortschaften Fanning und Steindorf fällt der Fanningphyllit unter den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins ein und erreicht somit hier dieselbe tektonische Position, die auch für seine Fortsetzung als Trogwald- und Katschbergphyllit gilt.

Die Liegendgrenze des Fanningphyllites ist zwischen Ernst- und Kerschhackschhütte durch die altbekannte musterhafte vekehrte stratigraphische Folge von oben nach unten gekennzeichnet: Perm, Lantschfeldquarzit, Reichenhaller Rauhwacke und teilweise Kalkmarmor des Gutensteinniveaus und an einer Stelle (NE Twenger Almkopf) der von TOLLMANN gefundene Wetterstein-Diploporendolomit. Zwischen Zechnerhütte und Moserkopf beobachtete ich Verfaltungen des Fanningphyllites mit dem unterlagernden Perm und Lantschfeldquarzit (Abb. 26, Figuren 3 und 5). Bei St. Gertrauden fehlt das Perm, und der Fanningphyllit liegt unmittelbar auf den dünnen Trias- und Kristallinschuppen, wie dies in der Fortsetzung auch für Trogwald- und Katschbergphyllit zutrifft.

Petrographisch ist der Fanningphyllit ein grauer ebenflächig-parallelschiefriger bis gewellter Serizit-Chlorit-Phyllit, der von ZEZULA (1976, p. 137–138 und 142) näher beschrieben wurde. Die Metamorphose erfolgte vorwiegend progressiv. Nur untergeordnet erscheinen Diaphthorite nach Granatglimmerschiefer bzw. Paragneis (l. c., p. 143). Selten kann man goldgelbe Faserzüge von Stilpnomelan freisichtig beobachten (SH. 1960 m, SW Gamsstadt). Allgemein fehlt Biotit.

Schwarzschieferlagen nehmen etwa 25 % der gesamten Schichtfolge des Fanningphyllites ein. Sie führen 5 mm, maximal 15 mm große, würfelförmige, nicht oder wenig deformierte Pyritblasten, die meist zu

Limonit umgewandelt sind. Bloß wenige cm dicke Graphitquarzitlagen sind den Schwarzschiefern eingeschaltet. Gleitbewegungen setzen mit Vorliebe an den bildsamen dünnblättrigen Schwarzschiefern ein und bedingen schwarz abfärbende Harnische und Mylonite. Fe-Erzgehalt führt mitunter zu rotbrauner „brandiger“ Felsanwitterung des Schwarzschiefers (z. B. in SH. 2145 m, 700 m E Twenger Almkopf, bei dem kleinen, auf der topographischen Karte nicht eingetragenen See). Ich fand einige alte Bergbaureste an Quarz-Lagergängen im Schwarzschiefer. Siehe Kapitel: Ehemaliger Bergbau.

Selten nimmt der Fanningphyllit quarzitischer Charakter an. Solche Quarzite wurden auf der Karneitschen-, Fanninghöhe und am Zechnerriegel kartiert. Der feldspatführende Quarzit des Blockkammes P. 2160 der Karneitschenhöhe ist feinkörnig hellgrau und weist im mm-Bereich feinschichtige Abwechslung mit Schwarzschiefer auf.

Die mikroskopische Untersuchung (Se 3141) ergibt als Hauptgemengteile: Hellglimmer, Opazit (mit älterer, sehr feinkörniger Generation, die den Lagenbau des Gesteines markiert, im Gegensatz zur Sammelkristallisation von Großkörnern der jüngeren Generation) und Quarz (xenomorph, Böhmsche Streifung). Accessoria: Chlorit, Albit (wenige kleine xenomorphe, füllungs- und einschlußfreie Körner; Plag III, II und I; gemessen wurde 0 % An im Schnitt senkrecht X), Turmalin und Apatit. Struktur: Nur wenig durch Metamorphose verändertes sedimentäres Schichtgefüge aus Feinsand und Ton.

Grünschiefer wurde nur an einer einzigen Stelle, und zwar bloß 2 m mächtig aufgefunden: Am Güterweg SH. 1845 m, E Veitlhütte (Abb. 26, Figur 5, Signatur 11). Freisichtig erkennt man am ebenflächig-parallel-schiefrigen, klein- bis mittelkörnigen Gestein Chlorit und Feldspatlagen.

Unter dem Mikroskop (Se 3154) erweisen sich als Hauptgemengteile: Chlorit, Albit (0 % An, gemessen annähernd senkrecht X; 1 mm große Blasten, ungefüllt, xenomorph; Plag I, II und III; häufig sind Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Opazit, Karbonat und Quarz. Accessoria: Epidot und Rutil. Wahrscheinliches Edukt: Basischer Tuffit.

Am selben Fundort steht auch Chloritoidphyllit an (Signatur 10). Freisichtig erkennt man 2 mm große, stahlschwarze Chloritoidkristalle in einem farblosen bis grauen Serizit-Quarz-Grundgewebe.

Unter dem Mikroskop (Se 3139) als Hauptgemengteile: Chloritoid (postkinematische Blasten, die häufig radialstrahlig angeordnet sind), Hellglimmer, Chlorit, Opazit und Quarz. Accessoria: Rutil und Apatit. Es fehlt Feldspat.

ZEZULA (1976, p. 141–142) fand und petrographierte Chloritoidphyllit im Fanningphyllit zwischen Mühlbach und St. Gertrauden.

4.1.4.3.1. Eisendolomit, Bänderkalk, Talkschiefer und Serpentin im Fanningphyllit

Das Eisendolomitvorkommen am Gurpitscheck-SW-Kamm in SH. 2265 m (Abb. 25, Figur 5, Signatur 9) fand ich 1935. Die mitgebrachte Gesteinsprobe, die ich während eines Seminarvortrages zeigte, interessierte meinen Lehrer, Professor KOBER, außerordentlich und er deutete sie als jungpaläozoisches Sediment (KOBER, 1938, p. 35). Sie ging auch in die Arbeit von BLATTMANN (1937, Tafel 8 und 9) ein; während ich eine unzutreffende Deutung als metasomatisch veränderter Triasdolomit erwog und dieses Vorkommen 1938 zwecks Bearbeitung wiederbesuchte, welche dann infolge des Krieges nicht auszuführen war. Die erste, nach unserer heutigen Auffassung richtige stratigraphische Deutung als vermutlich altpaläozoisch gab TOLLMANN (seit 1958). Nach einer von mir geführten gemeinsamen Begehung und Probennahme konnte dann SCHÖNLAUB aus

diesem Eisendolomit nur fragmentarisch erhaltene und nicht bestimmbare Conodonten sicherstellen (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 133).

Meine Neukartierung ergab, daß im Fanningphyllit 2 Schollenzüge vorliegen, die hauptsächlich aus linsenförmigem (boudiniertem) und nur wenige m mächtigem, teilweise metasomatisch verändertem (Quarzadern, Talk, Fuchsit), stellenweise grobkörnig umkristallisiertem Eisendolomit bestehen. Ihnen sind selten bis 1 m mächtige Bänderkalkmarmore zugesellt. Sonderbarerweise treten im nahen geologischen Verbands mehrere m mächtige Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit-, Breunneritschiefer) und an 2 Lokalitäten (Gillitschspitze und SE Twenger Almkopf, Abb. 25, Figur 1, Signatur 9; Figur 4, Signatur 3) auch Serpentin selbst auf.

Wie dieses Zusammenvorkommen von eindeutigen Karbonatsedimentgesteinen (conodontenführender Dolomit, Bänderkalk) und Ultrabasis (Serpentin und Begleitgesteine) genetisch zu interpretieren ist, bleibt vorläufig offen: ? Mg-Metasomatose des Karbonatgesteines oder ? tektonische Mischserie (Mélange) oder beides zusammen?

Um spätere Klärung dieses Problems zu erleichtern, gebe ich im folgenden eine ausführliche Beschreibung der feldgeologischen Beobachtungen.

4.1.4.3.2. Der untere Eisendolomitzug

Dieser beginnt im N am Gollitschspitze-SW-Kamm in SH. 2100 m (Abb. 25, Figur 1, Signatur 8) mit 1 m mächtigem, fuchsitführendem, teilweise durch Quarzadern verdrängtem Eisendolomit. Er wird von Talkschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer begleitet. In streichender Fortsetzung und nur in einigen m Entfernung kommt auch 1 m mächtiger, ebenflächig parallelschiefriger, dunkelgrauer bis farbloser, gebänderter Kalkmarmor vor.

Kamm NE Twenger Almkopf, SH. 2100 m (Abb. 25, Figur 3, Signatur 9): 0,8 m mächtiger, grauer gebänderter Kalkmarmor in Begleitung von pyritführendem Schwarzschiefer.

S-Flanke des Kares 580 m SE Twenger Almkopf, in SH. 2150 m (Abb. 25, Figur 4, Signaturen 2, 3 und 5). Der Serpentin bildet eine 8 m mächtige Linse und wird von Chloritschiefer (4 m) mit Karbonatadern begleitet. Der feinkörnige massige Serpentin zeigt freisichtig mm-dicke Karbonatadern und einzelne, mit Hämatit und Limonit überzogene Scherflächen.

Unter dem Mikroskop (Se 3162) sieht man Antigorit als wirrfastrigen Filz (nach Olivin), in dem gedrungene Leisten von geregeltem Antigorit (nach Pyroxen) schwimmen. Ferner: Opazit, rhomboedrisches Karbonat, Hämatit, Limonit und Rutil.

Fuchsitführender Eisendolomit (4 m) und Breunneritschiefer bilden einen 100 m langen, nach S hangaufwärts streichenden Zug in 6 m Abstand vom Ultrabasis. Auf dem S anschließenden rasenbedeckten Rücken finden sich keine Aufschlüsse.

Gurpitscheck-SW-Kamm, SH. 2265 m, 500 m WNW Kernsee (Abb. 25, Figur 5, Signatur 9). Es handelt sich um das eingangs genannte, zuerst gefundene Vorkommen. Der Eisendolomit bildet eine maximal 5 m mächtige, zerrissene (boudinierte), 200 m lange Gesteinslage, die von der S-Kante des rasenbedeckten Kammes zur Felsschlucht über dem kleinen See NW Kernsee streicht. Aus diesem Eisendolomit hat SCHÖNLAUB die Conodontenfragmente gewonnen (siehe oben!). Der Eisendolomit wird örtlich von Quarzadern durchdrungen und liegt in einer Quetschzone aus Schwarzschiefer mit Graphitquarzit und bis dm-mächtigem Talkschiefer. Großblättrige Fuchsitfaserzüge bedecken häufig die Scherflächen des Eisendolomites. Petrographisch sind 2 Typen des Eisendolomites zu unterscheiden, welche beide dunkelbraun anwittern.

Abb. 25.

Parallelprofile durch Fanningphyllit und permische Schiefer im Gebiet Gurpitscheck - Gollitschspitze.

1 Gollitschspitze-SW-Kamm.

Trias: 1 = Dolomit; 2 = rosa Kalkmarmor (Gutensteinniveau) (30 m), s:130/15 NE, Lineation: 135/24 SE; 3 = Rauhacke (5 m); 4 = Lantschfeldquarzit (8 m). Perm: 5 = bunter, teilweise karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit, s: 175/34 E; 6 = Geröllquarzit (5 m). Fanningphyllit: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer, reich an Pyrit, s: 144/34 NE, Lineation: 110/22 SE; 8 = fuchsitführender, teilweise durch Quarzadern verdrängter Eisendolomit (1 m), in Begleitung von Talkschiefer und pyritführendem Schwarzschiefer; daneben kommt hier auch ebenflächiger, parallelschiefriger, dunkelgrauer, gebänderter, 1 m mächtiger Kalkmarmor vor; 9 = Talkschiefer (1,5 m), mit einer Linse von fuchsitführendem Serpentin und in Begleitung von Schwarzschiefer, Graphitquarzit und Fe-haltigem Lagerquarz. Quartär: 10 = Gehängeschutt.

2 Twenger Alm.

Trias: 1 = rosaroter und grauer Kalkmarmor (Gutensteiner Kalk); 2 = Lantschfeldquarzit (5 m). Perm: 3 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = Geröllschiefer (8 m). Fanningphyllit: 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer. Quartär: 6 = Alluvionen mit kleinem See.

3 Kamm NE Twenger Almkopf.

Trias: 1 = Karnischer Dolomit und Kalkmarmor, s: 155/40 NE; 2 = Rauhacke (3,5 m); 3 = Lantschfeldquarzit mit roten Quarzgeröllen (25 m); 4 = Rauhacke und Kalkmarmor (0,4 m). Perm: 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit (10 m); 6 = Geröllschiefer (40 m), mit Geröllen von Aplitgneis, Quarz und Dolomit; 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit (50 m). Fanningphyllit: 8 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit pyritreichem Schwarzschiefer, s: 130/34 NE, Lineation: 125/10 SE; 9 = grauer gebänderter Kalkmarmor (0,8 m), begleitet von pyritführendem Schwarzschiefer; 10 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschieferlagen. Quartär: 11 = Moräne.

4 Detailprofil, 580 m SE Twenger Almkopf.

Fanningphyllit: Serizit-Chlorit-Phyllit mit Schwarzschiefer; 2 = Talkschiefer und Chloritschiefer mit Karbonatadern (4 m), s: 140/41 NE; 3 = Serpentin (8 m); 4 = Serizit-Chlorit-Phyllit (6 m); 5 = Eisendolomit (4 m), mit Fuchsit und Breunneritschiefer; 6 = Serizit-Chlorit-Phyllit und Schwarzschiefer. Quartär: 7 = Gehängeschutt.

5 Gurpitscheck-SW-Kamm.

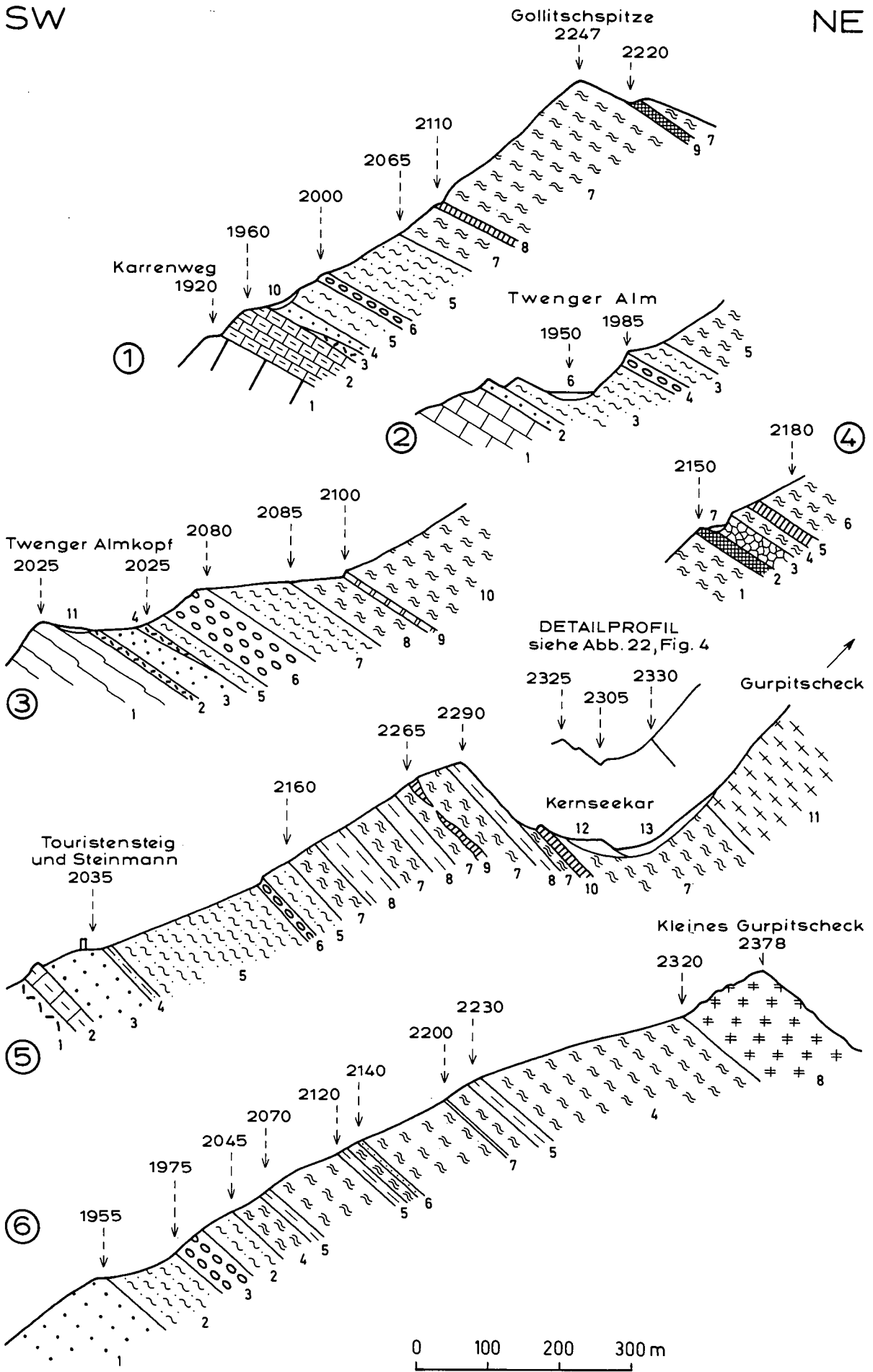
Trias: 1 = Rauhacke; 2 = gebänderter Kalkmarmor (Gutensteiner Kalk) (15 m); 3 = Lantschfeldquarzit (80 m), s: 140/48 NE. Perm: Serizit-Quarz-Schiefer (10 m); 5 = Serizit-Chlorit-Phyllit, s: 118/34 NE, Lineation: 95/20 E; 6 = Geröllschiefer (5-10 m), mit Geröllen von Aplitgneis und Quarz, s: 120/50 NE. Fanningphyllit: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Schwarzschiefer; 8 = Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten und mit Lagen von Graphitquarzit; 9 = fuchsitführender Eisendolomit (5 m), in Begleitung von Talk-, Breunnerit- und Schwarzschiefer, s: 130/60 NE, Lineation: 120/25 SE; 10 = Eisendolomit (2 m), s: 118/62 NE, Lineation: 118/15 SE. Weißpriach-Gneislamelle: 11 = Gneis und Amphibolit (siehe Detailprofil der aufgeschlossenen Grenze an der Scharte NW Kernsee in Abb. 22, Fig. 4). Quartär: 12 = Moräne; 13 = Gehängeschutt.

6 Kleines Gurpitscheck-SW-Kamm.

Trias: 1 = Lantschfeldquarzit, s: 108/48 NE. Perm: 2 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 3 = Geröllschiefer (40 m), mit Geröllen von rosarotem und farblosem Quarz, s: 130/38 NE, Lineation: 100/20 E. Fanningphyllit: 4 = Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer; 5 = mehrere m mächtige Anreicherung von Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten; 6 = Serizit-Chlorit-Quarzit (2 m); 7 = Graphitquarzit (0,1 m), s: 120/48 NE. Weißpriach-Gneislamelle: 8 = diaphthoritischer Biotit-Plagioklas-Paragneis.

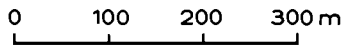
SW

NE

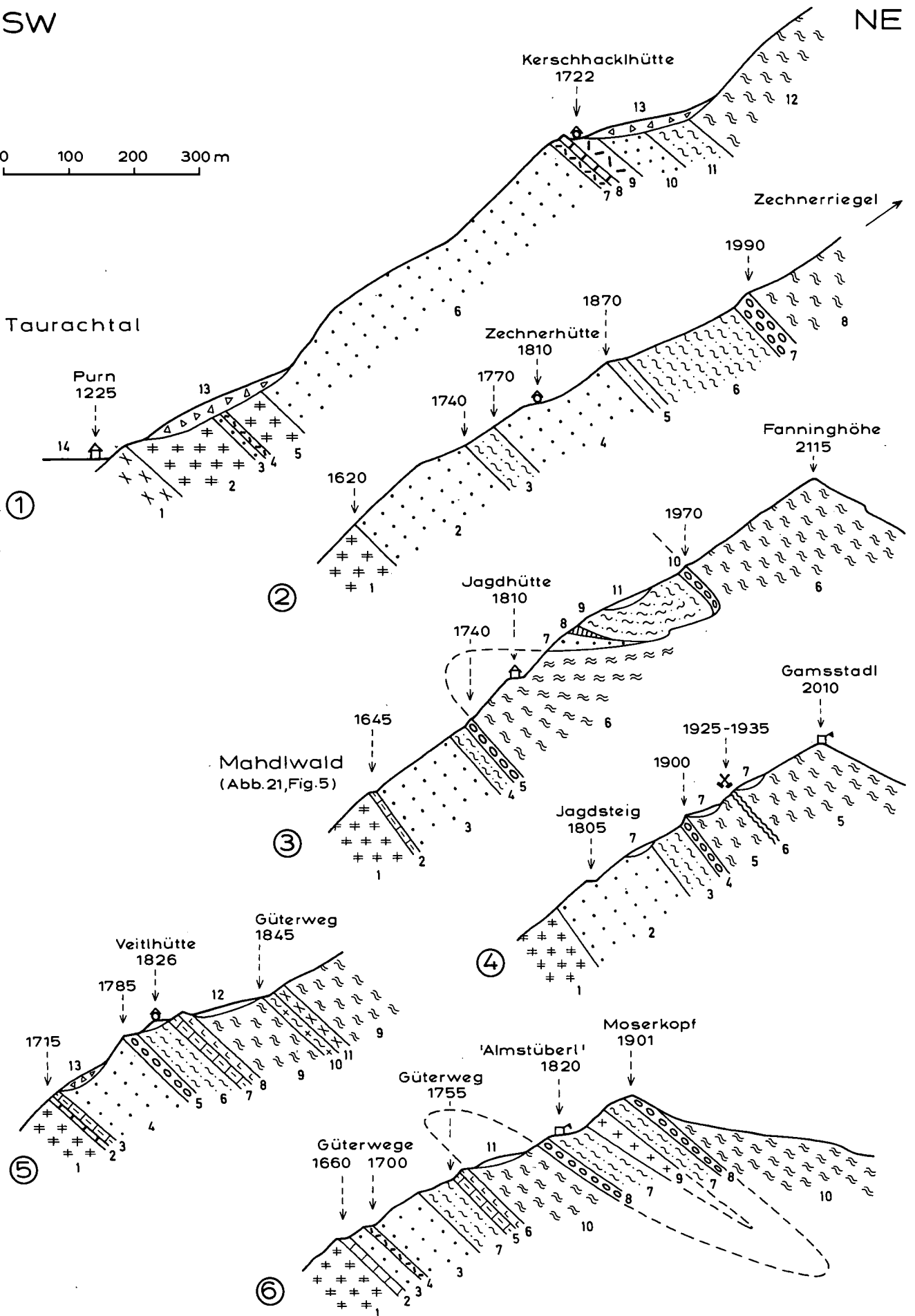


SW

NE



Taurachtal



Der vorherrschende (primäre) Typus ist feinkörnig und im frischen Zustand dunkelgrau. Aus diesem Gestein stammen die Conodontenreste.

Unter dem Mikroskop (Se 3159) sieht man als Hauptgemengteil den einschlußfreien Dolomit mit 0,1 bis 1,0 mm Durchmesser und mit Zwillingslamellen, die nur an lokalen Scherflächen geknickt sind. Quarz tritt in zwei Generationen auf. Die ältere Generation beschränkt sich auf einige wenige und kleine Körner der Matrix (ehemalige quarz-sandige Verunreinigung im Karbonatsediment). Die jüngere Generation baut grobkörnig (über 1 mm Ø) und mit prächtiger Böhmscher Streifung die Quarzadern (metamorphe Mobilisate) auf. Stellenweise finden sich 1 cm große Fuchssittafeln (Pleochroismus: hellgrün bis intensiv grasgrün) mit leuchtenden Farben. Farbloser Hellglimmer tritt nur in winzigen Blättchen innerhalb der Quarzadern auf.

Nur fleckig beschränkt tritt der andere (sekundär sammelkristallisierte) grobkörnige, im frischen Zustand hellgraue bis farblose Dolomittypus auf.

Dieser Dolomit (Se 3157, 3158) besitzt Korngrößen von 2 bis 14 mm mit ungestörten und nur selten verbogenen Zwillingslamellen. Er ist einschlußfrei und bildet ein hypidiomorphes granoblastisches massiges Gefüge. Die Quarzadern sind nur schwach undulös. Das Gestein hat also eine postkinematische Sammelkristallisation mit Pigmentverlust mitgemacht. Es fehlt Magnesit. Das Karbonat des Gesteines ist Dolomit auf Grund röntgenographischer Phasenanalyse, die freundlicher Weise Herr Professor Dr. A. BERAN im April 1986 für mich durchführte.

Karriegel NW Kernsee, SH. 2100 m. Hier steht 4 m mächtiger Eisendolomit an, der von Breunneritschiefer (15 mm große Breunneritblasten in Serizit-Chlorit-Matrix) und pyritführendem Schwarzschiefer mit Graphitquarzit begleitet wird.

4.1.4.3.3. Der obere Eisendolomitzug

Zunächst sei ein Vorkommen von Ultrabazit ohne Karbonatgestein genannt. Es findet sich auf der Gollitschspitze, 100 m SE des Gipfels, und zwar in SH. 2220 m in der Scharte, die ein alter Saumpfad zwischen Twenger Almsee und Oberem Schönalmsee quert (Abb. 25, Figur 1, Signatur 9). Hier steht 1,5 m mächtiger Talkschiefer an, der eine 0,6 m dicke Linse fuchsitführenden Serpentinits enthält. Begleitgesteine sind Schwarzschiefer mit Graphitquarzit und Fe-hältiger Lagerquarz.

Felswand in SH. 2250 m, 850 m E Twenger Almkopf: Eisendolomit und Breunneritschiefer. Fortsetzung in Lesesteinen am Kamm ESE Twenger Almsee in SH. 2230 m.

Kar 500 m NW Kernsee, Felsriegel in SH. 2140 m (Abb. 25, Figur 5, Signatur 10): Eisendolomit (2 m) als Linse in Serizit-Chlorit-Phyllit.

Lesesteine von Eisendolomit im Bergsturzgebiet der Purnalm und am Kamm SE Fanninghöhe

Südliche Eisendolomitvorkommen im Fanningphyllit sind bereits der Erosion zum Opfer gefallen und liegen im Blockwerk des Purnalmbergsturzes: E Weitgasserhütte, ESE Purnalm und am Güterweg W Purngraben in SH. 1400 m.

Am Kamm SE Fanninghöhe in SH. 2040 m, 300 m NNW Gamsstadt, befinden sich Splitter von Serpentin. Es könnte sich um Reste von erratischen Blöcken handeln. Da aber in der vegetationsbedeckten Mulde des Kammes zwischen Gamsstadt und Moserkopf lose Blöcke von fuchsitführendem Eisendolomit liegen, ist die Vermutung eines Wiederauftretens der Assoziation von Serpentin und Eisendolomit im Untergrund nicht ganz abwegig. Da nicht anstehend, wurden diese Vorkommen nicht in die geologische Karte eingetragen.

4.1.4.4. Trogwaldphyllit

So nenne ich den altpaläozoischen Phyllit an der als Trogwald bezeichneten, breiten isoklinalen SE-Flanke des Speiereck-SE-Kammes zwischen Begöriach (S Mauterndorf) und St. Martin im Murtal. Er ist nur wenige 100 m mächtig. Seine s-Flächen fallen flach nach SE mit ebenfalls nach SE geneigter Lineation. So weit die Aufschlußverhältnisse Beobachtungen seiner Grenzen zulassen, liegt er im W auf Lantschfeldquarzit und Rauhwacke, mit welchen er auch verfalltet ist, im N unmittelbar auf Paragneis der Großeck-Gneislamelle und

Abb. 26.

Parallelprofile im Grenzbereich von Fanningphyllit und permischem Schiefer im Gebiet Purn - Moserkopf.

1 Purn - Kerschhachhütte.

1 und 2 = Amphibolit und Paragneis der Tweng-Gneislamelle; 3 = Lantschfeldquarzit (2 m); 4 = Rauhwacke (3 m); 5 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle (60 m); 6 = Lantschfeldquarzit; 7 = Rauhwacke (5 m); 8 = farbloser breccioser kalkhaltiger Dolomit (3 m); 9 = Rauhwacke mit Dolomitbrocken (10 m); 10 = Lantschfeldquarzit (50 m); 11 = permischer karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit; 12 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 13 = Bergsturzblockwerk; 14 = Alluvionen.

2 Bergrippe mit Zechnerhütte.

1 = diaphthoritischer Paragneis der Veitl-Gneislamelle, s: 108/43 NE, Lineation: 108/10 E; 2 = Lantschfeldquarzit, s: 112/57 NE; 3 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = Lantschfeldquarzit mit 30 mm großen roten Quarzgeröllen; 5 = dünnblättriger Serizit-Quarz-Schiefer vom Typus Alpiner Verrucano (Perm), s: 118/57 NE; 6 = permischer karbonatführender Serizit-Chlorit-Phyllit; 7 = permischer Geröllschiefer (30 m), torpedoförmig ausgewalzte, 10 cm lange, rosa-farbige Quarzgerölle in auffallend bunter, violetter, roter und leuchtend grüner Matrix aus karbonathaltigem Serizit-Chlorit-Phyllit; 8 = Fanningphyllit mit Lagen von Graphitquarzit und Schwarzschiefer mit 10 mm großen Pyritwürfeln, s: 124/65 NE, Lineation: 124/20 SE.

3 Felsrippe Mahldwald - Fanninghöhe.

1 = Veitl-Gneislamelle (Paragneis mit Lagen von Chloritschiefer; siehe Abb. 21, Figur 5, Signatur 8!); 2 = Kalkmarmor (10 m), mit Lagen von farblosem Dolomit; 3 = Lantschfeldquarzit; 4 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 5 = permischer Geröllschiefer (5 m), s: 120/48 NE, Lineation: 120/8 SE; 6 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 7 = Lantschfeldquarzit; 8 = Quarzlager (5 m) (Mobilisat, weithin sichtbarer weißer Fels); 9 = permischer karbonatführender Serizit-Chlorit-Phyllit; 10 = Geröllschiefer (10 m), mit 2-5 cm großen Quarzgeröllen in buntfarbiger Matrix; 11 = Gehängeschutt.

4 Bergrippe N Jaklhütte bis Gamsstadt.

1 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle; 2 = Lantschfeldquarzit, s: 122/52 NE, Lineation: 120/6 SE; 3 = permischer feinblättriger karbonathaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit; 4 = permischer Geröllschiefer (10 m), mit rosa Quarzgeröllen; 5 = Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer, s: 132/56 NE, Lineation: 132/6 SE; 6 = Schwarzschiefer mit Pyritwürfeln, mit 3,5 m dickem Lagerquarz und Vererzung (alte Stollenmundlöcher und Schächte); 7 = Gehängeschutt.

5 Bergrippe bei Veitlhütte.

1 = Paragneis der Veitl-Gneislamelle; 2 = Dolomit (0,5 m); 3 = farbloser Kalkmarmor (3 m), s: 150/40 NE; 4 = Lantschfeldquarzit; 5 = permischer Geröllschiefer (6 m), Quarzgerölle in phyllitischer Matrix mit leuchtend grünen und violetten Farben; 6 = permischer Serizit-Chlorit-Phyllit; 7 = Kalkmarmor (10 m); 8 = Ankerit (5 m), mit Kalkmarmorresten und Quarzadern; 9 = Fanningphyllit, s: 142/36 NE; 10 = Chloritoidphyllit; 11 = Grünschiefer; 12 = Moräne; 13 = Bergsturz.

6 Moserkopf.

1 = Veitl-Gneislamelle. Trias: 2 = farbloser Kalkmarmor (2 m); 3 = Lantschfeldquarzit; 4 = Rauhwacke (2 m); 5 = Kalkmarmor (4 m), wechsellagernd mit Phyllit, s: 120/35 NE; 6 = Ankerit (1,8 m), schwach kalkhaltig. Perm: 7 = Serizit-Chlorit-Phyllit; 8 = Geröllschiefer (8 m), mit Quarzgeröllen; 9 = Schachbrettalbit-Augengneis (30 m) (eventuell ?Porphyroid); 10 = Altpaläozoischer Fanningphyllit mit pyritführendem Schwarzschiefer; 11 = Moräne.

taucht nach SE unter den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Hollerberges (Nock-Kristallin) unter.

Die frischen Aufschlüsse an den neuen Güterwegen des Trogwaldes lassen den feingeschichteten tonig-sandigen Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer, analog dem Fanningphyllit, erkennen. Die postkristalline Deformation ist intensiver. Es blieben aber doch noch stellenweise die bis 12 mm großen Würfelformen der limonitisierten Pyritblasten im Schwarzschiefer recht gut erhalten (z. B. in SH. 1775 m am Güterweg, 700 m SE Trogalm). ZEZULA (1976, Beilage 4) fand Chloritoid im Phyllit NE P. 1539.

Die Karbonatgesteine im Trogwaldphyllit beschränken sich auf nur wenige m mächtige, metamorphe Bänderkalken mit Graphitkalklagen. Es fehlt Eisendolomit.

Eine boudinierte Bänderkalkscholle befindet sich S Trogbach in SH. 1720 m (Aufschluß am Güterweg).

Der ebenfalls in einzelne Schollen zerfallene Bänderkalkzug von St. Martin ist 750 m lang und liegt an der Grenzfläche zum überlagernden Nock-Kristallin (Abb. 19, Signatur 15). Instrukтив sind die Aufschlüsse im Bachgraben N und S der Straße Sonndörfel – Peterbauer: 3 m mächtiger, dunkelgrauer bis farbloser gebänderter Kalkmarmor fällt steil unter phyllitischen Granatglimmerschiefer (s: 55/70 SE).

Ober St. Martin (Wasserfall) sind die Felszüge verrutscht (aberrantes W-Fallen der s-Flächen). Es steht 3 m mächtiger, gebänderter Kalkmarmor mit 0,15 m dicken Graphitkalklagen an. Aus diesen hat SCHÖNLAUB unbestimmbare Fragmente von Conodonten gewonnen und untersucht, die bezüglich ihres Erhaltungszustandes (Farbe und Oberfläche) den silurischen des Katschberges gleichen (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 123–124 und 133; ZEZULA, 1976, p. 149–150).

4.1.4.5. Katschbergphyllit

Er streicht vom Murtal bei Stranach zur Paßhöhe des Katschberges, nimmt an der S-Seite des Katschberges einen 2 km breiten und 500 m mächtigen Streifen ein, um sich dann W Rennweg im St-Peterwald auf 200 m Mächtigkeit zu beschränken.

Die s-Flächen fallen in der Regel mittelsteil nach SE und die Hauptlineation und zugleich Hauptfaltenachse streicht NW–SE. Jünger ist eine, erstmals von THIELE (1960, p. A86) beobachtete Achse junger Knitterung, die NE bis N–S streicht, den Muhrbögen in der Hafnergruppe entspricht und genetisch auf eine späte Einengung zwischen den verhältnismäßig starren Massen der Tauerngneise im NW und des Nock-Kristallins im SE hinweist. Diesbezüglich ist der Katschbergphyllit überhaupt eine Quetschzone mit intensiver postkristalliner Deformation, Kleinfalten, Scherflächen und häufig aberrantem W-Fallen.

Der Phyllit dürfte zu etwa 1/3 seines im vorliegenden Arbeitsgebiet zwischen Mur und St. Peterwald aufgeschlossenen Volumens von sandig-tonigen altpaläozoischen Schichten mittels progressiver Metamorphose herkommen. Charakteristisch für diesen Typus sind dunkelgraue und schwarze Farben und linsenförmige Limonitflecke als Reste einstiger Pyritblasten in Schwarzschiefern.

Etwa 1/5 des Volumens besteht vermutlich aus Diaphthoriten nach Gneis und Glimmerschiefer. Hierher gehören die eher hellen (feldspat- und serizitreichen) und grünen (chloritreichen) Gesteinstypen.

Es liegt eine phyllonitische Mischserie im Sinne SANDER's vor. Im vegetationsbedeckten vorliegenden Arbeitsgebiet ist die kartenmäßige Abgrenzung beider Typen bisher nicht möglich. In den S anschließenden Hochregionen (Hafnergruppe und Umgebung von Gmünd) führte ich sie durch. Dort nimmt der diaphthoritische „Quarzphyllit“ sehr an Volumen zu und der „Katschberg-Quarzphyllit (Altpaläozoikum)“ beschränkt sich auf dünne Anteile.

Mit der Erkennung von Diaphthoriten im Katschbergphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit) befassen sich nach der von UHLIG (1908) und BECKE (1909a) gelieferten Problemstellung die Arbeiten von EXNER (1939), PREY (1941), EXNER (1944, 1953, 1980a) und am produktivsten mit zahlreichen Detailfunden und ihren Beschreibungen die Dissertation von NOWOTNY (1976). Zum ersten Mal wurde die „unterostalpine Quarzphyllitzone“ von Radstadt über den Katschberg bis nach Spittal/Drau von EXNER (1952, geologische Kartenskizze) durchgezogen. Das altpaläozoische Alter von Phylliten am Katschberg wurde erstmals von TOLLMANN (in: KÜHN et al., 1962, p. 240) postuliert und von SCHÖNLAUB et al. (1976) mit silurischen Conodonten in Karbonatgesteinen im Katschbergphyllit nachgewiesen.

Die in den genannten Arbeiten enthaltenen, petrographischen und tektonischen Detailbeschreibungen des Katschbergphyllites möchte ich hier nicht wiederholen, sondern nur die gegenwärtige Situation der altpaläozoischen Karbonatgesteins- und damit verbundenen Graphitquarzit Aufschlüsse (Lisabichl-Schollenzonen) kurz schildern:

4.1.4.5.1. Lisabichl-Schollenzonen

Von den Bänderkalkvorkommen an der Katschbergstraße S Stranach (Fortsetzung jener bei St. Martin) ist infolge des Abbaues für Straßenschotter nur noch eine 1,2 m mächtige Kalklage W Gschwandbach vorhanden. Sie setzt längs des Karrenweges nach S fort und bildet 2 bis 6 m mächtige, linsenförmige Schollen im Bereich der Güterwege in SH. 1220 bis 1245 und 1300 m. Ein neuer Aufschluß von 0,5 m mächtigem Graphitkalk im Katschbergphyllit befindet sich am rechten Ufer des Gschwandbaches an der Böschung eines neuen Güterweges bei der Talsperre der Wildbachverbauung in SH. 1125 m.

Der „Lisabichl“ als Härtlingskuppe aus Bänderkalk am wasserscheidenden Grenzkamm (Mur/Lieser, Land Salzburg/Kärnten) ist auf der neuen topographischen Karte nicht mehr namentlich genannt. Er befindet sich in SH. 1735 m, 650 m SW Katschbergpaß. Längs der Piste des „Gamskogel-Skiliftes“ und diverser Zubringerwege gibt es bedeutend bessere Aufschlüsse als vor 50 Jahren. Die aus Bänderkalk, Kalkmarmor, Graphitkalk, Graphitquarzit und Eisendolomit bestehende Serie stellt sich hier als eine zwar mit Katschbergphyllit verfallene, aber doch mehr oder weniger zusammenhängende E-fallende Gesteinsbank dar, allerdings auch mit lokalem aberrantem W-Fallen. Das Profil der Abbildung 27 verläuft im Bereich des wasserscheidenden Kammes und schneidet rechts den ehemaligen nördlichen Steinbruch des Lisabichls an. Dieser sowie der südliche Steinbruch und die große, von Gangquarz durchzogene Eisendolomitkuppe weiter südlich, sind noch erhalten. Eingehende Beschreibungen finden sich bei EXNER (1939, p. 306–308) und 1944 (p. 79–81, Abb. 4). Die Beprobung durch Herrn Kollegen Dr. No-

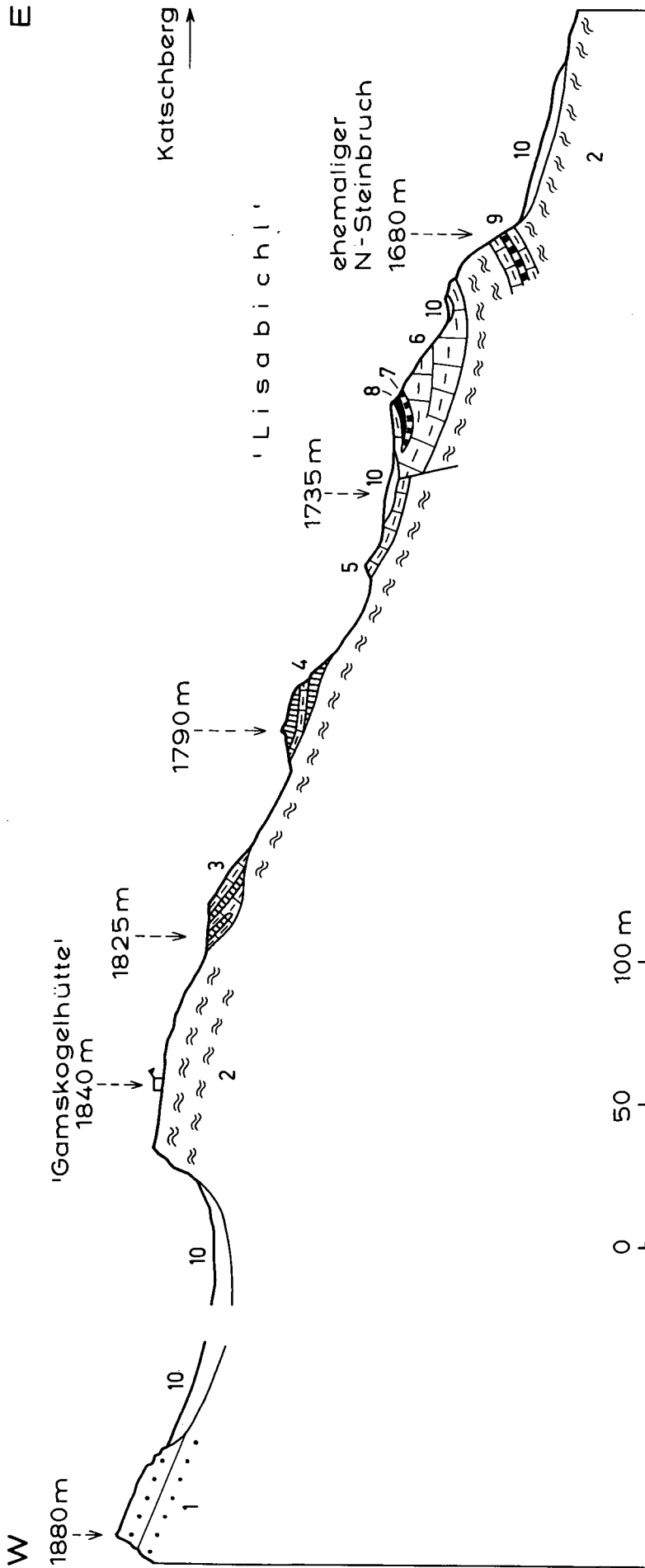


Abb. 27. Profil durch die altpaläozoischen Karbonatgesteine des „Lisabichl“ W Katschberg. Trias: 1 = Lantschfeldquarzit. Altpaläozoikum: 2 = Katschbergphyllit; 3 = gefalteter Bänderkalk (6 m) mit 2 Einlagerungen von Eisendolomit, je 2 m mächtig, s: 55/35 SE; 4 = Eisendolomit (8 m), verfalltet mit einer Zwischenlage von Bänderkalk (5 m); der Eisendolomit führt knapp S des Profils die von SCHÖNLAUB bestimmten silurischen Conodonten in Gesteinsproben, gesammelt von NOWOTNY; 5 = Bänderkalk, s: 36/45 SE; 6 = Bänderkalk (25 m); 7 = Graphitkalk (0,5 m); 8 = Graphitquarzit (1 m); 9 = Bänderkalk (8 m), mit einer Lage von Graphitkalk (0,2 m), Lineation: 160/23 NW. Quarzite: 10 = Moräne.

WOTNY und die Untersuchungen von Herrn Kollegen Dozent Dr. SCHÖNLAUB ergaben silurische Conodonten im Eisendolomitvorkommen knapp S der auf Abb. 27 dargestellten Kammkuppe SH. 1790 m (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 120–123, 128–133).

Im Hang zum Liesertal verbinden kleine Bänderkalkschollen bei P. 1665 und im Wildbachgraben W Teuerlnock den Lisabichl mit dem langgestreckten Zug E Mühlbach. Hier lieferten Bänderkalk und Kalkmarmor des ehemaligen Steinbruches an der Katschbergstraße, 800 m NNE Mühlbach, ebenfalls silurische Conodonten (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 123). Er bildet E Mühlbach in SH. 1410–1380 m einen 8 m mächtigen Bänderkalkzug, dem auch Graphitkalk eingelagert ist. Die Fortsetzung am Güterweg Mühlbach – Adenberg bis zur Moräne des Katschtales (Liesertales) wird durch einen 15 m mächtigen Wandzug aus Bänderkalk mit Graphitkalk und W vorgelagerten Schollen von Graphitquarzit (0,4 m) und Kalkmarmor (3 m) dargestellt.

Im St. Peterwald S Lieser streicht ein an den neuen Güterwegen in SH. 1390 und 1560 m aufgeschlossener, 2 m mächtiger Bänderkalkzug nach SW. Ihm sind Graphitkalk, Graphitquarzit und Schwarzschiefer mit großen Pyritblasten zugesellt. Sie setzen im Gebiet der geologischen Karte der Hafnergruppe fort.

4.1.5. Perm (Alpiner Verrucano)

Kalkhaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit (80 m) und bunte Feinbreccie und Geröllschiefer (40 m). Meist angrenzend an Lantschfeldquarzit. Von diesem stellenweise durch dünnblättrige Serizitschiefer getrennt.

Die Permschiefer zeigen sehr häufig bunte Farben der Gesteinsmatrix, die von leuchtend grün über violett bis rosa reichen. Es sind offensichtlich Reliktfarben des permischen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem jahreszeitlichem Klimarhythmus ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure.

Die Komponenten der Geröllschiefer erreichen bis 35 cm Durchmesser und sind parallel zur Faltenachse gestreckt. Sie bestehen aus rosa oder farblosem Quarz, farblosem Aplitgneis und braun anwitterndem, im frischen Zustand hellgrauem Dolomit und dolomitischem Kalk. Der intensiven Deformation des Geröllschiefers entsprechend, bleibt bei manchen Quarz- und Karbonatkomponenten die genetische Unterscheidung zwischen echtem Geröll und Pseudogeröll (boudinierte Knauer des metamorphen Stoffumsatzes) unbefriedigend. Eine 30 m mächtige Augengneislage in den permischen Schiefen kann eventuell als Porphyroid gedeutet werden (Moserkopf).

Als Lesestein im Bereich der Permschiefer tritt am Kleinen Gurpitscheck-SW-Kamm in SH. 1990 m sehr Magnetit-reicher Serizit-Quarzschiefer auf. Die oktaedrischen Magnetitblasten sind 3 mm groß. Das Gestein lenkt die Magnetnadel des Geologenkompasses ab. Analoge Magnetit-reiche Schiefer fand HEJL (1985, p. 285) im Gebiet des Znachsattels (Kartenblatt Schladming) an der Grenze von Gneis und permischem Geröllschiefer. Das Edukt des Gesteines deutet er wohl mit Recht als eisenreichen permischen Verwitterungsboden. Dazu auch: HEJL & SLAPANSKY (1983, p. 27–28) und freundliche Vorweisungen durch die Kollegen MATURA und ALBER auf der Exkursion im Gebiet Giglachsen mit Exkursionsführer 1987 der Geologischen Bundesanstalt Wien (p. 139): Magnetit-reiche Quarzite in

vermutlich ähnlicher stratigraphischer Position gibt es auch in den Hohen Tauern (z. B. Mallnitzer Mulde und Silberek-NE-Grat).

Im vorliegenden Arbeitsgebiet findet man die bunte Ausbildung der permischen Schiefer auf 11 km langer Strecke E über der Taurach im Liegenden des altpaläozoischen Phyllites (Abb. 25 und 26) und im 0,8 km langen Streifen N Ulnhütte (Weißpriachtal), im Liegenden der Schladminger Gneisdecke (Abb. 24, Figur 4, Signatur 6).

Die Geröllschiefer sind im vorliegenden Arbeitsgebiet nicht streng an den Rand des Permschiefers gebunden, sondern häufig als harte Bank in diesem eingelagert. Das stellt sich als Unterschied zur Situation im N (Kartenblätter Radstadt und Schladming) dar, wo der Geröllschiefer auf Grund seiner Berührung mit dem Basement-Gneis als basales Transgressionskonglomerat (SLAPANSKY, 1987, p. 6) angesprochen wird. Im vorliegenden Arbeitsgebiet mag auch interne Verfaltung innerhalb der Permschiefer dabei eine Rolle spielen. Es ist ja auch das Perm zwischen Purngraben und Moserkopf einesteils mit Lantschfeldquarzit und andernteils mit altpaläozischem Phyllit verfaltet und geschuppt.

4.1.5.1. Einige bemerkenswerte Aufschlüsse

Am bequemsten erreichbar ist der grüne und bunte permische Serizit-Chlorit-Quarzschiefer im Wasserfallfels SH. 1850 m, 650 m NNW Ernsthütte (W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus). Der markierte Karrenweg vom Jugendheim Schaidberg an der Tauernstraße in Richtung Gurpitscheck (Ernsthütte) führt eindrucksvoll durch die stratigraphisch verkehrt liegende Triasserie: Gutensteiner rosa Bänderkalkmarmor 20 m, Reichenhaller Rauhwacke 6 m, alpiner Röt-Serizitschiefer 4 m, Lantschfeldquarzit 2 m bis zum darüberfolgenden genannten permischen Wasserfallfels.

In streichender Fortsetzung stellen sich dann am Gollitschspitze-SW-Kamm und im Kar der Twenger Alm die permischen Geröllschiefer ein (Abb. 25, Figur 1 und 2). Sie erreichen die prächtigste Ausbildung im Mittelfels des Kares E Twenger Almkopf: Bunte kalkhaltige Matrix. Linsenförmige, in Richtung der Faltenachse längliche, bis 35 cm große Aplitgneisgerölle, die intern zerschert und in Phakoide zerlegt sind. Die Quarzgerölle bleiben kleiner (unter 10 cm). Die Dolomitgerölle sind mitunter schwer von Karbonatmobilisaten zu trennen. Oberhalb der Scharte SH. 2090 m (E Hoher Brücke) findet man die analoge Erscheinung an Quarzgeröllen und Quarzknuern (Pseudogerölle) in SH. 2135 m.

Der klassische Fundpunkt der Geröllschiefer am Gurpitscheck-SW-Kamm (Abb. 25, Figur 5, Signatur 6) wurde unlängst von einem übereifrigen Sammler bis zur Unkenntlichkeit zerstört. Doch zieht die Härtebank des Geröllschiefers (gneisartig [TOLLMANN, 1961b, Tafel A]) in das Kernseekar.

Rosa Quarzgerölle enthalten die Geröllschiefer am Kleinen Gurpitscheck-SW-Kamm (Abb. 25, Figur 6), am Bergrücken der Zechnerhütte (Abb. 26, Figur 2, Signatur 7), N Jaklhütte (Figur 4) und unter dem Schladminger Gneis N Ulnhütte (Abb. 24, Figur 4, Signatur 6).

Die feinkörnigen farblosen, braun anwitternden Dolomitgerölle, zusammen mit Geröllen von Quarz und Aplitgneis sowie mit Quarz-Karbonat-Adern und -Knuern beobachtet man gut am Felsriegel in SH. 1920 bis

1965 m S Kleinem Gurpitscheck. Die linsenförmigen Dolomitgerölle erreichen 10 cm Durchmesser.

Beim Wirtshaus „Almstüberl“ (Abb. 26, Figur 6, Signatur 8) steht glazial polierter Konglomeratquarzit mit Quarzgeröllen an, über dem am horizontalen Güterweg ober dem Wirtshaus die karbonathaltigen, leuchtend grünen und violetten permischen Serizit-Chlorit-Phyllite folgen.

S Fanninghöhe treten 1 bis 5 m mächtige Quarz-Lagergänge in der Verfallungszone von Fanningphyllit mit Permschiefer auf. An einem solchen Quarzlager wurde der „Uranstollen“ N Veitlhütte angechlagen. Siehe Kapitel: ehemaliger Bergbau!

4.1.5.2. Grobkörniger Augengneis (? Porphyroid) vom Moserkopf

Permschiefer und 30 m mächtiger Augengneis bilden am Moserkopf eine tektonische Schuppe im Fanningphyllit. Wo in der Hochregion Aufschlüsse vorhanden sind, wird der Augengneis von Permschiefer umgeben. An den Güterwegen im Brandwald ragt er als Härtling aus aufschlußlosem Terrain hervor, in dessen weiterer Umgebung Fanningphyllit ansteht. Man findet ihn im Streichen auf 1,5 km langer Strecke.

Der Gneis ist intensiv postkristallin deformiert und stellenweise zu Quarzschiefer phyllonitisiert. 5 cm dicke Pegmatitlagen treten neben Gangquarz auf. Der beste Aufschluß ist die Felswand in SH. 1880 m, SW vom Gipfelkreuz des Moserkopfes.

Die Gesteinsproben von hier zeigen freisichtig 3 cm große Feldspate (Schachbrettalbit) als Porphyroklasten, die pappendeckeldünn ausgewalzt sind. Quarz bildet im Anschliff 1,5 cm lange und 1 mm dicke Lamellen, welche die kataklastischen Feldspatkörner plastisch umgeben. Der grüngraue Hellglimmer bildet einen Filz mit deutlicher Lineation, die ident ist mit der Längung der Feldspate. Unter dem Mikroskop (Se 3095):

Hauptgemengteile: Fertiger Schachbrettalbit ist der herrschende Feldspat: Verbogenes und zerschertes Schachbrettmuster. Kornzerfall. Die letzte Deformation erfolgte nach der Schachbrettalbit-Bildung. Gewöhnlicher Plagioklas tritt mengenmäßig zurück: Plag III, II, I mit Fülle B oder ungefüllt. Leistenform oder xenomorph. Plag III mit Fülle hat 2 % An (Messung annähernd senkrecht X). Hellglimmer zeigt schwachen hellgrünen Pleochroismus und ist häufig postkristallin gequält. Der Quarz erweist sich als extrem postkristallin deformiert: Intensive undulöse Auslöschung, komplizierte Verzahnung der Kornränder, Längung der Körner parallel Schieferung und häufig abnormal zweiachsige Optik.

Ferner: Opazit, Titanit und Zirkon.

Die Genese des Gesteines ist fraglich. Vulkanogene und sedimentogene Strukturen wurden nicht nachgewiesen. Das Auftreten pegmatitischer Partien würde eher für Granitgneis sprechen. Das enge Zusammenkommen mit permischen Schieferungen deutet auf Porphyroid. Solche sind allerdings in den permischen Schieferungen auf Kartenblatt Schladming unbekannt und in der Klammkalkzone (EXNER, 1979, p. 19) nicht so grobkörnig. Eine Zurechnung zum Basement als „Moserkopf-Kristallin“ (EXNER, 1987, p. 333) erfordert die Annahme einer bedeutenden tektonischen Komplikation, würde aber mit dem petrographischen Befund (Ähnlichkeit mit grobkörnigem Augen-Granitgneis von Mauterndorf) am ehesten vereinbar sein.

4.1.5.3. Historisches und Vergleiche zu den permischen Schieferungen

KOBER (1922a, p. 214 und Tafel 3, Figur 8) kennt bereits den „wahrscheinlich jungpaläozoischen Konglomeratschiefer im Hang zum Gurpitscheck“ und macht auf die stratigraphisch verkehrte Serie unter dem Gneis des Gurpitschecks aufmerksam. CORNELIUS & CLAR (1939, p. 223) verweisen auf die bunten, lichtgrünen und violetten, wahrscheinlich permischen Schiefer des Tauern-N-Randes. PREY (1941, p. 115–116) fand den Konglomeratschiefer im Gebiet des Moserkopfes und wurde (freundliche mündliche Mitteilung) darinnen auf ein Karbonatgesteinsgerölle aufmerksam, welches er bereits damals als paläozoisches Sediment deutete. HELLER (1950, p. 34) erwähnt „feinkristalline weißlichgelbe Kalkgerölle“ im Konglomeratschiefer des Gurpitscheck-SW-Kammes und meint, es könnten diese Gerölle ein Äquivalent des Sauberger Kalkes (Devon) darstellen. TOLLMANN (1961b, Tafel B) gliedert:

- 1 paläozoischer Quarzphyllit.
- 2 paläozoische Quarzphyllitbreccie mit Dolomitkomponenten.
- 3 Serizitquarzitschiefer (höheres Perm)
- 4 Lantschfeldquarzit (Skyth).

Lithologisch entsprechen die Permschiefer des vorliegenden Arbeitsgebietes auf Grund eigener Beobachtungen jenen des Seekareck-SW-Kammes (NW Ober-tauern) und denen der Gasteiner Klamm (EXNER, 1979, p. 17–22). Auf die ausführlichen Beschreibungen der jungpaläozoischen bzw. permischen Schiefer auf den Kartenblättern Schladming und Radstadt von MATURA und ALBER (Aufnahmeberichte etc., zuletzt 1987 Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt Schladming) und SLAPANSKY (1987) sei besonders verwiesen.

4.1.6. Trias

Die Stratigraphie der Radstädter Tauern wurde von TOLLMANN (1977, p. 105–118 und 1980, p. 227) übersichtlich dargestellt, das Gebiet des Twenger Wandzuges (1961b) und der übrigen Teile der hier gegenständlichen geologischen Karte (1961a, 1962a und 1966) speziell bearbeitet. Auf die wertvollen stratigraphischen Beobachtungen und Ergebnisse TOLLMANN's sei verwiesen! In den folgenden Ausführungen bringe ich nur kurze Hinweise zum Verständnis der geologischen Karte des mittleren Lungaus und einige ergänzende Beobachtungen.

Lantschfeldquarzit (vorwiegend Untertrias) erreicht in der Weißeneckdecke 50 m (Schöneck), in der Pleißingdecke und Purnschuppenzone über 200 m (sekundäre tektonische Anschoppung bei Purn) und in der verkehrten Serie unter dem Perm 80 m Mächtigkeit (Gurpitscheck-SW-Kamm).

Es handelt sich um meist feinkörnigen, ebenflächig parallelschieferigen, häufig spitz gefalteten, feldspat- und kalkfreien Quarzit, der aus reifem Sandstein hervorgegangen ist. Stellenweise erweist er sich als beinahe monomiktis farbloser Quarzgestein und läßt nur sehr wenig Hellglimmer erkennen (Laglerspitze-W-Flanke). Meist führt er jedoch neben Quarz auch Hellglimmer als farblosen Serizit oder als apfelgrünen Phengit. Karbonat kommt nur als sekundäre Infiltration an Klüften vor (Aufschlüsse an der Bundesstraße E Wirtshaus

Hammer). In den bildsamen Phengitlagen des Steinbrüches Purn beobachtet man die Auswirkung schräger Pressung (tautozonales s schräg zum Haupt- s des Quarzites). Dort gibt es auch bis 15 cm mächtige Quarzlagergänge und diskordante Quarzgänge im Lantschfeldquarzit. Alpiner Röttschiefer (Serizitphyllit 4 m mächtig) zwischen Lantschfeldquarzit und Reichenhaller Rauhwacke tritt in der verkehrten Serie unter dem Perm NNW Ernsthütte auf (am Karrenweg knapp außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus).

Rosa und rote Quarzgerölle fand ich im Lantschfeldquarzit (mit Angabe der maximalen Gerölldurchmesser) an folgenden Lokalitäten: Weißeneckdecke (Speiereck-SE-Kamm, SH. 2040 m, 5 mm \emptyset). Pleißingdecke (Lesesteine unter der „Schwarzen Wand“ im Graben der „Ahornlahn“). Stratigraphisch verkehrte Serie unter dem Perm (ENE Twenger Almkopf; am Karrenweg vom Kernsee zur Weitgasserhütte, 12 mm \emptyset ; bei Zechnerhütte, 15 mm \emptyset). Kalkspitzen-Sedimentkeil im oberen Weißpriachtal (rote Quarzgerölle in großer Menge zwischen Unterer Friml- und Unterer Abrahamhütte, 25 mm \emptyset). Niemals fand ich im Lantschfeldquarzit des gegenständlichen Gebietes Lyditgerölle.

Die im Gebiete des Radstädter Deckensystems in der geologischen Karte des mittleren Lungaus eingetragenen Vorkommen von Rauhwacke gehören auf Grund ihrer Position (zwischen Lantschfeldquarzit und Gutensteinkalkmarmor) vorwiegend der Reichenhaller Rauhwacke an. Es handelt sich um gelb bis braun anwitternden Zellenkalk, der intensiv mit kalter HCl braust und häufig Brocken von Serizitschiefer enthält (Reste des Tonschiefers im marinen salinaren Bereich). Die große Mobilität des einst anhydrit- und gipshaltigen Sedimentgesteines kann aus den prächtig eingeschlossenen Gutensteiner Kalkmarmorshollen (Kalkspitzen-Sedimentkeil am Karrenweg unter der Oberen Niederrainhütte) und aus den lokalen Anschoppungen zu bedeutenden Mächtigkeiten geschlossen werden. Z. B., 50 m (Weißeneckdecke, Lapernigspitze-SW-Grat), 40 bis 60 m (verkehrte Serie unter dem Perm im Purngraben). Hingegen konnten zahlreiche, nur dm-mächtige Rauhwackevorkommen in der geologischen Karte nicht ausgeschieden werden und sind dafür jeweils in den Detailprofilen eingezeichnet.

Der Kalkmarmor gehört auf Grund seiner Assoziation mit Rauhwacke und Lantschfeldquarzit vorwiegend dem Gutensteinkalk-Niveau an, da die jurassischen glimmerreichen Kalkmarmorbänke mit den sie begleitenden Kalkschiefern in der geologischen Karte vereint wurden.

Die dunkel- bis hellgrauen, auch farblosen, aber häufig gebänderten Gutensteiner Kalkmarmore der Weißeneckdecke erreichen bis 50 m Mächtigkeit und werden stellenweise zu Dolomitschlierenkalken, ausgehend von prächtigen Kalk-Dolomit-Rhythmiten (S-Flanke des Lapernigspitze-ENE-Grates in SH. 1920 m). 0,2 bis 1,2 m mächtige Schwarz- und Kalkschieferlagen zwischen den Gutensteiner Kalkmarmorbänken der Pleißingdecke zeigt der Aufschluß an der Bundesstraße bei der Hohen Brücke am Twenger Talpaß. Endogene Kalkmarmorbreccie ist im Gutensteinkalk der verkehrten Serie unter dem Perm (Twenger Almkopf N-Seite) aufgeschlossen. Die charakteristische Rosafarbe des Gutensteiner Bändermarmors trifft man vor allem in der verkehrten Serie unter dem Perm und im Sedimentkeil der Kalkspitzen. Die maximale Mächtigkeit des Kalk-

marmors in den beiden zuletzt genannten Serien beträgt nur 30 m. Eine eigenartige Fe-Vererzung des Gutensteiner Kalkmarmors tritt in der Schuppenzone unter dem Moserkopf, längs 750 m langer Strecke zwischen Veithütte (Abb. 26, Figur 5, Signatur 8) und Langwiesen (Figur 6, Signatur 6) auf. Der Kalkmarmor wird teils metasomatisch durchdrungen von mittelkörnigem grauem, braun anwitterndem Ankerit mit Quarzgängen, teils vom Ankerit überlagert.

Nicht näher bestimmte Rundstiel-Crinoiden fand ich im Kalkmarmor der Weißeneckdecke an 2 Stellen:

- 1 Im anstehenden hellgrauen Kalk in SH. 1620 m, 250 m S Lagleralm dort, wo der Fußsteig von der Holzeralm die Felsrinne des Wildbaches NE Laglerspitze quert. Der Kalk tritt hier fensterförmig unter dem steil NE fallenden Dolomit zu Tage. 2 cm lange und 1 cm breite Crinoiden-Rundstiele mit Zentralkanal.
- 2 Lesesteine aus der mehrere m mächtigen dunkelgrauen Kalkbank, die den Dolomit der Laglerspitze-N-Wand durchzieht.

Der dunkle Crinoidenkalk „westlich vom Dassler“ (STUR, 1854, p. 848) befindet sich ebenfalls in der Weißeneckdecke. Auf Grund des Studiums alter topographischer Karten und der geologischen Situation dürfte es sich um den bis 50 m mächtigen Kalk bei der Annakapelle gehandelt haben.

Der anisische Dolomit (meist grauer Trochiten-dolomit) tritt im Twenger Wandzug in der Pleißing- und Kesselspitzdecke sowie in der verkehrten Serie unter dem Perm auf und wurde aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Mit der Signatur Dolomit wird hauptsächlich der Wettersteindolomit erfaßt. Er ist feinkörnig, dunkel- bis hellgrau, oder farblos, grob gebankt, bei stärkerer tektonischer Beanspruchung auch massig entwickelt. Mitunter ist er schwach kalkhaltig und braust mit kalter HCl. Endogene Dolomitbreccien kommen vor (z. B. 3 m mächtig längs des neuen Güterweges S Gastalm).

Den markanten, landschaftsbildenden, bis 150 m mächtigen Dolomitzug der Weißeneckdecke des Arbeitsgebiets möchte ich auf Grund des sich durch meine Kartierung ergebenden tektonischen Zusammenhanges als einheitliches Schichtglied auffassen und dem Niveau des Wettersteindolomites zuordnen. Der Zug reicht von Lapernig- und Laglerspitze über Schöneck-NE-Flanke, Weiße Wand, Gastalm, Steinbrüche NW Hammer, Mauterndorf, Grobeck, Speiereck-SE-Kamm nach St. Michael (Hauptschule) und hat seine Fortsetzung im Dolomit des Tschanecks und des Lieser-Maltatales. Diploporen und Algenrasen fand ich am Schöneck-NE-Kamm in SH. 2125 m (Abb. 16). TOLLMANN (1962a; p. A78) fand in diesem Mitteltriasdolomit im Schöneckgraben in SH. 1640 m Diploporen und Kleingastropoden. Der Dolomit bildet bei Querung des Taurachtales zwischen Gastalm und Hammer eine NE eintauchende Stirne (Abb. 12, Profile 5 und 6). Deshalb erreicht der Dolomit hier eine sekundär-tektonische Mächtigkeit von über 300 m.

Die Eintragung des an mehreren Stellen Diploporen, Algenrasen, Gastropoden und Großoolithe führenden Wettersteindolomites der Pleißing- und Kesselspitzdecke und der verkehrten Serie unter dem Perm erfolgte nach TOLLMANN.

Zahlreiche kleine Dolomitvorkommen in den verschiedenen tektonischen Schuppenzonen sind nur als „Triasdolomit im allgemeinen“ mit derselben Signatur erfaßt und häufig nicht exakt innerhalb der Trias genauer einstuftbar. Die mächtige Dolomitspäne mußten stellenweise der Signatur der begleitenden Rauhwaacke untergeordnet werden.

Die karnischen Schichten (Phyllit, Sandstein, dunkler Dolomit, Rauhwaacke, Breccien) der Pleißling- und Kesselspitzdecke wurden aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Schwierig ist ihre Erkennung in der stark verschuppten und stärker metamorphen Weißeneckdecke. Hier habe ich nur an einer Stelle Karn eingetragen. Und zwar fand ich 250 m SE Unterer Scharalm über dem Wettersteindolomit dunklen Sandstein und dunklen Dolomit (wahrscheinlich karnisch). Darüber fehlt der Hauptdolomit. Es folgen pyritführender Schwarzschiefer, Hornsteinquarzit, Kalkschiefer und polygene Breccie (also Jungschichten). Der dunkle Sandstein könnte auch Lias sein. Doch möchte ich ihn wegen seiner Assoziation mit dunklem Dolomit eher als Lunzer Sandstein interpretieren.

Dieser dunkle Quarzsandstein ist kalkfrei, feinkörnig, flächig-parallelschieferig, aber recht kompakt, und läßt als klastische Relikte vereinzelt auftretende, 0,5 mm große Hellglimmerblättchen erkennen.

Mikroskopisch (Se 3065) beobachtet man klastische, rundlich bis eckig begrenzte, 0,2 mm große, nicht oder wenig undulöse Quarzkörner in einer feinstkörnigen Matrix aus Hellglimmer und graphitische Substanz. Die großen Hellglimmer zeigen keine Übergänge zu den winzigen Hellglimmern der Matrix und sind als Klaster aufzufassen. Seltene Pagioklaskörner (Plag III und I) haben 0,2 mm Durchmesser und stellen ebenfalls Klaster dar, da sie so wie die Quarzkörner allseits von der Matrix eingehüllt werden. Ferner: Hämatit. Es fehlt Knauf.

Obertrias vermutet TOLLMANN (1961a, p. A83–84; 1962a, p. A78) an folgenden Stellen der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes, welche ich jedoch nicht in meine geologische Karte eingetragen habe:

- ① Obertrias-Dolomitspäne in der Schieferhülle im Hintergrund des Holzerkares.
- ② Karnischen Dolomit, Sandstein und Schiefer am N-Rand dieses Kares.
- ③ Fraglichen karnischen Dolomit unter der Breccie am Schöneck-NE-Kamm.
- ④ Karnischen Tonschiefer, Kalk und Dolomit am NE-Ende der Weißen Wand in SH. 1780 m.
- ⑤ Dunkle Dolomite und karnische Tonschiefer in den Wiesenhängen SE Edenbauer.

Den Hauptdolomit der Pleißlingdecke habe ich aus TOLLMANN's Karte des Twenger Wandzuges übernommen. Sehr problematisch und daher nicht in meine Karte eingetragen, bleibt das Vorkommen von Hauptdolomit in der Weißeneckdecke meines Arbeitsgebietes.

Im Gegensatz zum westlichen Anschlußgebiet auf Blatt Muhr (Weißeneck, Hochfeind) tritt in der Weißeneckdecke des Arbeitsgebietes die Obertrias zurück bzw. fehlt weitgehend. Darauf machten bereits CLAR (1937, p. 302) und TOLLMANN (1961a, p. A82) aufmerksam.

CLAR (1937, p. 284–285) zieht in Erwägung, daß der massige Wettersteindolomit des Hochfeind-Weißeneck-Gebietes (Blatt Muhr) in meinem Arbeitsgebiet (Blatt Tamsweg) die beobachtete Bankung annimmt. Ob der Rückgang der Mächtigkeit des Hauptdolomites SE

Weißeneck tektonisch (Reduzierung der Schichtglieder), oder auch primär-sedimentär bedingt ist, möchte er vorläufig offen lassen. TOLLMANN (1961a, p. A83) vermutet Hauptdolomit am N-Rand des Kares der Holzeralm und CLAR (1937, p. 262, 282) solchen am Großeck und Speiereck.

Rhät wurde nicht nachgewiesen. Es findet sich knapp W außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus S Schaidberg zusammen mit dem dort belmnen- und crinoidenführenden Lias.

4.1.7. Jungschichten (Jura und fragliche Kreide)

Die Jungschichten des Radstädter Deckensystems haben im Arbeitsgebiet keine Fossilien geliefert. Die hierher gehörigen Schwarzschiefer und Kalkschiefer sind so wie auch in den anschließenden, diesbezüglich fossilführenden Gebieten der Radstädter Tauern den penninischen Bündnerschiefern recht ähnlich. Im einzelnen wird mitunter eine lithologische Unterscheidung zwischen penninischen und ostalpinen (Radstädter) Jungschichten kaum möglich sein, und es wurden deshalb auch dieselben Signaturen verwendet.

Eine Ausnahme machen die Jungschichten im obersten Teil der Weißeneckdecke. Sie stellen die ununterbrochene Fortsetzung der klassischen Jungschichten des Fuchskares der Hochfeindgruppe (CLAR, 1937; TOLLMANN, 1980 und HÄUSLER, 1988) dar. Im Arbeitsgebiet streichen sie von der Unterer Scharalm über die Lapernigspitze zum Mühlthaler im Taurachtal und an der E-Seite des Taurachtales zum Laswald. Ich nenne diese Zone von Jungschichten als oberstes Glied der Weißeneckdecke kurz: Scharalm-Laswald-Streifen. Wie im Fuchskar enthält er eindeutig dem Radstädter System zugehörigen Hornsteinquarzit (vorsichtig beschreibender Ausdruck für „Radiolarit“) und polygene Breccien (ebenfalls vorsichtig lithologisch beschreibender und übergeordneter Begriff für die Lias/Dogger Türkenkogelbreccie und für die Malm/? Unterkreide Schwarzeckbreccie). So wie im Fuchskar wird der Scharalm-Laswald-Streifen von der Tweng-Gneislamelle überschoben.

In der Pleißling- und Kesselspitzdecke des Arbeitsgebietes, in der verkehrten Schichtfolge unter dem Perm sowie im Kalkspitzen-Sedimentkeil fehlen Jungschichten. Sie kommen aber in Schuppenzonen an der Basis und innerhalb der Weißeneckdecke und in den mesozoischen Deckenscheidern zwischen den Gneislamellen N Mauterndorf vor. Diese Vorkommen bleiben meist keilförmig beschränkt, nur wenige m mächtig und werden von den Autoren verschieden stratigraphisch und tektonisch interpretiert. Ich werde aber im folgenden Text auch diese kleinen Vorkommen möglichst vollständig aufzählen mit Beifügung der oft divergierenden Auffassungen. Nebst diesen ermüdenden Aufzählungen bringe ich zunächst doch nochmals kurz meine eigene tektonische Interpretation des Aufbaues der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet sowie in den anschließenden Kapiteln auch petrographische Daten zum Hornsteinquarzit und zur Schwarzeckbreccie innerhalb des geologischen Kartengebietes des mittleren Lungaus.

4.1.7.1. Zur Tektonik der mesozoischen Schichtglieder der Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet

Die Weißeneckdecke im Arbeitsgebiet zeigt stark reduzierte und tektonisch an Gleitflächen geschuppte Schichtglieder von Trias, Jura und wahrscheinlich Unterkreide. Es sind nur wenige Fossilreste vorhanden, und zwar Rundstielcrinoiden im Kalkmarmor und Diploporen mit Kleingastropoden im Dolomit der Mitteltrias. Eine deutliche tektonische Großstruktur bildet die nach NE tauchende Liegendfalte mit der Großeck-Gneislamelle im Antiklinalkern. Dieser wird mit lokalen Komplikationen, aber doch großräumig verfolgbar, von Untertrias (Lantschfeldquarzit), Mitteltrias (Rauhwanke, Kalkmarmor, Wettersteindolomit), kaum erkennbarer Obertrias und von Schwarzschiefern, Kalkschiefern, Hornsteinquarziten und polygenen Breccien der Jungschichten (Jura bis wahrscheinlich Unterkreide) umgeben.

Das Taurachtal folgt zwischen Annakapelle und Mauterndorf dem Streichen der Stirne des Wettersteindolomites dieser Tauchfalte. Der Fuschephyllit (Grünphyllit der Matreier Zone) bildet die Unterlage und erreicht im Halbfenster der Gastalm das Taurachtal. Zwischen Fuschephyllit und der Tauchfalte stellen sich komplizierte tektonische Schuppen ein: die Speiereckschuppe mit Beteiligung von Kristallin (Speiereck-Gneislamelle) und zahlreiche Trias/Jura-Schichtwiederholungen in der prächtig aufgeschlossenen Kammregion Lapernig-, Laglerspitze, Schöneck und Großer Lanschütz. Sehr regelmäßig folgen über der Trias der Tauchfalte die Jungschichten des Scharalm-Laswald-Streifens als Fortsetzung der bekannten Zone mit Radiolarit, Schwarzeckbreccie etc. des Fuchsseekares in der Hochfeindgruppe. So wie beim Fuchssee schiebt sich die Tweng-Gneislamelle darüber.

4.1.7.2. Schwarzschiefer

Kalkfreier Schwarzschiefer, mitunter sandig bis feinklastisch mit Übergängen zu polygener Breccie (Liasbreccie) und Kalkschiefer mit Kalkmarmorbänken und Karbonatquarzit. Es dürfte sich hauptsächlich um Lias handeln. Kartenmäßig konnte dieses ostalpine Schichtglied (Radstädter Deckensystem) von den penninischen Schwarzschiefern kaum abgegrenzt werden.

Von CLAR (1937, p. 280, 282) wurden Liasschiefer und Liasbreccie auf der Lapernigspitze, Liasschiefer am Großeck und am Speiereck vermutet. TOLLMANN (1961a, p. A83–84; 1962a, p. A78) spricht die polygene Breccie im Hintergrund des Holzeralmkares sowie am Schöneck-NE-Kamm und W Jagdhaus Kastenmüller als Liasbreccie an.

4.1.7.3. Kalkschiefer

Die zum Jura des Ostalpins auf Grund ihrer tektonischen Position zu stellenden Kalkschiefer sind von jenen des Pennins lithologisch im Arbeitsgebiet nicht unterscheidbar. Ein gutes Beispiel liefern die mit Sicherheit dem Ostalpin (Radstädter Deckensystem) angehörenden Kalkschiefer des Scharalm-Laswald-Streifens. Nach CLAR (1937, p. 280) kann es sich dabei (Erosionskappe der Lapernigspitze) um kalkreichen Liasschiefer mit Marmor handeln.

In den anderen, eher kompliziert gebauten, tektonischen Schuppenstrukturen mag die Zuteilung jeweiliger jurassischer Kalkschiefer zum Ostalpin oder zum Pen-

nin recht problematisch bleiben und von den tektonischen Ideen der Bearbeiter abhängen.

Z. B. kannten schon FRECH (1901, p. 51) und CLAR (1937, p. 302) den 10 m mächtigen Kalkschiefer zwischen Triasdolomit am „Burgstall“ in Mauterndorf (Abb. 18, Figur 4, Signatur 6). Ich interpretiere diesen Kalkschiefer als zum Jura des Ostalpins gehörig, und zwar als eine tektonische Schuppe in der Trias der Weißeneckdecke (tektonische Komplikation innerhalb der Tauchfalte). TOLLMANN (1962a, p. A80) faßt hingegen diesen Kalkschiefer als eingeschuppten Bündnerschiefer, somit als penninisch auf.

Eine ähnliche Problematik liefert der Kalkschiefer im mesozoischen Deckenscheider über der Tweng-Gneislamelle, 700 m WNW Veitl (Abb. 21, Figur 7, Signatur 5). Ich möchte diesen sowie die begleitenden Schwarzschiefer und die polygene Breccie (Signaturen 6 und 4) den Jungschichten des Ostalpins der Lantschfelddecke zuteilen, obgleich bisher polygene Breccien in dieser Position eher eine Seltenheit darstellen. Hingegen vermutet TOLLMANN (1966, p. A60) Einschuppung von Schürflingen aus tieferen tektonischen Zonen. Er meint, der Kalkschiefer sei penninisch und die polygene Breccie sei „Schwarzeckbreccie der Hochfeinddecke“.

Problematisch können auch Kalkschiefer sein, welche ich auf Grund der feldgeologischen Position dem Penninikum zurechne: Z. B. Kalkschiefer des Großecks in Fortsetzung des Schareck-Kalkschieferzuges. PREY (1938, p. 64) sieht in ihnen „graue und grünliche Marmorschiefer“, die er mit dem „Aptychenkalk“ CLARS im Ostalpin der Hochfeindgruppe vergleicht.

4.1.7.4. Hornsteinquarzit („Radiolarit“, Malm)

4.1.7.4.1. Sichere Vorkommen mit Manganschiefer

Wegen der noch deutlich erkennbaren, ursprünglichen Feinkörnigkeit und Feinschichtigkeit der Quarzlagen, und weil Radiolarienreste bisher in meinen Proben nicht nachweisbar waren, nenne ich die Gesteine Hornsteinquarzit. Sie treten im Scharalm-Laswald-Streifen der Jungschichten auf und wurden als „Radiolarite“ im vorliegenden Arbeitsgebiet erstmals von CLAR (1937, p. 301, Fig. 26, Signatur 11) und TOLLMANN (1961a, p. A83) erwähnt. Ich fand die dazugehörigen Manganschiefer (EXNER, 1985a, p. 351).

Proben des Hornsteinquarzites vom Lapernigspitzen-Kamm (Abb. 9, Signatur 28) und vom Weißeneck-N-Kamm (SH. 2000 m, 250 m SW Ernstlacke auf Blatt Muhr) zeigen die charakteristische Kleinkörnigkeit (Quarz hat 0,04 bis 0,2 mm Ø), Feinbänderung (1 bis 2 mm dicke helle Quarzlagen wechseln mit 0,1 mm dicken dunklen Lagen von Opazit und Serizit ab) und Kleinfaltung mit Amplituden in der Größenordnung von mm und cm. Im frischen Bruch treten rosa Gesteinsfarben auf; an angewitterten Flächen häufig rote Farben. Die Mächtigkeit des Hornsteinquarzites der Lapernigspitze beträgt 20 m, im Gebiet SW Lagler 40 m.

Der Hornsteinquarzit der Lapernigspitze zeigt mikroskopisch (Se 3064) als Hauptgemengteile: Quarz, Opazit, Serizit und Granat. Der zuletzt genannte ist idiomorph und besitzt 0,02 bis 0,4 mm Durchmesser und unverlegte Einschlußzüge von Opazit. Bei normaler Dünnschliffdicke ist er farblos. Es wurde nicht chemisch nachgeprüft, ob es sich um Spessartin handelt. Im Vorkommen vom Weißeneck-N-Kamm tritt als zusätzlicher Hauptgemengteil Chlorit auf. Accessoria: Ilmenit, Hämatit, Epidot und Turmalin.

Die Manganvererzung (anscheinend hauptsächlich Braunit) bildet matt schwarze, derbe Lagen im Horn-

steinquarzit mit zahlreichen Schichtrhythmen, die auf der Lapernigspitze 3 cm Dicke erreichen, jedoch SW Lagler in SH. 1440 m zu Derberzlagen von 10 cm Dicke angereichert sind. Am Lapernigspitze-N-Hang wurden die Braunitlagen häufig boudiniert und ergeben Deformationsbilder wie im Gebiet um den Fuchssee (MEIXNER, 1935, Abb. 1). Im Anschluß an MEIXNERS (1951, 1978) Arbeiten im Fuchskar sei zukünftigen Forschern die mineralogische Untersuchung der bequem zugänglichen Manganschiefer im Taurachtal SW Lagler und der Lapernigspitze empfohlen!

4.1.7.4.2. Vermutete, jedoch lithologisch unsichere Vorkommen von Hornsteinquarzit

Diese auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus ebenfalls als wahrscheinliche Hornsteinquarzite eingetragenen Serizit-Chlorit- und Phengitquarzite zeigen Kleinkörnigkeit, Feinbänderung und räumliche Nähe zu polygener Breccie. Allerdings lassen sie den besonderen Mineralbestand, die rote Farbe und die Mn-Verzerrung vermissen und sind somit lithologisch genetisch unsicher.

Im Scharalm-Laswald-Streifen der Jungschichten gibt es 2 solche Vorkommen:

Das eine befindet sich 250 m SE Unterer Scharalm: Feinlagiger Hornsteinquarzit (Serizit-Chlorit-Quarzit).

Das andere bildet N Laswald den Fels unmittelbar unter der polygenen Breccie (SH. 1250 m, N Lahngraben, 300 m NE P. 1181). Dieser Zug wird hier bis 30 m mächtig und besteht aus feinlagigem, kleingefaltetem Phengitquarzit.

Sein mikroskopischer Mineralbestand (Se 3012) zeigt als Hauptgemengteile kleinkörnigen Quarz in 0,2 bis 0,5 mm dicken Lagen und sehr dünne Phengithäute zwischen diesen Lagen; jedoch eine recht mannigfaltige Gesellschaft der Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon, Rutil und Turmalin.

Trotzdem möchte ich ihn als Hornsteinquarzit ansprechen bzw. einem kontaminierten sedimentären Randbereich des Malm-Hornsteines zuordnen. Auch TOLLMANN (1962a, p. A79) nimmt für diesen Quarzit nachtriasisches Alter an, stellt ihn aber zum Penninikum.

Außerhalb des Scharalm-Laswald-Streifens steht am Speiereck-SW-Kamm unter der polygenen Breccie ein 10 m mächtiger, auffallend dünnlagig gebänderter, Serizit-Chlorit-Quarzit an, den ich als Hornsteinquarzit deute (Abb. 10, Figur 2, Signatur 8).

4.1.7.5. Polygene Breccie (Türkenkogel- und Schwarzeckbreccie)

Im vorliegenden Arbeitsgebiet bleibt mangels geschlossener Schichtfolgen, der Versuch stratigraphischer Aufgliederung in Lias-, Lias/Dogger- (Türkenkogel-) und Malm/? Unterkreide- (Schwarzeck-) Breccien unbefriedigend. Ich bediene mich deshalb des übergeordneten, lithologisch beschreibenden Terminus polygene Breccie (polymikte Komponenten im Gegensatz zu endogener monomiktter Breccie). Für die Schwarzeckbreccie ist die reiche Führung von Gneiskomponenten charakteristisch. Ein solches Vorkommen habe ich näher untersucht. Siehe Kapitel: Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km S Tweng!

Die polygenen Breccien des vorliegenden Arbeitsgebietes kommen in 5 tektonischen Zonen vor und wer-

den dementsprechend der Reihe nach im folgenden aufgezählt:

① Scharalm-Laswald-Streifen

In Fortsetzung der klassischen Ausbildung im Fuchskar bis Grubachspitze und Weißeneck-N-Kamm (Kartenblatt Muhr) tritt die polygene Breccie in den Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus zunächst in einem winzigen Aufschluß an deren W-Rand am Weißeneck-ENE-Grat ein (Abb. 28, Figur 1, Signatur 5). Dann ist stellenweise echte Schwarzeckbreccie auf der Trogschulter des Taurachtales E Unterer Scharalm aufgeschlossen, wo ich sie während des Güterwegbaues 1,1 km S Tweng studieren konnte (Abb. 28, Figur 3 und Kapitel über die Petrographie der Schwarzeckbreccie). Der Trogschulter nach S folgend, findet man polygene Breccie am Güterweg 200 m NW Graggaberalm und im wilden Abstieg ins Tal in der Felsrinne 300 m E Lagleralm (Abb. 28, Figur 2, Signatur 3). Auf der Lapernigspitze bildet sie eine durch Erosion isolierte Gesteinskappe (Abb. 9, Signaturen 27 und 29). Ein Teil der polygenen Breccie liegt dort 20 m mächtig unter Hornsteinquarzit, der andere (bloß 1,5 m mächtig) als Gesteinslage zwischen demselben. In Anbetracht dortiger Falten- und Schuppenstrukturen möchte ich daraus keine startigraphische Untergliederung der polygenen Breccie ableiten.

Historisches: Das Durchstreichen der Jungschichten der Weißeneckdecke (Breccien, Radiolarite etc.) von der Unteren Scharalm über Graggaber- und Lagleralm bis in das Taurachtal S Lagler hat schon TOLLMANN (1961a, p. A83) erkannt. Die Breccie auf der Lapernigspitze (alter Name: Samerkopf, alte Quote 2360 m) wurde von KOBER (1922a, p. 213, Fig. 7) gefunden und von CLAR (1937, p. 280 und 301, Fig. 26) in „Liasbreccie“ und in „Schwarzeckbreccie“ gegliedert. Auch WEIDL (1950, p. 39) kennt die „Schwarzeckbreccie“ auf der Lapernigspitze.

Polygene Breccie steht E Taurach im Lahngraben und Laswald an. Ich interpretiere diesen Streifen von Jungschichten als die streichende Fortsetzung des vorigen. Denn auch dieses Vorkommen liegt über dem Triasdolomit der Weißeneckdecke und unter der Tweng-Gneislamelle. Die Aufschlüsse der Breccie von N nach S sind folgende:

Im Felszug N Lahngraben lagert 7 m mächtige polygene Breccie (Komponenten: grauer Dolomit und Quarzit; Matrix: Karbonatquarzit) auf vermeintlichem Hornsteinquarzit in SH. 1250 m. Über die streichende Fortsetzung dieser Breccie (5 m mächtig) strömt der Wasserfall in der Felsschlucht des Lahngrabens (ebenfalls SH 1250 m). Darüber folgen Quarzit und Schwarzschiefer. Dieser ist mit schleifendem Schnitt zum Streichen längs des Laswald-Güterweges mit Dolomitlagen, endogener Dolomitbreccie und auch mit 2 m mächtiger polygener Breccie (wahrscheinlich Lias/Dogger) aufgeschlossen.

Historisches: Die Breccie im Lahngraben mit dem höheren Schwarzschiefer wurde bereits von KOBER gefunden und in einem Profil dargestellt, dessen übrige Eintragungen allerdings nur beschränkt bestätigt werden können (KOBER, 1922a, p. 219, Fig. 12). TOLLMANN (1962a, p. A79) erwähnt die „Schwarzeckbreccie im weiteren Sinne in der kleinen Felsstufe“ N Lahngraben, nimmt aber hier eine andere tektonische Position an (penninische Schieferhülle bzw. später: eventuell unterostalpine Malutzschuppe).

② Mesozoischer Deckenscheider über der Tweng-Gneislamelle N Mauterndorf

Ein Vorkommen von polygener Breccie (2 bis 3 m mächtig) zusammen mit Kalkmarmor, Kalkschiefer und Schwarzschiefer ist zwischen der Trias über der Tweng-Gneislamelle WNW Veitl aufgeschlossen (Abb. 21, Figur 7, Signatur 4). Ich vermute, daß hier

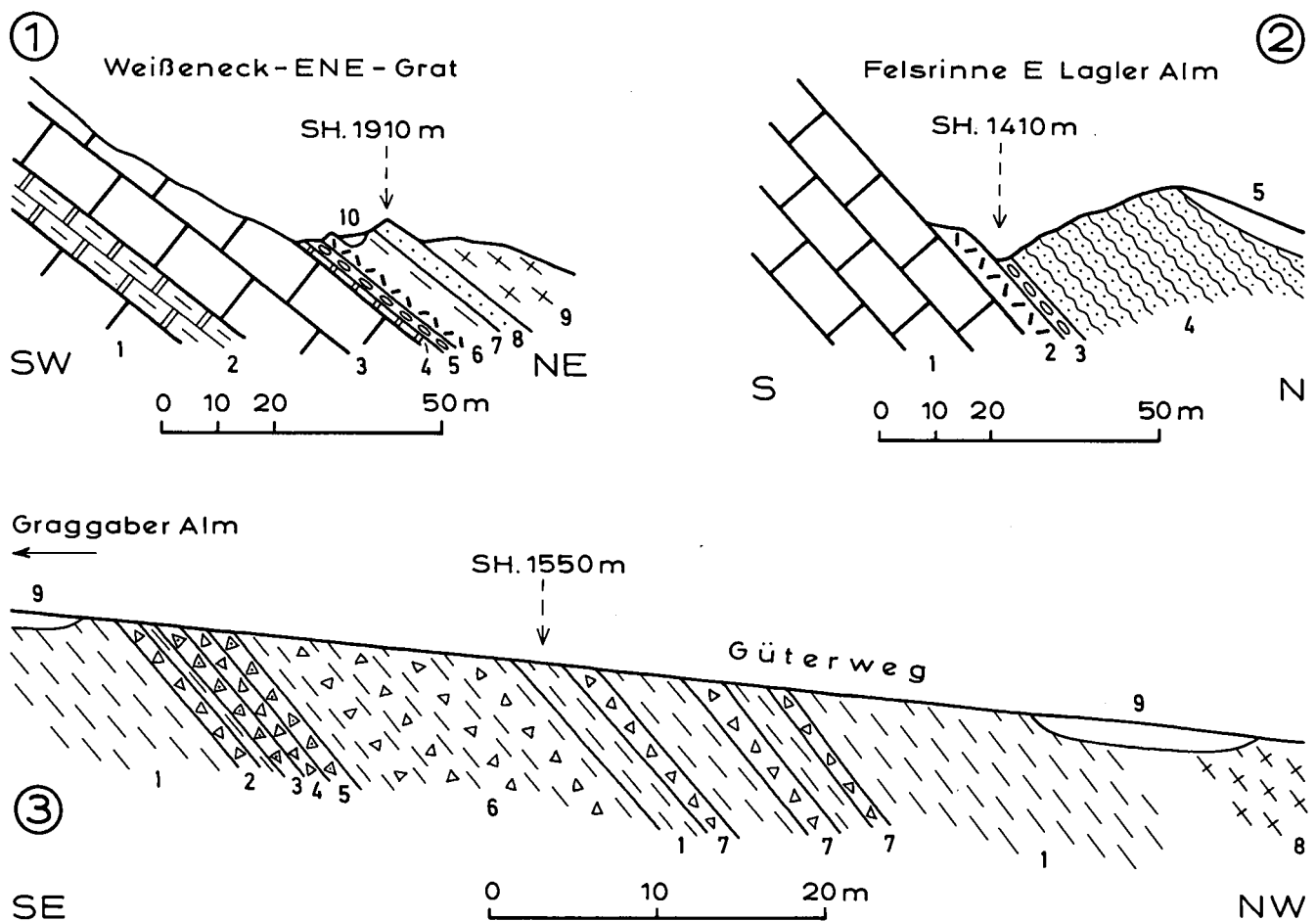


Abb. 28.

Profile durch die polygene Breccie im Streifen der Jungschichten bei der Scharalm (Weißeneckdecke).

① Weißeneck-ENE-Grat.

1 = Triasdolomit; 2 = 112/56 NE, Lineation: 108/15 W; 2 = grauer Kalkmarmor; 3 = Triasdolomit; 4 = grauer Kalkmarmor; 5 = polygene Breccie; Komponenten: Dolomit, Kalk und Quarzit; Matrix: Kalkschiefer; 6 = Rauhwacke; 7 = Kalkschiefer; 8 = feinschiefriger Serizitquarzit; 9 = teilweise phyllonitischer Augen-Granitgneis der Tweng-Gneislamelle, s: 112/48 NE, Lineation: 130/14 NW; 10 = Gehängeschutt.

② Felsrinne E Lagler Alm.

1 = Triasdolomit; 2 = Rauhwacke (5 m), s: 126/51 NE; 3 = polygene Breccie (2 m); Komponenten: Dolomit und Quarzit; Matrix: Karbonatquarzit; 4 = Hornsteinquarzit (40 m), mit Manganschiefer; s: 110-112/62-87 NE, Lineation: 110/10 W; 5 = Bergsturzblockwerk.

③ Schwarzeckbreccie längs des neuen Güterweges von der Ambros- zur Graggaberalm.

1 = Kalkschiefer; 2 = Breccie; Komponenten: Orthogneis und Dolomit; Matrix: Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer; 3 = Breccie aus Dolomit, Rauhwacke und Serizit-Quarz-Schiefer; 4 = Breccie aus Augen-Orthogneis und kantigen dunkelgrauen Dolomit-Parallelipeden; 5 = Breccie aus Dolomit, Serizit-Quarz-Schiefer und Kalkschiefer; 6 = Kalkschiefer mit 4 Breccienlagen; 7 = fluxoturbidische Breccien; Komponenten: Dolomit, Schachbrettalbit-Augengneis, grob- und feinkörnige Schachbrettalbitgneise, Gneisphyllonit, Aplitgneis und Quarz; 8 = Augen-Granitgneis der Tweng-Gneislamelle; 9 = Moräne.

Trias und Jungschichten, wenn auch durch Gleitbrett-Tektonik vermischt, stratigraphisch zusammengehören (reduzierte Schichtfolge der Lantschfelddecke).

Historisches: Vielleicht hat bereits KOBER (1926, p. 47) diese Breccie gekannt. Er erwähnt Spuren der Schwarzeckbreccie auch in der oberen Radstädter Decke, allerdings ohne einen Fundort zu nennen. PREY (1938, p. 64) meldet erstmals genau den Fund polygener Breccie über dem Mauterndorfer Gneis (Twenglamelle) in der „sehr komplizierten Zone bei St. Gertraud“. TOLLMANN (1966, A60) beschreibt den lang hinstreichenden Aufschluß dieser Breccie WNW und W Veitl. Allerdings erwähnt er auch eine Verschuppung der Breccie im cm-Bereich mit Granitgneisspänen bzw. diaphthoritischen Schiefern, welche ich nicht aufgefunden habe. TOLLMANN interpretiert die Breccie als „Schwarzeckbreccie der Hochfeinddecke“, welche hier als tektonischer Schürfling in die Sedimentserie der Lantschfelddecke eingeschuppt sei.

③ Tektonische Schuppen im Hangenteil der Tauchfalte der Weißeneckdecke

Es handelt sich um winzige Vorkommen im Hangenden der Großbeck-Gneislamelle, für die ich keine plausible tektonische Erklärung habe. Sie weisen auf eine tektonische Komplikation im Bau der Tauchfalte der Weißeneckdecke hin.

Im Gebiet der Holzeralm bildet polygene Breccie eine 2 m mächtige, anstehende Felsrippe im Hangenden der Großbeck-Gneislamelle. Die Lokalität befindet sich neben dem alten Karrenweg in SH. 1530 m, der von der Annakapelle zur Holzeralm führt (Abb. 15, Signatur 8). In N-Fortsetzung finden sich Lesesteine dieser Breccie 250 m NE Holzeralm; in S-Fortsetzung verrutschte Hangschollen und Bergsturzblockwerk am genannten Karrenweg ENE Jagdhaus Kastenmüller und am Bergfuß im Tau-rachtal (Twenger Au). Der tektonischen Position nach dürfte der schon genannte Kalkschiefer (siehe diesbezügliches Kapitel) mit endogener Dolomitbreccie am Burgstall in Mauterndorf ebenfalls diesem Zug von Jungschichten innerhalb der Weißenecktauchfalte angehören (Abb. 18, Figur 4, Signatur 6).

Die von TOLLMANN (1961a, p. A83) erwähnte „Liasbreccie“ im Kristallin (Großbeck-Gneislamelle) nahe dessen Basis, 500 m W Jagdhaus Kastenmüller konnte ich nicht wiederfinden.

4 Schuppen nahe der Basis der Weißeneckdecke

Es handelt sich um 2 bis 3 m mächtige, wahrscheinliche Lias/Dogger-Breccien in der basalen Gleitbrettserie der Weißeneckdecke. Die Breccie besteht aus Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix. Das eine Vorkommen befindet sich am Schöneck-NE-Kamm (Abb. 16, Signatur 9), das andere im Liegenden des Triasdolomites der Weißen Wand innerhalb der verrutschten Felspartie, welche im Eschawald in SH. 1500 m vom Güterweg angeschnitten wird.

Historisches: Das Vorkommen im Eschawald dürfte bereits PREY (1938, p. 63) unter dem Dolomit beobachtet haben. Die ?Liasbreccie am Schöneck-NE-Kamm erwähnt TOLLMANN (1961a, p. A84; 1962a, p. A78) und teilt sie seiner Speiereckdecke zu.

5 Speiereckschuppe und nochmaliger Hinweis auf die polygenen Breccien in der Zone des Fuscherphyllites (Matreizone)

Am Aufbau der Gipfelpartie des Speierecks beteiligen sich mehrere Lagen von polygener Breccie. Die mächtigste ist 5 bis 10 m dick, führt keine Gneisgerölle, sondern Komponenten aus dunkelgrauem Dolomit, Kalkmarmor und Quarzit in Matrix aus Kalkschiefer und Karbonatquarzit (Abb. 10, Signatur 9; Abb. 18, Figur 7, Signatur 1). Sie lagert über vermeintlichem Hornsteinquarzit. Andere Breccienlagen werden von Schwarzschiefer und Trias umgeben (Abb. 18, Figur 7, Signaturen 3 und 9).

Historisches: Die Breccien am Speiereck wurden anscheinend während der von KOBER (1912c, p. 528) geleiteten internationalen Alpenexkursion gefunden. CLAR (1937, p. 282-283, Fig. 17) erkennt hier Schwarzeckbreccie, Schwarzeck- und Liasschiefer. TOLLMANN (1962a, p. A79) erwähnt unter anderem am Speiereck „Schwarzeckbreccie im weiteren Sinne“.

Es sei nochmals auf die im Kapitel „Nordrahmenzone der Hohen Tauern“ bereits genannten polygenen Breccien im Fuscherphyllit (Matreizone) verwiesen: Holzerkar, 1,1 km NE Schareck und Profil durch den Speiereck-N-Kamm (Abb. 8, Figur 3, Signatur 5).

4.1.7.5.1. Petrographie der Schwarzeckbreccie 1,1 km S Tweng

Längs des Güterweges Ambroschhütte – Graggaberalm bildet die Schwarzeckbreccie einige Lagen im 25 m mächtigen Kalkschiefer (Abb. 28, Figur 3). Die Lokalität befindet sich in SH. 1550 m an der W-Seite des Taurachtales, 1,1 km S Kirche Tweng. Erfreulicherweise besuchte ich diese Lokalität im Jahre 1982 während des Baues dieses neuen Güterweges mit großen frischen Felssprengungen und massenhaft anfallenden frischen Bruchsteinen, die einen dreidimensionalen Einblick in den Aufbau der Breccie gewährten.

Es handelt sich um komponentengestützte Breccienlagen, die mitunter Fluxoturbiditen gleichen. Die Komponenten haben teils eckig begrenzte, anscheinend sperrig unregelmäßige, teils parallelipedische, teils linsige, parallel zur ESE streichenden Lineation der umgebenden Kalkschiefer gestreckte Formen. Sie bestehen aus (mit Angaben der beobachteten maximalen Durchmesser): grauem feinkörnigem Dolomit (10 cm), Serizitquarzit (8 cm), mehrkörnigem ehemaligem Gangquarzit (15·10·8 cm), Schachbrettalbitaugengneis mit 1 cm großen Schachbrettalbitaugen (50·25·15 cm), besonders häufigem grobkörnigem Schachbrettalbitgneis (20 cm), dünnlagigem Hellglimmergneis (25·10·5 cm), Gneisphyllonit (20·10·5 cm), Aplitgneis (40·20·8 cm) und seltenen Brocken von Rauhwacke und Kalkschie-

fer. Die s-Flächen der ziemlich massigen grobkörnigen Schachbrettalbitgneise (Interngefüge) stehen häufig schräg zu den s-Flächen der Schichtgrenzen und der umgebenden Kalkschiefer (Externgefüge). Hingegen ist in den dünnlagigen Gneisen und Gneisphylloniten $s = se$.

Die Matrix tritt mengenmäßig sehr zurück. Sie besteht aus Serizit-Quarz-Schiefer und untergeordnet aus Serizit-Chlorit-Quarz-, Serizit-Chlorit-, Kalkschiefer und aus Karbonatquarzit. Die ESE streichende Lineation entspricht der Achse von Falten der Matrix mit mm- bis cm-Amplituden sowie der Elongation von Hellglimmer und Chlorit auf Scherflächen.

Ich studierte besonders die Gneiskomponenten, die ja in äußerst reichem Zustande hier in der Breccie vorkommen. Es handelt sich durchwegs um Orthogneise, anscheinend Abkömmlinge von teilweise porphyrischem Biotitgranit, Leukogranit, Aplit und eventuell Zweiglimmergranit. Es könnte sich um das Edukt des Mauterndorfer Augen-Granitgneises handeln, das während der submarinen Überschiebung am Stirnrande aufgearbeitet und in den Kalkschlamm fluxoturbiditisch eingeglichen ist. Freisichtig beobachtet man an den Gneiskomponenten flächiges Parallelgefüge, farblose Feldspate, Quarz, farblosen und häufiger grünen Hellglimmer, bisweilen mit schwarzer Opazitanreicherung und selten Chlorit, der meist nur an Scherflächen und Klüften auftritt.

Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der Gneiskomponenten gründet sich auf die unten dokumentierten Einzelproben und sei kurz vorweggenommen:

Der vorherrschende Feldspat ist Schachbrettalbit. Er ist hier immer bereits in fertigem Zustand, also ohne Kalifeldspat vorhanden. Der Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt) ist Albit mit 4 bis 6 % An. Quarz bildet einesteils Großkörner (wahrscheinlich ehemalige große Granitquarzite), die parallel s gestreckt sind, andernteils ein granoblastisches Tripelpunktgefüge (metamorphe Neubildung). Der Hellglimmer dürfte auf Grund seiner grünen Farbe (unter dem Mikroskop nur schwacher Pleochroismus) phengitisch sein. Sehr deutlich sind 2 Generationen: Erstens feinstblättrige Hellglimmeraggregate, deren Form verhältnismäßig scharf nach außen abgegrenzt ist. Sie können jedenfalls als Pseudomorphosen interpretiert werden. Zweitens große Hellglimmer (0,1 bis 2 mm \varnothing) mit Opaziteinschlüssen. Ihre Elongation entspricht nur teilweise der regionalen Lineation und Faltenachse (ESE-Streichen). Chlorit wurde in einer Probe (Se 3017) als gewöhnlicher Gesteinsgemengteil beobachtet, und zwar nach Form und Einschlüssen (Sagenit, Opazit) wahrscheinlich als Pseudomorphose nach Biotit. Ansonsten tritt Chlorit, wie oben erwähnt, nur an Klüften und Hauptscherflächen auf. Stofflich fehlt Biotit in allen Proben. Genetisch wäre es denkbar, daß die großen Hellglimmer mit Opaziteinschlüssen ebenfalls Neubildungen auf Kosten primärer Granitbiotite sind. Vielleicht stammen die feinstblättrigen Hellglimmeraggregate (Pseudomorphosen) ebenfalls von primären Granitglimmern (eventuell primären Hellglimmern) ab.

Es wurden also Magmatite (grobkörnige Biotitgranite, Leukogranite, Aplite und eventuell Zweiglimmergranite) epimetamorphosiert (niedrig temperierte Grünschieferfazies) und deformiert. Das große genetische Problem besteht darin, ob diese Komponenten vor oder nach der Sedimentation der Breccie metamorphosiert und

deformiert wurden, oder ob es diese Aktionen sowohl vor als auch nach der Sedimentation der Schwarzeckbreccie gab.

Die sekundären Hellglimmer der feinkörnigen Gneis-komponenten sind konform mit jenen der Matrix bezüglich ihrer Elongation in die Richtung der regionalen Faltenachse (ESE) eingeregelt. Das beweist, daß jedenfalls nach der Sedimentation der Breccie Deformation und Kristallisation stattgefunden haben. Aber was vorher eventuell schon alles geschah, wissen wir nicht.

Ich möchte diesbezüglich meinen persönlichen Eindruck mitteilen: Die Breccie hat ein recht solides kompaktes Aussehen. Schachbrettalbitisation vollzieht sich in den Tauerngneisen in der Regel bei intensiver Differentialbewegung im Gestein, vor allem, wenn es sich um Umformung bis zu fertigen Schachbrettalbiten handelt. Eine so intensive Differentialbewegung möchte ich der eher kompakten Schwarzeckbreccie innerhalb der bildsamen weichen Schwarzschiefer, in die sie lagenförmig eingebettet ist, schwerlich zutrauen. Ich halte es deshalb für möglich, daß eine erste Epimetamorphose mit Schachbrettalbitisation der Magmatite bereits vor ihrer Eingleitung in den Ton- und Kalkschlamm stattgefunden hat.

Natürlich sind wir noch weit weg von einer Klärung dieser Phänomene und es mag deshalb für spätere Bearbeiter willkommen sein, wenn ich nicht nur philosophiere, sondern auch die Dokumentation der tatsächlichen mikroskopischen Beobachtungen an den untersuchten Gneiskomponenten der Breccie im folgenden anschließe:

Grobkörniger leukokrater Schachbrettalbitgneis (Se 3017) mit den Hauptgemengteilen: Schachbrettalbit (1 cm Ø, Karlsbader Zwillinge, Einschlüsse von Plag I, geringe Kornzertrümmerung), Plagioklas (kleiner und mengenmäßig zurücktretend, Plag III, II, I, Fülle B, leistenförmig bis xenomorph, 6 % An gemessen senkrecht X), Hellglimmer (2 mm Ø, Pleochroismus farblos bis hellgrün), Chlorit (0,3 mm, Einschlüsse von Sagenit und Opazit), Quarz (3 mm, undulös, verzahnt, aggressive Quarzgewächse in Plag). Accessoria: Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Rutil, Zirkon, Turmalin, Hämatit, Klinozoisit (beschränkt auf Plag-Fülle) und Pyrit.

Grobkörniger mylonitischer Schachbrettalbitgneis (Se 3016, 3020, 3035, 3036) zeigt megaskopisch Lagenbau mit gequälten zerbrochenen Feldspäten, die lagenförmig eingeschichtet sind, Quarz und reichlich fleckenförmig verteilten grünen Hellglimmerfilz, aus dem einzelne größere Hellglimmer (1 bis 2 mm Ø) mit deutlicher Elongation hervorragen. Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (5 mm Ø, Vormacht gegenüber Plag, Kornzertrümmerung, Karlsbader Zwillinge, Einschichtung der Bruchstücke parallel s, liförmige Umwachsung der Bruchstücke durch Hellglimmer), Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt, Kornzerkleinerung, 4 % An, gemessen senkrecht X), Hellglimmer (Pleochroismus: farblos bis hellgrün, kleine Generation mit 0,015 bis 0,03 mm Ø zu wohlumgrenzten Aggregaten angereichert, große Generation mit 0,1 bis 2,0 mm Ø parallel s eingeschichtet mit Inselgefüge senkrecht zur Lineation, Einschlüsse von Opazit und braunem Pigment), Quarz (3 mm große ehemalige Granitquarze länglich parallel s und feinkörniges xenomorphes Pflaster, beide Generationen mit Böhmscher Streifung, undulös). Accessoria: Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Zirkon, Piemontit und übriger Epidot. Es fehlt Chlorit.

Schachbrettalbit und Plagioklas führender Hellglimmer-Quarz-Schiefer, Gneisphyllonit (Se 3018, 3021) läßt pappendeckeldünn gewalzte Feldspate und auch 2 mm dicke Feldspatäugen im grünen phengitischen Quarzschiefer erkennen. Hauptgemengteile: Phengit ist in 2 Generationen vorhanden, und zwar erstens als Aggregate feinstblättriger (0,01 bis 0,06 mm Ø) Schuppen und zweitens als vereinzelt Großindividuen (1 bis 2 mm Ø) mit Elongation auf s und mit aufgeblätternen Querphengiten. Quarz undulös, granoblastisch mit Tripelpunktgefüge.

Accessoria: Schachbrettalbit, Plagioklas (Plag III, II, I, ungefüllt), Opazit, Karbonat (mit Lamellen), Zirkon und Piemontit. Es fehlt Chlorit.

Aplitgneis (Se 3019) mit ebenem flächigem Parallelgefüge von mittel- bis feinkörnigen Feldspat-Quarz-Lagen und dünnen grünen spärlichen Hellglimmerlagen. Hauptgemengteile: Schachbrettalbit (in Vormacht, Karlsbader Zwillinge vorhanden). Plagioklas (Plag III, II, I, Fülle B und ungefüllt, 4 und 5 % An, gemessen senkrecht X). Hellglimmer (Pleochroismus von farblos bis hellgrün, Einschlüsse und

Ränder aus Opazit, Bestäubung mit braunem Pigment). Quarz (xenomorph, undulös, granoblastisch mit Tripelpunktgefüge, aggressive Quarzgewächse in Plag).

Accessoria: Opazit, Karbonat und Piemontit. Es fehlt Chlorit.

4.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse

4.2.1. Schladminger Gneisdecke

Sie lagert über der Permo-Trias der Kalkspitzen und ist allerdings im N durch den stratigraphisch verkehrten permischen Liegendschenkel (MATURA, 1987, p. 6) ebenfalls mit dem Radstädter Deckensystem stratigraphisch verbunden. Doch dürfte sie zusätzlich auch höhere Teilkörper enthalten, die im großen und ganzen über den nach E abtauchenden Tauern (Pennin, Matreize, Radstädter Deckensystem) frei schwimmen und somit dem kristallinen Hauptkörper der Ostalpinen Decke angehören.

Für den hier bearbeiteten Teilbereich der Schladminger Gneisdecke (NE-Ecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus) gab es bisher neben ganz allgemein gehaltenen Hinweisen auf die Existenz von Gneisen, „Hornblendegneisen“ und Amphiboliten (GEYER, 1893, p. 51–52; VACEK, 1901, p. 372) einige Detailangaben bezüglich des Kristallins der Teufelskirche (SCHEINER, 1960, Tafel 9) und des N-Randes der Lessacher Phyllonitzone (ZEZULA, 1976, Beilage 1), welche bereits in den wertvollen geologischen Übersichtsdarstellungen über die Geologie der gesamten Schladminger Tauern von TOLLMANN (1977, p. 300–309) und MATURA (1980, p. 363–368) mitberücksichtigt wurden.

Aus meinen Erkundungstouren geht hervor, daß die Schladminger Gneisdecke im Gebiete der geologischen Karte des mittleren Lungaus aus NW–SE streichenden und mit 20 bis 30° nach SE abtauchenden Gneis- und Amphibolitwalzen besteht mit Hüllschiefern aus Granatglimmerschiefer, welcher häufig Pseudomorphosen nach Staurolith führt.

Der Teilkörper der Teufelskirche zeigt die Form einer SE streichenden Walze, welche wahrscheinlich von der Permotrias der Kalkspitzen (Radstädter System) unterlagert wird. Darauf deutet die bekannte NE fallende Permotrias im obersten Weißpriachtal und der von mir neu aufgefundene SW fallende Kalkmarmor wahrscheinlich mitteltriadischen Alters im Znachtal bei P. 1512 am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus hin (Abb. 1 und 2).

Die Gebirgsgruppe Zechnerkar Spitze – Gensgitsch stellt nicht bloß den einfach gebauten S fallenden Schenkel des Gneisgewölbes der Schladminger Tauern südlich der Hochgolling-Kulmination dar. Sondern es handelt sich auf Grund meiner Übersichtsbegehungen um SE eintauchende Walzen mit jeweils NE fallendem S-Teil und SW fallendem N-Teil; im Prinzip also um ähnliche Strukturen wie an der Teufelskirche, nur fehlen hier Reste der unterlagernden Permotrias des Radstädter Systems. Hier sind eben infolge des SE-Achsengefälles höhere und höchste Teile der Schladminger Gneisdecke aufgeschlossen. Man könnte annehmen, daß die zahlreichen und über 100 m mächtigen Granatglimmerschieferlagen einen gewissen stratigraphischen Wert besitzen als ein jüngeres Schichtglied über der älteren Gneis-Amphibolit-Formation. Leider verdecken Moränen die Grenze zur S auflagernden altpaläozoischen Serie der Lessacher Phyllonitzone.

4.2.1.1. Teufelskirche

Das Kristallin besteht aus chloritreichem Paragneis mit Plagioklasaugen und aplitischen Adern, Bändergneisen und Amphiboliten. In SH. 1680 m an der Gabel des Steiges S Teufelskirche stehen Biotit-Chlorit-Muskovitschiefer und Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith an, über denen abgerutschter Paragneis einen Blockgrat bildet. Die s-Flächen fallen im Gebiet: Obere Niederrainhütte – S Teufelskirche – Znachschlucht S Kirchnerhütte mittelsteil nach NE; hingegen im oberen Znachtal bei P. 1512 mittelsteil nach SW. Die Form des Kristallins ist somit als antiklinale Tauchstirne interpretierbar. Der stratigraphisch verkehrte Liegendschenkel wird durch Perm und Trias WNW Obere Niederrainhütte und durch die phyllonitische Störungszone mit Kalkmarmor im oberen Znachtal W P. 1512 markiert.

Abb. 29, Figur 1 zeigt das Querprofil durch die zuletzt genannte Störungszone. Reiner grobkörniger farbloser Kalkmarmor (2,5 m mächtig, Signatur 4) dürfte eine Fortsetzung des Gutensteiner Kalkmarmors des Kares „Im Kalk“ SE Lungauer Kalkspitze (Kartenblatt Schladming) darstellen. Lantschfeldquarzit konnte W P. 1512 nicht nachgewiesen werden. Die hier auftretenden, bis 5 m mächtigen Quarzite sind auf Grund des kontinuierlichen Überganges zu Gneis und des Fehlens von roten Quarzgeröllen als Gneisphyllonite anzusprechen. Anscheinend haben an der „Sedimentwurzel“ (Trias zwischen Gneis) kräftige Bewegungen stattgefunden, welche intensive Phyllonitisierung des Gneises und sulfidische Erzbringung (Pingen, siehe Kapitel: „Reste ehemaligen Bergbaues“) verursachten.

4.2.1.2. Zechnerkar Spitze

Auch die Gneiswalze im Gebiet um die Zechnerkar Spitze besitzt einen breiten, ca. 800 m mächtigen, mittelsteil NE fallenden S-Schenkel, eine flache Mulde (Gipfelpartie der Zechnerkar Spitze und Grat N Granitzl) sowie den mittelsteil SE fallenden N-Schenkel: Granitzstein – „Zechnerkar“ (W Hinterer Lignitzalm), der N außerhalb unserer geologischen Karte zur Hochgolling-Antiklinale ansteigt. Sehr konstant fällt die Achse der Zechnerkar Spitze-Gneiswalze flach nach SE. Ihr gehören auch die meisten Detailfalten an. Eine jüngere Knitterungsachse streicht NE. Sehr wahrscheinlich bedeutet die Gneiswalze der Zechnerkar Spitze die gegen oben, entsprechend dem SE- Achsialgefälle breit zunehmende Fortsetzung der Tauchantiklinale der Teufelskirche, wobei das unterlagernde Permo-Mesozoikum des Radstädter Deckensystems hier nicht mehr bis an die Gebirgsoberfläche gelangt (Abb. 29, Figur 2).

Der S-Schenkel der Zechnerkar Spitze-Gneiswalze zeichnet sich durch 2 Granatglimmerschieferlagen aus. Die tiefere der beiden Lagen befindet sich am Fuß der Felswände des Weißpriachtales zwischen Seekapelle und Forsthaus Grankler. Sie ist 20 bis 40 m mächtig und reich an Pseudomorphosen nach Staurolith, wobei auch stofflich erhaltener Staurolith in dem aus dieser Lage stammenden Bachschutt gefunden wurde. Sie lagert zwischen Bändergneis im Liegenden und chloritreichem Paragneis im Hangenden, über dem 100 m mächtiger Amphibolit mit Kalzit-Epidot-Mobilisaten folgt. Die Aufschlüsse des Granatglimmerschiefers mit Staurolithpseudomorphosen befinden sich in SH. 1250 bis 1265 m längs des Steiges Seekapelle – Karerhütte

(25 mm lange und 5 mm breite Prismen nach Staurolith) und in SH. 1300 bis 1330 m am Ausgange der Wildbach-Felsschlucht (Entwässerung des Wildbachtrichters Zupputkopf – Kamplspitze) 600 m N Forsthaus Grankler.

Die höhere Granatglimmerschieferlage ist 40 bis 60 m mächtig und 2,5 km lang mit Unterbrechung aufgeschlossen. Ihr Verlauf zeigt sehr deutlich das achsiale Gefälle nach SE an. Sie streicht vom Felsgesimse SH. 1900 m (neue Jagdhütte SW Muleteck) zum Muleteck-S-Kamm und Karrenweg N Schlickenhütte bis zu den Felswänden SH. 1420 m im Lignitztal bei der Vorderen Prashalm. Am Muleteck-S-Kamm enthält dieser Granatglimmerschiefer Graphitquarzit und Pseudomorphosen nach Staurolith. Die Letztgenannten findet man auch häufig im zugehörigen Gehängeschutt längs der Güter- und Karrenwege N Schlickenhütte.

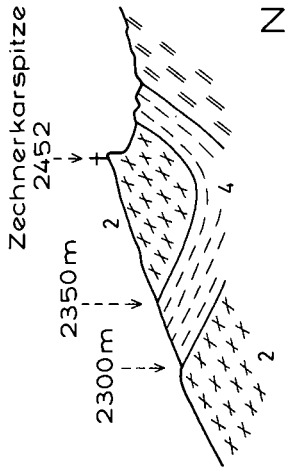
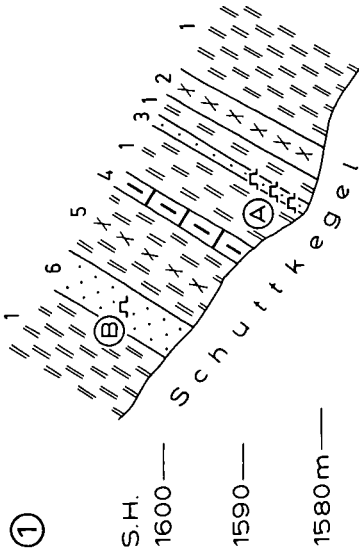
Neben Para-, Bändergneis und Amphibolit beteiligen sich auch Orthogneise am Aufbau des S-Schenkels der Zechnerkar Spitze-Gneiswalze. Hierher gehört die 30 m mächtige Augen-Granitgneislage NW Schlickenhütte im Liegenden des zuletzt genannten Granatglimmerschiefers. 200 m Mächtigkeit und eine streichende Länge von 3,7 km erreicht der Augen-Granitgneis mit Aplitgneis des Muletecks im Hangenden dieses Granatglimmerschiefers. Die Augen-Granitgneise zeichnen sich durch besonders intensive postkristalline Deformation der 3 cm großen Kalifeldspate zu pappendeckeldünnen Linsen aus. Es sind typische Mylonite. In ihrem Gefolge kommen auch selbständige Aplitgneiskörper vor (z. B. Granitzl-S-Kamm in SH. 2140 m). Ein recht gleichförmiges und massiges Gefüge besitzt der 200 m mächtige Dioritgneis des Kares NE Karerhütte. Er baut dort die Wandstufe des Wasserfalles und ein weites Areal der darüber befindlichen Felsplatten des Hochkares auf.

Einer Mulde zwischen S- und N-Schenkel der Walze entspricht die Gipfelpartie der Zechnerkar Spitze, wobei sich W des Gipfels die Granatglimmerschiefer beider Schenkel miteinander verbinden. Auch hier kommt wiederum Graphitquarzit vor (0,4 m mächtig). Zwischen den bildsamen Glimmerschiefern und den eher kompetenten Amphiboliten kommt es lokal zu tektonischen Diskordanzen. Der Mulde mit achsialen Gefälle nach SE entsprechen die schwebende Lagerung des Amphibolites am Zupputkopf, des Bändergneises am Grat E Lahnkopf und wahrscheinlich auch die morphologische Anlage des außerhalb unserer geologischen Karte befindlichen Granierkares, wo die Granatglimmerschiefer anscheinend über dem Graniersee nach NW ausheben.

Das Profil längs des S-N verlaufenden Granitzlkammes (Abb. 29, Figur 2) zeigt einen schleifenden Schnitt durch die infolge des SW-Achsialgefälles nun wesentlich breitere Mulde. Die Granatglimmerschiefer erreichen auf der Raudinghöhe 200 m Mächtigkeit und sind mit Amphibolit verfalltet. Hornblendegarbenschiefer sowie Chlorit-Serizitschiefer mit Kalzitmobilisaten zwischen Raudinghöhe und Granitzstein dürften aus basischen Tuffiten hervorgegangen sein. Die tektonische Diskordanz zwischen Aplitgneis-führendem Amphibolit und Granatglimmerschiefer S Granitzl entspricht den am Grat durchgeführten Messungen und dürfte auf disharmonische Bewegungen zwischen kompetentem Amphibolit und inkompetentem Granatglimmerschiefer zurückzuführen sein. Auch S Zechnerkar Spitze gibt es Diskordanzen zwischen S fallendem Amphibolit und flach N fallendem Granatglimmerschiefer.

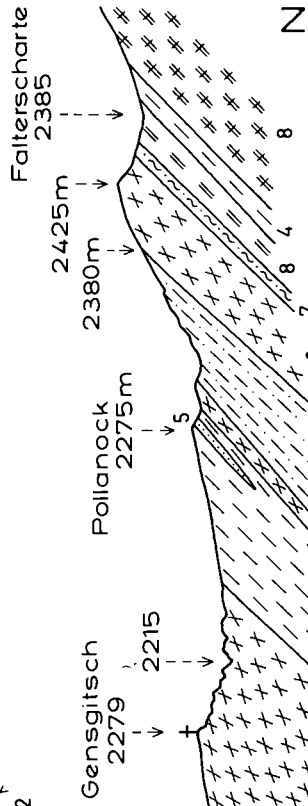
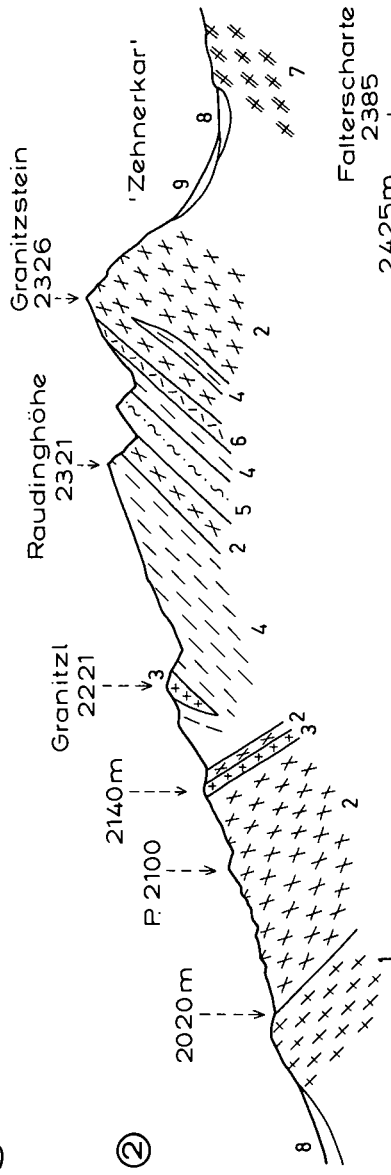
NE

SW



N

S



S

N

2000m

Lignitztal

Wieiland

1350m

0 100 200 300 400 500 1000m

③

4.2.1.3. Gensgitsch

Die auffallend regelmäßige, sehr breite S-Flanke dieses Berges wird von Granatglimmerschiefer im Hangenden eines mächtigen Amphibolitzuges aufgebaut. Sonderbarer Weise gibt es auch hier wiederum den mittelsteil nach NE einfallenden Felssockel, der von den umgebenden Tälern (Lignitz- und Göriachtal) bis SH. 2000 m hinaufreicht. Dort befindet sich auf Grund meiner Messungen die Umkehr vom NE- zum SW-Fallen. Es handelt sich wieder um eine Walze um flach SE geneigte Faltenachse, der auch die Hauptlineation im Gestein gehorcht. Besonders gut ist die Walze mit tau-tonaren, auch vertikalen und auch flach SE einfallenden s-Flächen in den Wänden des kleinen Kares SE Gensgitsch-Gipfel in SH. 1900 bis 2100 m (außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus) aufgeschlossen. Ich nenne die Struktur Gensgitschwalze (EXNER, 1987, p. 333). In stark veränderter Form bildet sie zwischen Wieland im Lignitztal und Falterscharte die dem SE-Achsengefälle entsprechende und daher sehr breite Fortsetzung der Teufelskirche-Zechnerkar-spitze-Walze (Abb. 29, Figur 3).

Ein brauchbarer tektonischer Leithorizont ist der Augen-Granitgneiszug des Muletecks (Abb. 29, Figur 2, Signatur 1). Er setzt im Gneisphyllonit von Wieland fort (Figur 3, Signatur 1). Somit entsprechen die Granatglimmerschiefer des Gensgitsch-S-Hanges jenen N Kuppe SH. 2140 m (Figur 2) und die dort beobachtete Diskordanz der gut aufgeschlossenen Muldenstruktur im Gensgitschprofil.

Unter Granatglimmerschiefer befindet sich am Gensgitsch-S-Hang ein Fenster von Amphibolit.

Das Kammprofil zwischen Gensgitsch und Falterscharte zeigt bezüglich der S-fallenden Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Amphibolit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Profilabschnitt Granitz bis „Zehnerkar“. Allerdings sind N Gensgitsch die Granatglimmerschiefer gegenüber Amphiboliten dominierend, was entsprechend dem Achsialgefälle nach SE einem höheren Erosionsniveau (eventuell jüngere Granatglimmerschiefer-Formation über älteren Gneisen und Amphiboliten) entsprechen dürfte. Bemerkenswert ist in den Granatglimmerschiefern das Vorkommen von 0,3 bis 0,4 m mächtigen Graphitquarzitlagen und prächtiger Pseudomorphosen nach Staurolith (zwischen Pollanock und SH. 2380 m). Mit den Bändergneisen N Falterscharte beginnt das Gneisgewölbe der Hochgollingkulmination, welches landschaftlich sehr markant vom Grat zwischen Hocheck und Hillebrandkopf zur Weißhöhe streicht (N außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus).

4.2.1.4. Zur Petrographie

Granatglimmerschiefer mit stofflich erhaltenem Staurolith

Er wird im Bachschuttkegel 300 m N Forsthaus Grankler gefunden. Freisichtig handelt es sich um einen gesunden (nicht oder kaum regressiv metamorphen), silberweiß und grau glänzenden, grobschuppigen Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Muskovit und mm-großen Chloritschuppen. Das Gestein ist wellig-parallelschiefrig und von mehreren mm dicken Quarzlagen und -knauern durchzogen. Die Staurolithprismen erreichen 30 mm Länge und 6 mm Breite. Man erkennt Durchkreuzungszwillinge und die primäre braune Farbe. Größtenteils sind aber die Staurolithkristalle

Abb. 29.

Profile im Bereich der Schladringer Gneisdecke.

① Trias-Kalkmarmor (Signatur 4) im Kristallin der Teufelskirche. Profil längs des Fußes der Felswand W P. 1512 im Znachtal.

1 = mittelkörniger Blott-Chlorit-Paragneis mit 5 mm großen Feldspatäugen; 2 = Amphibolit (4 m); 3 = gneisphyllonitischer Quarzit mit erzführendem Lagerquarz (1 m); 4 = farblosere Kalkmarmor (2,5 m), wahrscheinlich stärker metamorphes Gütensteinniveau der Kalkspitzentrias; 5 = Paragneis (10 m), mit Amphibolitlage; 6 = gneisphyllonitischer Quarzit (5 m) mit Pyritvererzung.

② Erläuterungen zu den Pingen A und B im Kapitel „Reste ehemaligen Bergbaues“.

Profil des Granitzkammes und der Zechnerkar-spitze.

1 = Augen-Granitgneis; 2 = Amphibolit; 3 = Aplitgneis; 4 = Granatglimmerschiefer; 5 = Chlorit-Serizit-Schiefer mit Kalzitmobilisation und Erzführung; 6 = Hornblendegabbenschiefer; 7 = Paragneis; 8 = Moräne; 9 = Gehängeschutt.

③ Profil des Gensgitsch-Kammes.

1 = Serizit-Chlorit-Schiefer (Phyllonit nach Augen-Granitgneis); 2 = chloritreicher Paragneis; 3 = Amphibolit; 4 = Granatglimmerschiefer; 5 = Graphitquarzit; 6 = Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith; 7 = Chlorit-Serizit-Schiefer; 8 = Paragneis und Bändergneis; 9 = Moräne; 10 = Gehängeschutt und Alluvionen.

megaskopisch grau (Pseudomorphosen). Der dunkelrote idiomorphe bis rundliche Granat weist 15 mm Durchmesser auf und zeigt schwarze Flecken und Ränder (sekundäre Chloritbildung).

Hauptgemengteile (Se 3140): Staurolith: Gedrungene Säulen. Pleochroismus: von farblos bis ocker. Die schrittweise Umwandlung zu den Pseudomorphosen ist gut kenntlich. Von den Großkristallen bleiben isolierte Einzelteile übrig, die gleichmäßig auslöschen. Sie schwimmen in einem feinkörnigen Filz aus Hellglimmer, Chlorit, Chloritoid und Opazit. Dieses feinkörnige Aggregat ist meist scharf begrenzt (äußerer Umriß des ursprünglichen Großstaurolithes), mitunter aber auch zu länglichen, unregelmäßig begrenzten Fahnen parallel der Schieferung verfrachtet. Granat (teilweise chloritisiert). Muskovit. Chlorit. Quarz.

Ferner: Chloritoid (0,26 mm Ø, beschränkt auf die Pseudomorphosen nach Staurolith), Opazit, Turmalin, Epidot und sehr wenig Feldspat (nicht näher bestimmbar). Es fehlt Biotit, der anscheinend zur Gänze in Chlorit umgewandelt wurde.

Granatglimmerschiefer

mit Pseudomorphosen nach Staurolith

Dieser Gesteinstypus enthält nur die Pseudomorphosen (feinkörnige Hellglimmer-Chlorit-Aggregate als Formrelikte) nach Staurolith, aber keinen stofflich erhaltenen Staurolith. Das prächtigste anstehende Vorkommen sammelt man unmittelbar am markierten Touristensteig in SH. 2340 m im Anstieg vom Pollanock zur unbenannten Kuppe SH. 2425 m (Abb. 29, Figur 3, Signatur 6). Die dunkelgrauen gedrunghenen Prismen nach Staurolith (30 mm lang, 7 mm breit) wittern aus dem Schiefer aus, der freisichtig aus 4 mm großen Muskovitschuppen, 7 mm großem Granat mit Chloriträndern und mehrere mm dicken Quarzlagen und -knauern besteht.

Unter dem Mikroskop (Se 3216) sind die Pseudomorphosen nach Staurolith sehr scharf gegen das übrige Gesteinsgewebe abgegrenzt. Das wirrstrahlige Aggregat der Pseudomorphosen besteht aus winzigen (0,008 bis 0,02 mm Ø) Schuppen von Hellglimmer und Chlorit. In den Pseudomorphosen gibt es unverlegte Einschlußzüge von Opazit. Sie bilden Relikte, die schon vom primären Staurolith umwachsen wurden. Selten sind geringfügige Teile des Serizit-Chlorit-Aggregates zu größeren Schuppen sammelkristallisiert. Der Granat weist Einschlußzüge von Opazit, aber keinen Zonenbau auf. Randlich beginnt er zu chloritisieren. Hellglimmer, Chlorit und Quarz sind die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines.

Accessoria: Opazit, Turmalin, Apatit und Epidot. Es fehlen: Feldspat, Biotit und Chloritoid.

Bezüglich anderer Fundorte der Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith siehe obige Beschreibung der Gebiete: Teufelskirche und Zechnerkarspitze!

Granatglimmerschiefer mit Biotit, der freisichtig 1 bis 5 mm große Blättchen bildet, tritt in der Felsrinne 400 m WSW Vordere Kocheralm im Lignitztal auf. Im allgemeinen jedoch wurden größere Biotite sekundär chloritisiert.

Im verhältnismäßig wenig retromorphen Granatglimmerschiefer erkennt man unter dem Mikroskop die Chloritisierung der großen Biotite, so daß nur noch 1 mm große Biotitreste als Relikte in den Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit aufzufinden sind. Ein solcher Gesteinstypus aus der soeben genannten Felsrinne zeigt diese Erscheinung (Se 3217). Hauptgemengteile sind Granat (mit Chloriträndern, 15 mm Ø, sigmoidale Einschüsse von Opazit, kein Zonenbau), Hellglimmer, Chlorit und Quarz.

Accessoria: Biotit, Opazit und Turmalin. Es fehlt Feldspat.

Graphitquarzit

bildet dm-dicke Lagen im Granatglimmerschiefer.

Granatglimmerschiefer mit Oligoklasblasten

baut die Felswand in SH. 1580 m, 450 m S Vordere Kocheralm (Lignitztal) auf. Das recht kompakte, teilweise auch als Augengneis zu bezeichnende Gestein läßt 5 mm große Feldspatäugen (Oligoklas), 3 mm großen Granat und ein Grundgewebe aus Serizit, Chlorit und

farblosen Gemengteilen (Feldspat und Quarz) erkennen.

Der Plagioklas (Se 3213) wurde senkrecht X und MP als Oligoklas mit 23 % An gemessen. Es handelt sich um Plag III mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz und mit Fremdeinschlüssen von Hellglimmer und Chlorit. Der Oligoklas hat klares Korn. Nur randlich tritt mitunter Fülle vom Typus B auf. Es fehlt Zonenbau. Der Granat ist teilweise zu Chlorit umgewandelt. Die übrigen Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Chlorit und Quarz.

Accessoria: Biotit (häufig chloritisiert), Opazit und Klinozoisit (beschränkt auf Fülle des Plagioklases).

Phyllitischer Granatglimmerschiefer

mit grauem Serizit-Chlorit-Filz ohne freisichtig erkennbare Individuen der Schichtsilikate, mit Quarzlagen, teilweise oder ganz chloritisierendem Granat und häufig feinblättrigem Gefüge nimmt bezüglich seiner Verbreitung nach S zu. Dies entspricht einer Zunahme der Retromorphose der Granatglimmerschiefer der Hüllzonen der Schladminger Gneisdecke von unten nach oben und von N nach S.

Augen-Granitgneis

der 10 m hohen Felswand in SH. 1685 m, 180 m NW Schlickenhütte läßt freisichtig mylonitisch verknetete, bis 3 cm lange Augen und pappendeckeldünn gewalzte Feldspatlagen, dazwischen grauen Quarz und 1 mm großen Hellglimmer erkennen.

Unter dem Mikroskop (Se 3163) beobachtet man als Hauptgemengteile: Kalifeldspat (hart gegitterter Mikroklin, xenomorph, Fleckenperthit oder auch perthitfrei) und Schachbrettalbit in unfertigem Zustand, aus Fleckenperthit hervorgehend. Der Plagioklas steht dem Albit nahe. Eine Messung annähernd senkrecht X ergab 11 % An. Leistenförmige Großindividuen sind als Plag III mit Fülle Typus B entwickelt. Die polysynthetischen Lamellen nach Albit- und Periklinzwillingsgesetz sind meist verbogen. Kleine xenomorphe Individuen erweisen sich als ungefüllt. Es fehlt Zonenbau. Es fehlt Myrmekit. Der Hellglimmer ist farblos (anscheinend kein Phengit). Quarz zeigt die Eigenschaften intensiver kalter Deformation (geplättet, intensiv verzahnt und undulös).

Accessoria: Opazit, Apatit und Titanit. Es fehlt Biotit. Struktur des Gesteines: Mylonit.

Aplitgneis ist häufig.

Pegmatit

wurde nur in Lesesteinen im Kar N Oberer Niederrainhütte (mit 6 mm großem Muskovit) und im „Zehnerkar“ am Fuß der Felswand N Zechnerkarspitze gefunden.

Ein eigentümlicher großer Orthogneiskörper mit gleichmäßiger Beschaffenheit, 200 m Mächtigkeit und mindestens 800 m streichender Länge steht SE Lahnkopf an. Ich bezeichne ihn vorläufig als Dioritgneis. Eine genaue petrographische Untersuchung steht noch aus. Das grobkörnige Gestein zeigt freisichtig 20 mm lange und 6 mm breite Feldspatäugen, 10 mm lange und 3 bis 5 mm breite Amphibolsäulen, ebenfalls in s eingeregelt, und ein farbloses bis gelbgrün getüpfeltes, aus Feldspat, Epidot und Quarz bestehendes Grundgewebe. Für einen Gabbro oder Amphibolit ist das Gestein zu leukokrat (viel Feldspat und Epidot, wenige dunkle Gemengteile). Eine gewisse äußere Ähnlichkeit besitzt es mit den allerdings keinen Amphibol führenden, epidotreichen Albitgneisen der Storzserie im Tauernfenster (EXNER, 1971a, p. 36).

Die einzige, mikroskopisch untersuchte Probe des Dioritgneises (Se 3212) stammt vom Fels des Wasserfalles in SH. 1860 m, beim Steig von der Karerhütte zum Graniersee. In dieser Probe ist die sekundäre Epidotbildung auf Kosten des alten Plagioklases schon so weit fortgeschritten, daß eine petrographische Charakterisierung unvollständig bleibt. Die großen alten Plagioklase sind dicht gefüllt vom Typus D und lassen nur noch kleine, polysynthetisch verzwilligte, ungefüllte Reste erkennen. Daneben gibt es 1,4 mm großen Albit neu (Plag I, ungefüllt). Die großen Amphibole zeigen Pleochroismus von hellgelb bis dunkelgrün. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Epidot. Accessoria: Opazit, Chlorit, Leukoxen und Hellglimmer.

Eine systematische Untersuchung der über 1000 m mächtigen Abfolgen von Paragneis, Bändergneis und Amphibolit muß zukünftigen Beobachtern überlassen werden. Ich habe nur noch einige Amphibolitproben mikroskopisch untersucht, wobei es wegen retromorpher Kornzertrümmerung nicht gelang, den Anorthitgehalt der Plagioklase dieser Proben zu bestimmen. Es treten Granatamphibolite auf („Zehnerkar“ W Hinterer Lignitzalm), grobkörnige Biotitamphibolite (WNW Vorderer Koederalm), Epidotamphibolite (S Schlickenhütte), grobkörnige (Sonndörfel), mittelkörnige (Znachtal W P. 1512) und feinkörnige Amphibolite mit den jeweiligen Hauptgemengteilen Plagioklas und Amphibol und einer zusätzlichen Mineralgesellschaft von Granat, Biotit, Epidot, Quarz, Kalzit, Opazit, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Hämatit und Hellglimmer (beschränkt auf die Fülle im Plagioklas). Bemerkenswert sind Epidotfels (SH. 1470 m, S Schlickenhütte), Hornblendegarbenschiefer (Granitzstein-S-Grat), bis 1,5 m dicke Kalzit-Epidot-Chlorit-Knauern und Chlorit-Serizit-schiefer (wahrscheinlich Tuffite).

4.2.2. Lessacher Phyllonitzone

Diese Zone von regressiv metamorphen, stark differentiell deformierten und vielfach einen phyllitischen Habitus annehmenden Gesteinen (Phyllonite nach Granatglimmerschiefer und Paragneis mit Einschaltung deformierter Amphibolite etc.) enthält auch progressiv metamorphe paläozoische Phyllite und Karbonatgesteine, die 1 km E vom E-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus entfernt, am Zankwarner Berg ober-silurische Conodonten (basales Ober-Ludlow) in Eisendolomit geliefert haben (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975).

GEYER (1893, p. 52) und PREY (1939, p. 60; 1941, p. 116–117) haben die Eigenart dieser Zone beschrieben, die nach der besonders markanten Ausbildung bei der Ortschaft Lessach (N Tamsweg) als „Zone von Lessach im Lungau“ von PREY benannt wurde. ZEZULA (1976) erstellte eine sehr genaue geologische Karte zwischen St. Michael im Lungau und E Lessach, bearbeitete die Gesteine eingehend mikroskopisch, fand den fossilführenden Eisendolomit, gelangte zur Erkenntnis der Quetschzone zwischen Schladminger- und Nock-Kristallin mit breiter Entwicklung von Phylloniten und altpaläozoischen Schichten. Er prägte den Namen Lessacher Phyllonitzone.

Ich selbst möchte die altpaläozoischen Gesteine (Phyllite, Graphitquarzit, Graphitkalk, Bänderkalk, Eisendolomit) dieser Zone als Fortsetzung des Murauer

Paläozoikums auffassen (Verbindung über die Schollenreihe: Ranten – Prebersee). Sie wurden über dem vor-silurischen Basement (Granatglimmerschiefer der Hülle der Schladminger Gneise und des Nock-Kristallins) abgelagert und blieben in der E–W streichenden Mulde von der Erosion teilweise verschont und somit erhalten. Die alpidische Verengung der Mulde (N-Vergenz des Nock-Kristallins) schuf regressive Metamorphose mit Phyllonitisierung des Basements, progressive Epimetamorphose der paläozoischen Schichten und ihre intensive Verschuppung mit dem Basement.

4.2.2.1. Bänderkalk des Niederrainwaldes und Phyllit am Ausgange des Weißpriachtales

Im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus handelt es sich nur um kleine und teilweise sekundär gekippte Felsaufschlüsse unter Moräne und Bergsturzblockwerk.

Altbekannt ist der 30 m mächtige, NNW streichende und mittelsteil ENE einfallende Bänderkalk-Härtlingszug im Niederrainwald am Promenadeweg zwischen Mariapfarr und Sonndörfel. Der Kalkzug ist mit Unterbrechung 700 m lang im Streichen aufgeschlossen. Ihm folgen 15 verlassene Steinbrüche. Der S-Teil ist durch eine Rechtsseitenverschiebung 90 m nach WSW versetzt. Am N-Ende des Kalkzuges enthält dieser dünnblättrige Lagen von 0,5 m mächtigem Graphitkalk. Das herrschende Gestein ist ein metamorpher Bänderkalk, bestehend aus einer Wechselfolge von grauen und farblosen Lagen. Er enthält auch Partien von grobkörnigem farblosem Kalkmarmor mit Hellglimmerblättchen.

Der Bänderkalkzug des Niederrainwaldes hat wahrscheinlich altpaläozoisches Sedimentationsalter, weil analoge Bänderkalke auch den in derselben Lessacher Phyllonitzone befindlichen silurischen Eisendolomit des Zankwarner Berges begleiten (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975, Abb. 3). Leider ist unbekannt, was im Niederrainwald im Hangenden des Bänderkalkes unter mächtiger Grundmoräne (Sumpfgelände) folgt. Die Aufschlüsse im Liegenden sind teilweise verrutscht (gravitative Hangtektonik), gekippt (eventuell auch Glazialtektonik) und infolge Moränenbedeckung unzusammenhängend.

Nur im S-Flügel der oben genannten Rechtsseitenverschiebung kann man ein annähernd kontinuierliches Profil durch die Liegendserie des Bänderkalkzuges beobachten (Abb. 30): Über diaphthoritischen Kristallin (Signatur 1), das mit Bändergneis-Phyllonit, Grünschiefer und Mylonitquarzit tatsächlich 300 m N des Profiles aufgeschlossen ist und dem Streichen entsprechend in

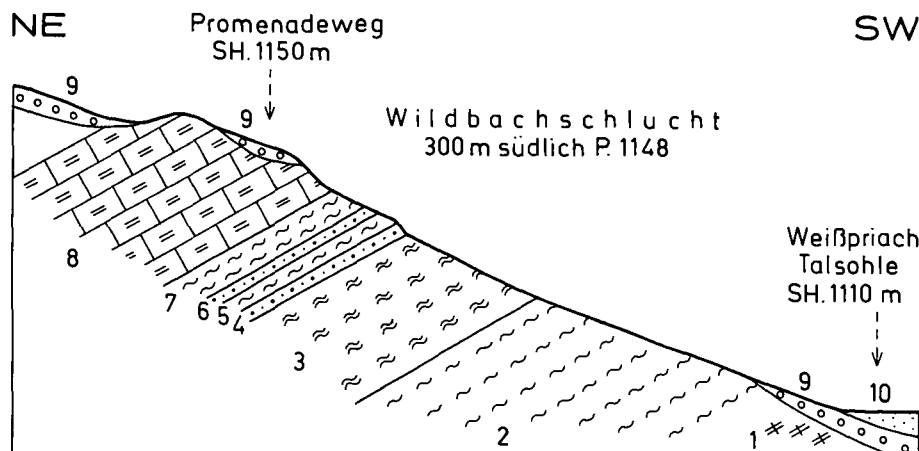


Abb. 30.

Profil durch die Liegendserie des altpaläozoischen Bänderkalkzuges im Niederrainwald (Weißpriachtal).

1 = Bändergneis-Phyllonit, Grünschiefer und Mylonitquarzit; 2 = Phyllit (40 m); 3 = phyllitischer Granatglimmerschiefer (25 m); 4 = Graphitquarzit (3 m), s: 135/27 NE; als Lesestein findet sich hier im Bachbett auch Hornsteinkalk; 5 = Phyllit (3 m); 6 = Graphitquarzit (2 m); 7 = Phyllit (8 m); 8 = metamorpher Bänderkalk (30 m); 9 = Moräne; 10 = Alluvionen.

das Profil projiziert wurde, folgen Phyllit und phyllitischer Granatglimmerschiefer. Es stellen sich 2 Lagen von Graphitquarzit ein und darüber der Bänderkalk.

Kleine Vorkommen von Serizit-Chlorit-Phyllit N Niederrainwald bei Sonndörfel, Binder und N Hansei (Bachbett 250 m SE P. 1222) sowie der 10 m mächtige phyllitische Granatglimmerschiefer in SH. 1170 m in der Mündungsschlucht des Hammerbaches bei Hinterweißpriach dürften ebenfalls der Lessacher Phyllonitzone angehören. Diese verbindet sich anscheinend nicht mit dem Fanningphyllit, sondern tritt in die tektonische Fuge zwischen Weißpriacher Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke (Weißpriachstörung) ein.

4.2.3. Nock-Kristallin

4.2.3.1. Großtektonik, Morphologie und Aufschlußverhältnisse

Der SE-Teil der geologischen Karte des mittleren Lungaus gehört einem einförmigen Kristallingebiet aus

- ① phyllitischem,
- ② „gesundem“ (relativ wenig retromorphem) Granatglimmerschiefer und
- ③ Paragneis (Bundschuh-Paragneis) an (Abb. 2).

Bändergneise und Amphibolite treten hier im Gegensatz zur Schladminger Gneisdecke zurück. Die Granatglimmerschiefer in der Hüllzone im S-Teil der Schladminger Gneisdecke dürften mit denen des Nock-Kristallins zusammenhängen. Dieses stellt einen S-Teil des kristallinen Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse dar. Die Schladminger Gneise scheinen einem ursprünglichen N-Teil des Hauptkörpers zu entsprechen. Zwischen beiden befand sich die Mulde des Lessacher Paläozoikums die durch den N-vergenten alpidischen Anschlag des Nock-Kristallins zur Lessacher Phyllonitzone umgeprägt wurde.

Morphologisch ist das Areal durch breite Kuppen (Nocke) charakterisiert. Man spricht deshalb von Nockgebiet. Darauf bezieht sich auch die hier gewählte Kurzbezeichnung für das charakteristische Kristallin dieses Gebiets als Nock-Kristallin. Wir haben es hier mit dem NW-Teil des in Steiermark und Kärnten weitere Areale einnehmenden Nock-Kristallins zu tun. Es handelt sich um Aufschlüsse zwischen Moränen NE Mauterndorf, um den Lungauer Mitterberg, Hollerberg und um das „Nockgebiet im engeren Sinne“ S Mur vom Katschberg bis zum Bundschuhtal im Lungau und weiter S in Kärnten im Raume: Katschberg – Rennweg – Bonnerhütte – Schwarzwand.

Die Aufschlüsse sind schlecht. Die Hochregion bildet eine teilweise von Moräne bedeckte Altfläche, für die ich den Namen „Nockfläche“ einführte (EXNER, 1949, p. 187). Mit dieser sind heute noch problematische geologische (siehe Kapitel: Tertiär!) und geomorphologische Überlegungen (TOLLMANN, 1986) verknüpft.

Einige steilere Hänge unter den flachen Kuppen (Nocke) mit den wenigen Karen liefern die relativ besten zusammenhängenden natürlichen Einblicke in das Felsgerüst des Nock-Kristallins.

Hingegen werden die bewaldeten tiefen Talflanken von gravitativen Felsgleitmassen, Bergstürzen, Moränen und Gehängeschutt überzogen, aus denen selten anstehender Fels auftaucht. Künstliche Aufschlüsse längs der zahlreichen Güterwege erweisen sich hier für die geologische Beobachtung als sehr nützlich. Ältere

Güterwege sind in der heute verfügbaren topographischen Unterlage der geologischen Karte des mittleren Lungaus eingetragen. Als „neue Güterwege“ bezeichne ich im folgenden Text (Fundortangabe) solche, die nicht in der Karte eingezeichnet sind.

Im Nockgebiet sind im Gegensatz zu Hohen Tauern, Radstädter und Schladminger Tauern die Felsgleitmassen und Bergstürze meist nur recht ungenau von Moräne und Gehängeschutt unter der dichten Vegetation feldgeologisch abgrenzbar. Ohne künstliche Aufschlüsse steht hier der kartierende Geologe solcher Aufgabe vielfach machtlos gegenüber. Dementsprechend habe ich die Signaturen für „abgerutschte Gesteinsmassen“ und „Bergsturz-Blockwerk“ im Nockgebiet spärlich und nur dort verwendet, wo ich die betreffenden Areale einigermaßen abgrenzen konnte. Zweifellos haben aber Rutsch- und Bergsturzgebiete eine flächenhaft weite Verbreitung auch dort, wo in der vorliegenden geologischen Karte mangels plausibler Grenzziehung nur Moräne und Gehängeschutt eingetragen sind wie z. B. im großen Einzugsgebiet des Leibernitzbaches SW und S St. Margarethen im Lungau.

Auch die Talsohlen des Nockgebiets sind weithin mit Hangschutt und Alluvionen verschüttet. Die frischen, petrographisch interessanten Bachgeschiebe sind leider herkunftsmäßig nur ungenau lokalisierbar. Gute Aufschlüsse bieten die postglazial erodierten Mündungsschluchten mancher Seitenbäche in die Haupttäler, z. B. S Stranach, W und SW St. Margarethen, SW Schloß Moosham und das sogenannte „Hölltal“ des Bundschuhbaches SSW Gruben.

4.2.3.2. Gliederung in drei Gesteinsserien; Struktur und Metamorphose

Das Nock-Kristallin des in der geologischen Karte des mittleren Lungaus dargestellten Gebietes beinhaltet im wesentlichen drei Gesteinsserien. Sie wurden schon vor 100 Jahren von GEYER (1892, p. 322) erkannt und können heute folgendermaßen kurz in Übersicht gebracht werden. Es folgen über dem Tauernfenster von W nach E:

- ① Phyllitische Granatglimmerschiefer (GEYER: „blaugrauer feinschuppiger Granatglimmerschiefer“). Er bildet die diaphthoritische Basalserie des Nock-Kristallins. Aus der Lieserbogen-Gebirgsgruppe (EXNER, 1980b, Abb. 2) tritt er bei Rennweg in das vorliegende Arbeitsgebiet ein. Er baut den breiten Gebirgsstock des Ainecks und den W-Teil des Greinwaldes auf. N Mur gehören ihm der Hollerberg, der Fuß des Mitterberges und N Taurach das Gebiet um die Ortschaften Steindorf, Seitling und Fanning an.
- ② Gesunder Granatglimmerschiefer (GEYER: „grober quarzreicher rotbrauner Glimmerschiefer“). Er lagert über dem phyllitischen und stellt das vor-diaphthoritische Edukt desselben dar. Makroskopisch ist er durch mittel- bis grobschuppigen Biotit und Heiliglimmer vom Phyllitischen unterschieden. Er führt stellenweise Pseudomorphosen nach Staurolith. Er bildet mehrere NE streichende Gesteinszüge zwischen dem S-Rand der geologischen Karte und dem Mitterberg.
- ③ Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis oder kurz: Bundschuh-Paragneis. GEYER bezeichnete ihn als „echten plattigen Gneis der Bundschuhtäler“. Er baut über dem gesunden Granatglimmerschiefer

und mit diesem verfigert das Gebiet E Rennweg (Atzensberg – Sandberg) und den Einzugsbereich des Bundschuhtales mit Blareitbach und Weißseite (Tal des Weißbaches) im vorliegenden Arbeitsgebiet auf. Er bildet einen sehr großen und erstaunlich gleichmäßig beschaffenen Gesteinskörper, der auf Grund der Beschreibung von GEYER und der Ostalpenliteratur auch unter der Kurzbezeichnung „Bundschuhgneis“ (seit KOBER, 1922b, p. 380) läuft, wobei zumeist dieser Bundschuh-Paragneis gemeint ist.

SCHWINNER (1927, p. 342) nannte ihn „Priedröfgneis“ und beschränkte den Namen Bundschuhgneis auf die verhältnismäßig kleinen Vorkommen von Mikroklin-Orthogneisen, die wir heute als Bundschuh-Orthogneise bezeichnen. Im vorliegenden Arbeitsgebiet sind solche auf die Umgebung von Rennweg beschränkt. Für den Paragneis meines Arbeitsgebiets möchte ich auf die Bezeichnung „Priedröfgneis“ verzichten. Sie hat keine Priorität, ist von weit hergeholt und paßt petrographisch nicht, weil SCHWINNER (l. c.) einen Gneisquarzit mit kleinen vereinzelt Biotittupfen meinte, was für den Bundschuh-Paragneis meines Arbeitsgebiets untypisch ist.

Bezüglich der Struktur des Nock-Kristallins beobachtete GEYER (1892, 1893 und geologische Manuskriptkarte 1 : 75.000 des Blattes St. Michael im Lungau), daß der Bundschuh-Paragneis des Zuges Schereck – Roter Riegel – Rupenhöhe auf dem Granatglimmerschieferzug Kramerbühel – Laußnitzsee liegt und SE bis ESE einfällt. Am E-Rand des Kartenblattes (außerhalb meiner geologischen Karte) liegt nach den Beobachtungen von GEYER derselbe Paragneis W-fallend ebenfalls auf Granatglimmerschiefer (Mislitztal). Damit ergaben sich für GEYER einigermaßen problematische Schlußfolgerungen, die uns heute an das Problem der „Gföhlergneisdecke“ im niederösterreichischen Waldviertel erinnern. So deutete GEYER den Bundschuh-Paragneiskörper als einen annähernd S–N streichenden „Aufbruch echter Gneise ... mit synklinalem Bau“, seitlich lagernd über Granatglimmerschiefer. Dabei meint er, daß ursprünglich der Gneis unten und der Glimmerschiefer darüber liegen und eine „Überkipfung im Aineckzug“ die im W beobachtete Auflagerung des Gneises auf dem Glimmerschiefer bedingen. Im Gebiet Thomatal – Schwarzenberg vollzieht sich ein Umschwenken der Streichrichtung von S–N nach W–E.

Ohne neue Feldbeobachtungen beizubringen, wurden die Angaben von GEYER in den folgenden 100 Jahren, dem jeweiligen Zeitgeist entsprechend, verschieden interpretiert: Stratigraphische Abfolge von Paragneis auf Glimmerschiefer (SCHWINNER, 1927, p. 346), alpidische Decke (Oberostalpin auf Mittelostalpin [KOBER, 1922b, p. 380]; Koriden auf Muriden [KOBER, 1938, p. 53]) und als voralpidische Decke (Priedröfgneis über Wölzer Glimmerschiefer [TOLLMANN, 1977, p. 310]).

Die ersten Messungen von Lineationen im Nock-Kristallin auf Blatt Tamsweg wurden von THIELE (1961, p. A79) durchgeführt. Er beschreibt in den von ihm begangenen Gebieten der Granatglimmerschiefer und Paragneise NNE streichende B-Achsen. Sie werden lokal von jüngeren, ESE bis E–W streichenden B-Achsen überprägt.

Meine eigenen Messungen werden in der Strukturkarte (Abb. 2) mitgeteilt. Für den breiten S-Teil des Pa-

ragneises der Bundschuhtäler ergibt sich eine SE geneigte Hauptfaltenachse, die von einer jüngeren NE streichenden Knitterungsachse überprägt wird.

Im südlich an das Arbeitsgebiet anschließenden Raum der Lieserbogen-Gebirgsgruppe (Kartenblätter Spittal/Drau und Radenthein) wurden die altkristallinen Glimmerschiefer BECKES (1909a, p. 1067) vom Verfasser (EXNER, 1980b, p. 172) in drei Serien gegliedert:

- ① phyllitische Glimmerschiefer als diaphthoritische Basalserie der Ostalpinen Schubmasse,
- ② darüber Glimmerschiefer, in denen die Biotit- und Muskovitblättchen mehrere mm Durchmesser erreichen und
- ③ noch weiter vom Tauernrande entfernt, die Stauroolithglimmerschiefer.

Die Metamorphose der drei Serien wurde als vorpermisch angesehen, weil die schwach metamorphen Sedimente des Stangalm-Permomesozoikums über dem Nock-Kristallin transgredieren. In den Diaphthoriten der Basalzone wurden postkinematisch kristallisierte Albitblasten und gebleichte Biotite beobachtet und als epimetamorphe alpidische Rekrystallisate der lokal übergreifenden Tauernkristallisation interpretiert (l. c., p. 173). Es wurde auch mitgeteilt, daß die Serie der phyllitischen Granatglimmerschiefer mit den charakteristischen Albitblasten aus der Lieserbogen-Gebirgsgruppe in das gegenwärtige Arbeitsgebiet fortsetzt: Rennweg – Aineck – Schloß Moosham. Mit der Petrographie des Paragneises im Bundschuhtal wurde begonnen (l. c., p. 182–183). Meine Datierung des Mineralbestandes des Nock-Kristallins als vorpermisch mit geringfügiger sekundärer alpidischer Kristallisation von Albit, Serizit, Chloritoid und Chlorit befand sich in guter Übereinstimmung mit der in anderen Teilen des Nockgebiets von J. PISTOTNIK (1975) gewonnenen.

Heute wird auf Grund geologischer Ausdeutung physikalischer Meßwerte neben der voralpidischen eine zusätzliche altalpidische Metamorphose des Nock-Kristallins angenommen (FRANK et al., 1987, p. 272–281). Aus dem vorliegenden Teilbereich innerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus liegen bisher erst 3 radiometrische Messungen, und zwar aus phyllitischem Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins und aus Phyllit der Katschbergzone vor. Die Proben stammen aus dem Gebiet St. Michael im Lungau. Sie wurden in obigem Sinne von HAWKESWORTH (1976, Fig. 4, Probennummern K 231, 468 und 467) gedeutet. Ein petrologischer Versuch, variszisch und altalpidisch metamorphe Mineralgenerationen zu sondern, liegt von THEINER (1987) vor. Besondere Beachtung wurde dabei dem Unterschied zwischen zonar gebauten und nichtzonaren Granatkristallen als Gesteinsgemengteile geschenkt. Feldspatbestimmungen wurden nicht mitgeteilt. Ein Streifen längs des wasserscheidenden Gebirgskammes der Einzugsbereiche von Mur und Lieser (Teuerlnock – Schereck – Gmeinnock) bis zum Gebiet von Innerkrems wurde eher großzügig geologisch kartiert und rund herum wurden Gesteinsproben untersucht (l. c., Beilagen 1 und 3).

Der Raum weiter südlich des vorliegenden Arbeitsgebietes, und zwar südlich vom Leobental bis zum Millstätter See wurde von SCHIMANA (1986a und b) sehr sorgfältig geologisch und petrologisch bearbeitet. Neben zahlreichen wertvollen Detailbeobachtungen bringt diese Dissertation auch eine gut verständliche Gesamtchau der heutigen Problematik. Als zu wenig fundiert

erachte ich die Behauptung (l. c., 1986a, p. 65), es wäre bei Eisentratten im Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins knapp über der Katschbergzone die „alpidische Amphibolitfazies“ erreicht worden. Der angebliche Beweis dafür wäre ein kleiner idiomorpher Staurolith, der im betreffenden Gestein mit einer gewissen Granatgeneration (Granat 3) verwachsen sei. Da eine nähere Beschreibung dieses angeblichen Phänomens aussteht, der Fundort undeutlich und die betreffende Gesteinsprobe mir bisher nicht zugänglich war, bleibe ich bei meiner Interpretation, daß sämtlicher Staurolith im Nock-Kristallin der Lieserbogen-Gebirgsgruppe voralpidisch kristallisierte.

4.2.3.3. Detailbeschreibung

4.2.3.3.1. Phyllitischer Granatglimmerschiefer

Charakteristisch ist der phyllitische Seidenglanz der s-Flächen meist ohne freisichtig abgrenzbare Individuen der Schichtsilikate. Die bis 2 cm großen Granatkristalle sind teilweise chloritisiert. Im Quer- und Längsbruch sieht man Quarzlagen. Hingegen sind die wegen der zahlreichen Einschlüsse grauen Albitblasten ohne Mikroskop kaum erkennbar.

Im cm- und m-Bereich ist das Gestein meist fein gefaltet und weist intensive Teilbewegung der Gemengteile auf. Die Mächtigkeit beträgt im Gebiet: Aineck – Lausnitzhöhe – St. Margarethen wohl infolge tektonischer Anschoppung um 1000 m, hingegen im Liesertal bei Rennweg und am Holler- und Mitterberg nur einige 100 m.

Das bildsame phyllitische Gestein zeigt im Gegensatz zum Pennin des Tauernfensters recht unregelmäßig orientierte Achsen der Kleinfalten und auch ziemlich unregelmäßiges Streichen und Fallen der s-Flächen. Dazu kommt, daß es vielfach schwierig ist, sicher anstehenden Fels von verrutschter Hangtektonik zu unterscheiden. Trotzdem lassen die von mir möglichst nur an anstehendem Fels gemessenen Strukturen (Abb. 2) etwa folgendes erkennen:

Die Lineationen (zugleich Hauptfaltenachsen) des phyllitischen Granatglimmerschiefers im vorliegenden Kartenbereich neigen sich im allgemeinen flach bis mittelsteil nach NE. Die s-Flächen fallen häufig mittelsteil nach SE. Offensichtlich handelt es sich um eine strukturelle Angleichung des Innenbaues der phyllitischen Glimmerschiefer an ihre regionalgeologische Position, nämlich ihre Auflage auf dem SE einfallenden Körper des Tauernfensters. Die letzte Bewegung erfolgte senkrecht zu den NE und ENE orientierten Faltenachsen.

Einzelne Ausnahmen bilden meridionale und NW streichende Lineationen und Faltenachsen. Die s-Flächen fallen mitunter aberrant nach W oder nach NE.

Die Petrographie des phyllitischen Granatglimmerschiefers im Arbeitsgebiet wurde bereits andernorts mitgeteilt (EXNER, 1980b, p. 173–174) und neuerdings von THEINER (1987) überarbeitet. Die Hauptgemengteile sind Granat (idiomorph, bis 2 cm Ø, optisch meist ohne Zonenbau, geochemisch einphasig, Einschlüsse von Opazit und Quarz, mitunter zu unverlegten Einschlüßzügen angeordnet). Sehr häufig ist der Granat teilweise oder vollkommen zu Chlorit umgewandelt. Die Chloritisierung beginnt teils im Kern (Atollgranat), teils am Rande. Hellglimmer bildet als herrschendes Schichtsilikat den Serizitfilz und kommt mitunter auch in feinstschuppigen wirrstrahligen Aggregaten vor

(eventuell Pseudomorphosen nach Staurolith). Biotit fehlt selten und bleibt klein. Chlorit bildet teils selbständige Blasten, teils verdrängt er Granat und Biotit. Quarz ist stellenweise stark postkristallin deformiert. Der Plagioklas ist Albit vom Typus Plag I und selten Plag II und III. Er bildet postkinematisch gesproßte Rundlinge, die pseudopodienförmig in das nachbarliche Grundgewebe vordringen und es zu unverlegten Einschlüßzügen umwachsen.

Ferner: Opazit, Turmalin, Titanit, Apatit, Epidot und Hämatit.

Im Gegensatz zum gesunden Granatglimmerschiefer bleiben die Schichtsilikate klein, der Biotit ist gebleicht (rehbrauner, nicht rotbrauner Pleochroismus), die Titanphase ist Titanit (nicht Rutil), Chloritbildung ist weit fortgeschritten, Biotit tritt mengenmäßig zurück.

Im Gegensatz zum Bundschuh-Paragneis sind zusätzlich als Eigenschaften des phyllitischen Granatglimmerschiefers die Ausbildung des Plagioklases als Albit und der nicht zonare Bau des Granates erwähnenswert.

Einlagerungen im phyllitischen Granatglimmerschiefer

Im monotonen phyllitischen Granatglimmerschiefer treten nur an wenigen Stellen eigens kartierbare Lagen abweichenden Stoffbestandes auf. Reliktstrukturen sind in kompetenten Lagen erkennbar und zeigen den selektiven Charakter der regressiven alpidischen Metamorphose an.

Quarzitlagen erreichen einige m Mächtigkeit. Teils handelt es sich um sehr reinen Quarzit, der mit freiem Auge Lantschfeldquarzit gleicht (Aineck-SSE-Kamm und E Brantweiner Alm), teils um Granatquarzit mit dem Mineralbestand des Glimmerschiefers: Mitterberg-N-Flanke, Steinbruch in SH. 1325 m (Se 3104) und S-Flanke in SH. 1230 m am Steig NE Moosham (Se 3106). Die zuletzt genannte Probe bietet ein Musterbeispiel für die Erhaltung der Relikte (frischer Granat, rotbrauner Biotit, Plag III, Rutil) im harten Quarzit im Gegensatz zum diaphthoritischen Stoffbestand des umgebenden bildsamen phyllitischen Glimmerschiefers. Granatquarzit tritt auch in Begleitung von Paragneis und Amphibolit am Aineck-N-Hang in SH. 1620–1630 m auf.

Die ebenfalls nur wenige m mächtigen Paragneislagen unterscheiden sich nicht vom Bundschuh-Paragneis. Als kompetente Lagen blieb in ihnen der alte Stoffbestand erhalten im Gegensatz zu den umgebenden inkompetenten diaphthoritischen Glimmerschiefern. So führt der mittelkörnige Paragneis bei Karlsberg, 30 Höhenmeter NE unter P. 1384 (Se 3198) rotbraunen Biotit und Andesin mit 34 % An. Die Paragneislagen am Teuerlnock (Se 1854) weisen die charakteristischen Merkmale des Bundschuh-Paragneises auf, welche dem umgebenden phyllitischen Granatglimmerschiefer fehlen: Zonar gebauter Granat mit einschlußreichem Kern und einschlußfreier Hülle, rotbrauner Biotit und Plagioklas mit inversem Zonenbau. Andere Paragneislagen finden sich N und NW Voidersdorf, E Katschberg und N Aineck.

10 m mächtiger leukokrater Orthogneis mit aplitischen und pegmatitischen Injektionen in Granatglimmerschiefer bildet die W-Kante des Aineck-Gipfelplateaus. Vor wenigen Jahren wurde der Keller des Terrassenrestaurants in dieses Gestein eingebaut und dementsprechend findet sich dort heute noch umfangrei-

ches frisches, künstlich herausgesprengtes Blockwerk.

Ein bloß 10 cm dicker, granatführender Aplit-Lagergang in Begleitung von pyritführendem Lagerquarz steht am Güterweg der Mitterberg-SW-Flanke in SH. 1310 m, SE Neuseß an (wegen der Winzigkeit nicht in geologischer Karte eingetragen).

Amphibolitlagen im phyllitischen Granatglimmerschiefer wurden an der Mitterberg-NW-Flanke in SH. 1350 m beobachtet (Se 3069): 3,5 m mächtiger Granat – Blaugrüner Amphibol – Rotbrauner Biotit – Epidot – Plagioklas (Plag III) – Quarz – Amphibolit; ferner am Aineck-NE-Hang: 1 m mächtiger Biotit-Amphibolit in SH. 1550 m WSW Karlsberg mit wahrscheinlich demselben geologischen Verbands zugehörigen prächtigen Lesesteinen von Hornblendegarbenschiefer am Güterweg WNW Karlsberg; ferner am Aineck-N-Hang in SH. 1500 bis 1700 m ein 4 m mächtiger und 1 km langer Amphibolitzug.

Die Probe (Se 3178) des zuletzt genannten Amphibolites läßt den alten Mineralbestand (blaugrüne Hornblende, rotbrauner Biotit, Plag III mit inversem Zonenbau) und die rückschreitende Metamorphose (Grammatit, Chlorit, Plag II und I, Karbonat) erkennen.

Hauptgemengteile: Großindividuen von Amphibol mit Pleochroismus hellgrün – blaugrün – dunkelgrün. Randlich werden sie von feinstrahligem farblosem Grammatit umgeben. Chlorit. Plagioklas: Plag III mit inversem Zonenbau mit scharfer Grenze zwischen Kern und Hülle. Kleinkornpflaster von Plag II und I. Quarz.

Ferner: Biotit (Pleochroismus hellgelb bis rotbraun), Titanit, Ilmenit, Opazit, Apatit und rhomboedrisches Karbonat.

Eine andere Probe dieses Amphibolitzuges wurde von NOWOTNY (1976, p. 14–15, 22–24) petrographisch und chemisch analysiert.

Nahe der Basis der Schubmasse des ostalpinen Kristallins nimmt der Amphibolit des Nock-Kristallins die Tracht des Grünschiefers an und ist freisichtig und mikroskopisch kaum von solchem des Pennins unterscheidbar. Das zeigt die 5 m mächtige, dem phyllitischen Granatglimmerschiefer konform eingeschaltete Grünschieferlage N St. Georgen in SH. 1600 m, am Güterweg NW P. 1636 (Se 3152):

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot, Karbonat und Plagioklas: Rundlinge von Plag I, selten Plag II. Füllungsfrei. Gemessen wurde Albit mit 0 % An.

Ferner: Opazit. Es fehlen Amphibol und Quarz.

Dieses Gestein enthält keine Reliktminerale des ehemaligen Amphibolites, kann aber mit großer Wahrscheinlichkeit auf Grund analoger geologischer Position von solchem durch rückschreitende Metamorphose und nachfolgende Tauernkristallisation (Epizone) abgeleitet werden. Ähnliche Problematik gibt uns der außerhalb der vorliegenden geologischen Karte befindliche, im diaphthoritischen Quarzphyllit aufgeschlossene Grünschiefer 1 km NE Gmünd auf (KIESLINGER [1956, p. 48: Druckfehler. Es soll heißen NW anstelle NE]; Geologische Karte von EXNER [1980a, Beilage 5 und Text p. 393–394]).

4.2.3.3.2. Granatglimmerschiefer (gesund)

Freisichtig sind individuelle Schuppen von Hellglimmer und Biotit, wenig oder nicht chloritisierter, bis 2 cm großer Granat, grauer Quarz und häufig auch porzellanweiße Lagen und Flecke von Feldspat (Oligoklas) erkennbar. Der mesozonale Mineralbestand ist besser erhalten als im phyllitischen Glimmerschiefer. Jedoch sind diaphthoritische Merkmale (postkristalline Deformation mit Chloritisierung von Granat und Biotit und Kornzertrümmerung der Oligoklase) im Arbeitsgebiet

recht häufig. Großräumig betrachtet, ist die Abnahme der Diaphthorese mit Entfernung vom Rande des Tauernfensters unverkennbar. So beobachtete ich außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebiets im Mislitztal (S Ramingstein) vollkommen gesunden, mesozonalen, präkristallin deformierten Granatglimmerschiefer, dem Diaphthorese gänzlich fehlt (Proben Se 2013, 2022). Das betreffende Gestein im vorliegenden Arbeitsgebiet kann man als relativ gesunden Granatglimmerschiefer bezeichnen, der wohl einer gewissen Diaphthorese erlag, aber im Gegensatz zum vorher behandelten phyllitischen Granatglimmerschiefer durch die wesentliche Erhaltung des mesozonalen Mineralbestandes gekennzeichnet ist. In diesem Sinne bezeichne ich ihn der Kürze halber als „gesunden Granatglimmerschiefer“.

Im geologischen Kartenbild lassen sich 4, vorwiegend NNE streichende Züge des gesunden Granatglimmerschiefers unterscheiden (Abb. 2):

① Der Zug unmittelbar im Hangenden des phyllitischen Granatglimmerschiefers

ist 200 m bis 400 m mächtig. Er ist im Liesertal an der Autobahn SE Rennweg gut aufgeschlossen, ferner an der orographisch linken Flanke des Laußnitztales und im Bachbett. Die s-Flächen streichen NE und fallen mittelsteil nach SE. Sehr deutlich machen sich hier SE-geneigte Faltenachsen bemerkbar. Aberrant ist das NW-Fallen der s-Flächen im höheren Teil der rechten Talflanke, anscheinend durch die Synklinale am Teuerlnock bedingt.

Die Wasserscheide E Laußnitzhöhe und der Greinwald sind von Moräne bedeckt; der Fels bei P. 1783 stark verwittert und nicht sicher anstehend.

Am NE-Ende des Greinwaldes und in der Umgebung von Pichlern ist der Granatglimmerschiefer grobschuppig und recht massig (große Oligoklasblasten) mit Übergängen zu Paragneis entwickelt. Hier überwiegen NE fallende s-Flächen mit NW–SE streichenden Faltenachsen. Am neuen Güterweg, 900 m ESE Pfarrkirche St. Margarethen überlagert dieser recht massige Granatglimmerschiefer den phyllitischen Diaphthorit. Die Lokalität befindet sich an der Böschung des Güterweges in SH. 1190 m, und zwar 210 m E Bachquerung (Bach S Buchstaben „M“ des Wortes „St. Margarethen“).

Am Mitterberg bildet der gesunde Granatglimmerschiefer eine Deck-Kappe auf dem phyllitischen Granatglimmerschiefer. Die s-Flächen fallen vorwiegend nach NE. Die Faltenachsen streuen.

② Der Zug Bonnerhütte – P. 1605 – Graben E Kocherhütte – Alpengasthof Bundschuh – Poschwald

bildet eine 150 m mächtige Lage zwischen Bundschuh-Paragneis. Die s-Flächen und Faltenachsen fallen nach SE. Gute Aufschlüsse bietet die E-Flanke der Schöngelitzhöhe. Der Fels an der Straße im Bundschuhtal gegenüber dem Alpengasthof ist verrutscht. Der Güterweg im Poschwald schneidet den zwischen Paragneis auskeilenden Granatglimmerschiefer in SH. 1480 bis 1510 m an.

③ Der Zug Atzensberger Almen – Laußnitzsee – Reifensteiner Almen

baut eine 400 m mächtige, recht bunt zusammengesetzte Lage im Bundschuh-Paragneis auf. Aus dem Einzugsbereich des Liesertales (Karten-S-Rand) erstreckt sie sich über die beinahe ebene Hochregion

und keilt im Bundschuhtal bei dem alten Hochofen (neben Forsthaus) aus. Die s-Flächen und Faltenachsen fallen vorwiegend nach SE. Der Zug enthält Einschaltungen von Paragneis, Amphibolit, Glimmerschiefer mit Staurolithpseudomorphosen und einen metamorphen Granodioritgang.

Landschaftlich eindrucksvoll ist das SE-Fallen der Granatglimmerschiefer unter den Bundschuh-Paragneis des Bergkammes Schereck – Roter Riegel – Rupenhöhe. Das ist die SE-Grenze des Glimmerschieferzuges Nr. 3, die schon von GEYER (1892, p. 325) richtig beobachtet wurde. Was damals und in der Folgezeit keine Berücksichtigung fand, ist die Tatsache, daß dieser Glimmerschiefer im NW auf 400 m mächtigem Bundschuh-Paragneis (Kramerbichl, Ebenwald, Bareitwald) auflagert und keineswegs unmittelbar an den phyllitischen Granatglimmerschiefer des Ainecks anschließt. Der Glimmerschieferzug Nr. 3 bildet also nur eine konforme Einschaltung im Gneis. Seine SE-Grenze stellt keine tektonische Grenzfläche erster Ordnung dar, als welche sie mitunter ohne geologische Feldkenntnis, nur auf Grund der beinahe 100 Jahre zurückliegenden Überlegungen GEYERS gedeutet wurde.

Eine strukturell abweichende Position mit NE fallenden s-Flächen nimmt der aus der Moräne herausragende, 750 m lange Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, 1 km SSW Ebenwaldhütte ein. Der neue Güterweg erschließt hier eine prächtige Wechselfolge grobschuppigen Granatglimmerschiefers mit Staurolithpseudomorphosen, Para-, Augen-, Aplitgneis und Amphibolit (Abb. 31).

- ④ Nur aus isolierten, vorwiegend NE streichenden Linsen im Bundschuh-Paragneis bestehen die Granatglimmerschieferzüge Schereck-S, Gmeinnock und Weißseite. Die Faltenachsen neigen sich konstant nach SE. Das geologische Kartenbild zeigt eine vielfache Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Paragneis mit Anschwellen und Ausdünnen der einzelnen Lagen.

Die Glimmerschiefer SW und SE Schereck keilen nach NE aus. Die Staurolithpseudomorphosen führenden Granatglimmerschiefer des Gmeinnocks setzen N Größingalm fort. Diejenigen S Bruggeralm

haben eine wahrscheinlich verrutschte Fortsetzung SSW Pfarralm. Am Felskamm N Otthütten sind dem Paragneis in SH. 2015 bis 2025 m zwei Granatglimmerschieferlagen von 8 und 5 m Mächtigkeit eingelagert. Mehrere Vorkommen erschließen die neuen Güterwege an der orographisch linken Weißseite mit Fortsetzung am Gaipabach.

Petrographisch ist der Granatglimmerschiefer des Arbeitsgebietes durch folgende Hauptgemengteile gekennzeichnet:

Granat zeigt unverlegte und verlegte, mitunter spiralförmige Einschlüsse von Opazit, Rutil und Quarz. Skelettgranat kommt vor. Eine Seltenheit stellt boudinierter Granat dar, dessen Zerrspalten durch Chlorit ausgefüllt sind: Fundort am Mitterberg-NE-Hang in SH. 1415 m, am Güterweg W P. 1430 (Probe Se 3070).

Im Gegensatz zum Bundschuh-Paragneis weisen die Granate der gesunden Granatglimmerschiefer meiner Sammlung keinen optisch erkennbaren Zonenbau auf. Sie verhalten sich also wie die Granatkristalle im phyllitischen Granatglimmerschiefer. Eine Ausnahme macht nur die Probe vom Felskamm W Laußnitzsee in SH. 2110 m (Se 3209). Hier beinhaltet der Kern des Granates feinstkörnige, dicht gepackte Opaziteinschlüsse, während der Rand nur wenige und große, vermutlich sammelkristallisierte Opazitkörner umschließt.

Ich möchte mich nicht der genetischen Interpretation anschließen, wonach die Granate des Ainecks (phyllitische Granatglimmerschiefer) alpidische Blasten darstellten (THEINER, 1987, p. 6 und 63), hingegen die der gesunden Granatglimmerschiefer („Priedröserie“) aus variszischem Kern und alpidischem Randsaum bestünden. Ich halte sämtliche Granatkristalle im Nockgebiet des hier vorliegenden Arbeitsbereiches für vorpermissische Kristalle.

Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Zahlreiche pleochroitische Höfe um Einschlüsse. Mitunter Querbiotit. Muskovit bildet mit großen Scheitern das vorherrschende Schichtsilikat. Auch Quermuskovit. Mitunter feine Hellglimmer-Flitter auf Kosten von Plagioklas. Quarz zeigt stellenweise Böhmsche Streifung.

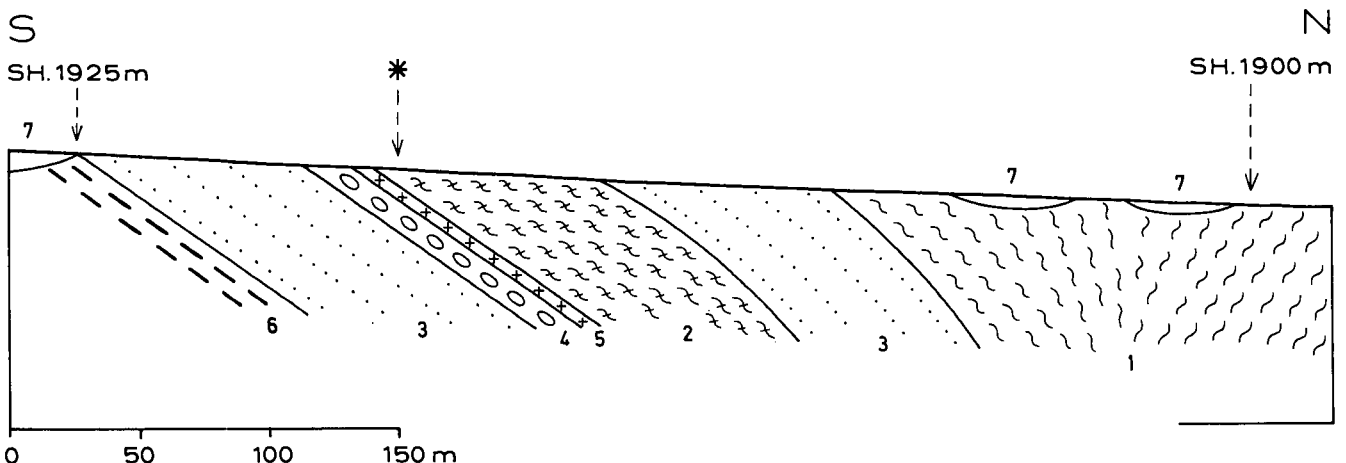


Abb. 31. Wechsellagerung von Bundschuh-Paragneis mit Granatglimmerschiefer. Profil längs des neuen Güterweges am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, SSW Ebenwaldhütte.

1 = Granatglimmerschiefer; 2 = derselbe mit Pseudomorphosen nach Staurolith; 3 = mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis); 4 = Paragneis mit großen Plagioklas-Augen; 5 = Plagioklas-Aplitgneis; 6 = mittelkörniger Amphibolit; 7 = Moräne; Sternsignatur = Vorkommen von 15 mm langen und 5 mm breiten, postkinematisch kristallisierten Turmalinprismen.

Der Plagioklas ist in Form von Plag III, II und I vorhanden. Reste 3 mm großer Oligoklasblasten mit belteroporem Wachstum. Amöboide Ränder umschließen benachbartes Grundgewebe. An ihnen erkennt man stellenweise das Vorherrschen von Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Es wurde 18 % Anorthitgehalt an füllungsfreiem Plag III gemessen (Probe Se 3196, grobschuppiger, recht massiger Granatglimmerschiefer an der Straße St. Margarethen – Pichlern, SH. 1065 m, 250 m SW P. 1087).

In den meisten Proben zeigen die Plagioklase intensiven Kornzerfall (postkristalline Deformation), Trübung infolge schwacher Entmischung und unverlegte Einschlußzüge von Opazit, Rutil, Biotit, Hellglimmer und Quarz. Es fehlen die großen postkinematischen Albitblasten des phyllitischen Granatglimmerschiefers. Die Plagioklase besitzen keinen Zonenbau. An einer einzigen Stelle fand ich normalen einfachen Zonenbau mit Oligoklaskern und Albithülle (an der Straße im Laußnitztal in SH. 1560 m, Se 3176). Die Lokalität befindet sich nahe dem phyllitischen Granatglimmerschiefer, und die Albithülle bedeutet eventuell genetisch ein lokales Übergreifen der Tauernkristallisation.

Accessoria: Chlorit tritt mitunter auch als Hauptgemengteil auf. Sekundär nach Granat, Biotit und als selbständige Neubildung. Ferner: Opazit, Ilmenit, Leukoxen, Rutil, Apatit, Zirkon und Epidot.

Ein häufiges Accessorium ist Turmalin mit Zonenbau (Kern blaugrün, Hülle hell gelbgrün). Große Individuen besitzen zonare Einschlußringe von Opazit (Se 3207, 3209).

Bemerkenswert ist das postkinematische Wachstum des Turmalins.

Bis 25 mm lange und 5 mm breite, unverletzte, also postkinematisch kristallisierte Turmalinsäulen durchspießen den grobschuppigen Granatglimmerschiefer an den Lokalitäten Nur. 1 bis 3 der Abb. 33. Ebenfalls eindeutig nach der differentiellen Durchbewegung des Gesteines gewachsene, zarte, 8 bis 20 mm lange und 1 bis 4 mm breite Turmalinsäulen bedecken unregelmäßig wie Eisblumen die s-Flächen des mittelkörnigen Granatglimmerschiefers der Lokalitäten Nr. 4 bis 8.

Quarzit im gesunden Granatglimmerschiefer

Wiederum handelt es sich um einige mächtige, konkordante Lagen. Sie wurden beobachtet am Mitterberg in SH. 1525 m (biotitreicher Granatquarzit), an der Straßenböschung SE Pichlern (870 m SE P. 1087, Granat-Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarzit, Se 2937) und 550 m NE Kramerbichl.

Das Auftreten von Albit anstelle von Oligoklas dürfte durch den hohen SiO₂-Gehalt des Quarzites bedingt sein.

Aplit-Lagergang in gesundem Granatglimmerschiefer

Ein in der geologischen Karte nicht eingetragener, weil nur 10 cm dicker Lagergang von Aplit befindet sich 350 m ESE Brugg (Liesertal), dort wo der Güterweg den Nebenbach quert.

Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith

Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith wurden im vorliegenden Arbeitsgebiet erstmals vom Verfasser gefunden (ESE Kramerbichl, EXNER, 1980b, p. 179) und das Gestein jedoch damals unzutreffend

als Paragneis bezeichnet. Nunmehr wurden weitere Vorkommen im Granatglimmerschiefer beobachtet und auf der geologischen Karte eingetragen. Reste von frischem Staurolith fehlen. Freisichtig handelt es sich bei den Staurolithpseudomorphosen des Arbeitsgebietes um graue gedrungene Prismen, die an angewitterten Gesteinsflächen als Härtlinge herausragen. Mitunter sind ehemalige Durchkreuzungszwillinge erkennbar. Die Prismen sind meist 10 bis 20 mm lang und 4 bis 6 mm breit. Unter dem Mikroskop zeigen sie die charakteristischen, teils scharf begrenzten, teils deformierten, wirrstrahligen Aggregate 0,008 bis 0,02 mm großer Hellglimmer mit Beimengung von Opazit (Se 3207 bis 3209).

Die auf der geologischen Karte eingetragenen anstehenden Fundorte sind:

- ① Am Karrenweg, 400 m SE Kramerbichl.
- ② Am neuen Güterweg am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg, 1 km SSW Ebenwaldhütte, SH. 1925 m Signatur 2 der Abb. 31.
- ③ Am Felskamm W Laußnitzsee, SH. 2110 bis 2130 m.
- ④ Am W-Ufer des kleinen Sees, 300 m SW Gmeinnock.
- ⑤ Am Kamm NNE Größingalm, SH. 1970 m.

In der geologischen Karte nicht verzeichnete Lesesteine weisen auf eine größere Verbreitung dieser Granatglimmerschiefer mit Staurolithpseudomorphosen hin. Solche Lesesteine fand ich:

- ① Am Karrenweg, 370 m S Kramerbichl.
- ② Am Karrenweg WNW Größingalm, 750 m NNE P. 1246.
- ③ Im Blareittal SH. 1740 m.
- ④ Am Karrenweg 300 m W Laußnitzalm.

Zusätzlich fand THEINER (1987, p. 69 und Beilage 3) Staurolithpseudomorphosen im Laußnitztal und am Scherneck. Er stimmt mit mir überein, daß die Kristallisation des Stauroliths als vorpermisch und die Verdrängung durch Hellglimmer als alpidisch zu datieren sind.

4.2.3.3.3. Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis)

Der im Arbeitsgebiet 1500 m mächtige Gneis streicht vorwiegend NE und fällt mittelsteil nach SE ein. Diese Lagerung sieht man am besten in der Landschaft längs des wasserscheidenden Gebirgskammes Scherneck – Schwarzwand – Gmeinnock mit Fortsetzung auf Kartenblatt Radenthein: Kameritzhöhe – Gaipahöhe – Zechnerhöhe. Demnach erfaßt das vorliegende Arbeitsgebiet nur den W-Teil des Gneiskörpers.

Die Wechsellagerung des Gneises mit gesundem Granatglimmerschiefer im 100 m- und 10 m-Bereich kann aus dem geologischen Kartenbild abgelesen werden. Sie läßt sich stellenweise auch im m- und cm-Bereich beobachten (z. B. Lokalität 600 m WSW Schwarzwand). Gradierte Schichtung fand ich im Arbeitsgebiet nicht. Übergänge von Gneis zu Glimmerschiefer scheinen eher auf Randgebiete beschränkt zu sein und wurden in solchen außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes S Tamsweg von THIELE (1961, p. A79) und in Glimmerschiefern des Bereiches Innerkrams von PISTOTNIK (1971, p. 9–14) beobachtet.

Der Gneis zeigt häufig eine Wechsellagerung leukokrater Quarz-Plagioklas-reicher mit melanokraten Biotit-reichen Lagen. Die zuletzt Genannten sind mitunter

als monomikte Biotitschiefer ausgebildet (z. B. Lokalität am neuen Güterweg ESE Bruggeralm in SH. 1840 m). Der Gneis führt beinahe stets Granat, was auf Al_2O_3 -Überschuß des Sediment-Eduktes schließen läßt. Es fehlen quergreifende Aplite und Pegmatite. Sehr selten sind konkordante aplitische Mobilisate in glimmerreichen Partien (z. B. Lokalität am neuen Güterweg NNW Pfarralm in SH. 1665 m). Häufig beobachtet man jedoch Blasten von Plagioklas-Knoten und Plagioklas-Augen, deren größere Gesteinsvorkommen in der geologischen Karte eingetragen sind und auch eigens beschrieben werden (siehe unten!). Bis 1 m dicke Quarzlagergänge und -Boudins (Knauern) sind zahlreich. Mitunter führen sie Feldspat und nehmen einen pegmatoiden Charakter an. Querklüfte (ac-Klüfte) findet man mit bis zu 0,8 m mächtigem Gangquarz mit begleitendem Bergkristall ausgefüllt (z. B. Lokalität Rupenhöhe-E-Kamm in SH. 2050 m).

Die angeführten feldgeologischen Beobachtungen weisen das Gestein als Paragneis aus. Sonderbar und z. B. von den mir wohlbekannten Paragneisen des niederösterreichischen Waldviertels, der Schobergruppe und der Hohen Tauern verschieden ist die Tatsache der über weite Strecken verblüffend gleichmäßigen und

recht massigen Beschaffenheit des vorliegenden Paragneises. Er bleibt mit wenigen Ausnahmen stets mittelkörnig, zeigt Haupt-s und Lination (= Faltenachse). Aber seine relativ massigen Partien spalten klangvoll unter dem Hammerschlag zu regelmäßig begrenzten Parallelepiped, ähnlich mittelkörnigem Quarzdiorit, mit dem man das Gestein zumindest im Handstückbereich auch verwechseln könnte. Diese massigen Gesteinspartien sind im Streichen als frischer Fels längs der derzeitigen Güterwegaufschlüsse des Arbeitsgebietes weit verbreitet und eindrucksvoll. Mag diese gleichmäßige Beschaffenheit des recht mächtigen Paragneises mit der beträchtlichen Absenkung und Sedimentanhäufung eines voralpidischen Flyschtroges zu erklären sein? Eine derartige geotektonische Position des Bundschuh-Paragneises vermuten FRISCH et al. (1984, p. 57).

Die Hauptlineation (Elongation der Gesteinsgemengteile und zugleich Faltenachse) ist vorwiegend nach SE geneigt. Eine jüngere Knitterungsachse streicht NE. Es ist ein wesentliches tektonisches Ergebnis, daß diese Richtungen mit jenen des angrenzenden Tauernfensters übereinstimmen. Mit dieser beobachteten Tatsache möchte ich aber keine voreiligen tektonogeneti-

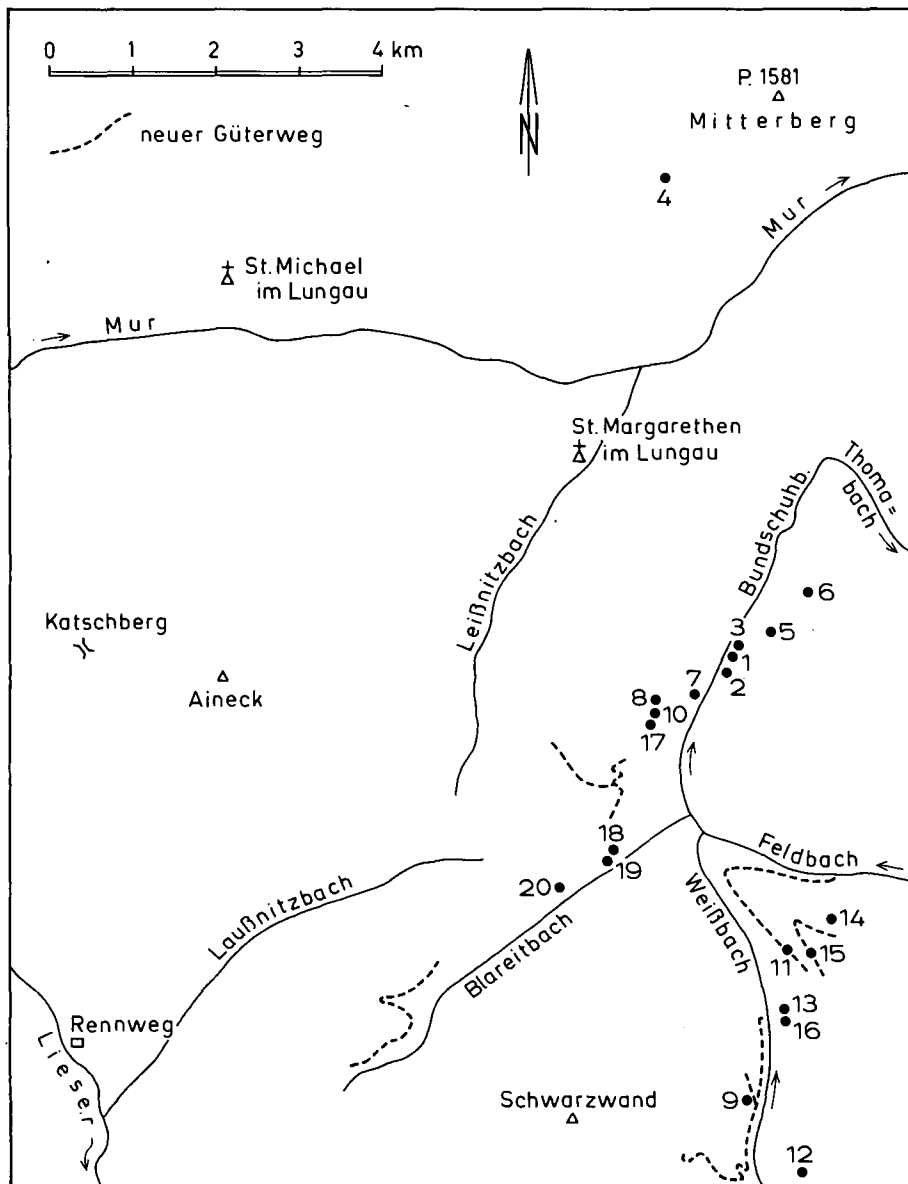


Abb. 32.

Die Herkunft der untersuchten Proben des Bundschuh-Paragneises.

1 = Güterweg längs des Bundschuhbaches, Probe „D“ in EXNER (1980b, p. 182); 2 = ebenda, Probe „E“; 3 = ebenda, Probe „C“; 4 = Mitterberg-SW-Kamm (SH. 1410 m); 5 = Poschwald-Güterweg N-vergente Kurve in SH. 1380 m; 6 = ebenda (SH. 1430 m); 7 = Ortschaft Bundschuh, orographisch linker Bergfuß, W Brücke P. 1246; 8 = Güterweg an der Greinwald-SE-Flanke (SH. 1495 m); 9 = neuer Güterweg, 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 10 = SH. 1480 m, E P. 1538; 11 = neuer unterer Güterweg der Heubachrückens-S-Flanke (SH. 1615 m); 12 = NNE Größingalm (SH. 1980 m); 13 = Güterweg W Gaipabach (SH. 1625 m); 14 = Güterweg der Heubachrückens-N-Flanke, W vom Bach, der E P. 1438 in den Feldbach mündet; 15 = neuer oberer Güterweg der Heubachrückens-S-Flanke (SH. 1715 m); 16 = S Grallalm (SH. 1625 m); 17 = Güterweg E P. 1538; 18 und 19 = Güterweg im Blareitwald, Abb. 34, Signatur 2; 20 = Güterweg von Bonnerhütte zum Blareitbach (SH. 1640 m).

schen Kurzschlüsse fabrizieren. Dazu ist das vorliegende Arbeitsgebiet im Bundschuh-Paragneis zu klein. Die Erstellung eines Achsenplanes des gesamten Gneiskörpers einschließlich der E angrenzenden Gebiete des Bundschuh-Paragneises ist abzuwarten.

Die erwähnte Achsenüberprägung sieht man am Schereck und bei den Otthütten.

Es wurde gemessen im Paragneis N Schereckgipfel: s: 55/35 SE, Lineation alt (Elongation der Feldspat-Glimmer-Zeilen): 122/32 SE, Lineation neu (Achse der Knitterung): 60/horizontal. Ferner im Paragneis der Otthütten: s: 43/36 SE, Lineation alt (Elongation der Gemengteile): 130/32 SE, Lineation neu (Achse der Knitterung mit 1,5 cm Wellenlänge): 54/18 NE.

Beobachtete Falten im Paragneis weisen Amplituden von 0,1 bis 5 m auf. Die zugehörigen Faltenachsen zeigen, wie oben bereits erwähnt, SE-Streichen. Folgende Werte wurden an folgenden Lokalitäten gemessen:

- ① 140/horizontal an Bundschuhstraße S Palzenberger.
- ② 113/20 SE ebenda, S Johns.
- ③ 110/15 SE am Güterweg längs Bundschuhbach, 100 m S Bildstock.

- ④ 148/20 SE am Güterweg NE Draxlalm.
- ⑤ 130/28 SE am neuen unteren Güterweg des Heubachrückens in SH. 1470 m.
- ⑥ 110/16 SE Güterweg der Greinwald-SE-Flanke in SH. 1480 m, E P. 1538. NNE-vergente Falten mit 2 m Amplitude.

Eine abweichende Lagerung mit NW fallenden s-Flächen nimmt der Paragneis im unteren Abschnitt des Bundschuhales ein. Er fällt hier unter die Granatglimmerschiefer von Pichlern. Erst eine geologische Untersuchung des Schwarzenberges wird diese Struktur erklären können.

Beschränkt man den Begriff: Bundschuh-Paragneis auf den Gneis W des „Wölzer Glimmerschiefers“ von Ramingstein und Mislitztal (Fenster von Ramingstein nach TOLLMANN (1977, p. 314 und Abb. 98), so liegen petrographische Beschreibungen des Bundschuh-Paragneises bisher nur aus dem südlichen Grenzkamm zur Lieser und Krems vor. Sie wurden von THURNER (1929, p. 159–162), PISTOTNIK (1971, p. 7–9) und THEINER (1987, p. 11, 69–86) erbracht. Mit der Untersuchung des Paragneises im eigentlichen Bundschuhaal habe ich in früheren Jahren begonnen (EXNER,

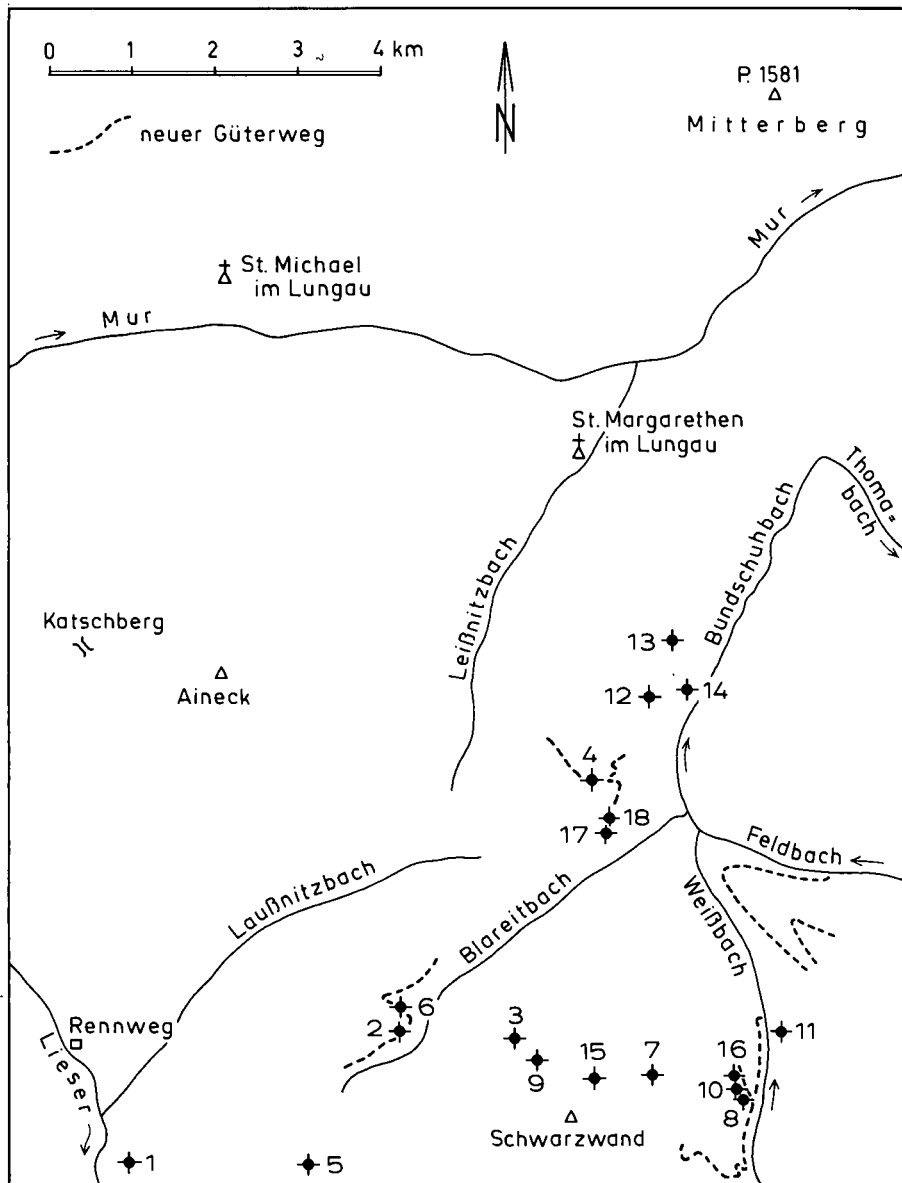


Abb. 33.

Fundorte postkinematisch kristallisierten Turmalins in folgenden Gesteinen des Nockgebietes: Granatglimmerschiefer (Fundpunkte 1–8), Biotit-Plagioklas-Gneis (9–15), Phyllonit nach selbigem (16), Paragneis mit Plagioklas-Knoten (17) und Paragneis mit Plagioklas-Augen (18).

1 = Güterweg im Liesertal, 350 m ESE Brugg; 2 = neuer Güterweg SSW Ebenwaldhütte, Abb. 31, Signatur 2; 3 = Felskamm W Laußnitzsee (SH. 2110 m); 4 = neuer Güterweg, 150 m E Fingerlosalm; 5 = Turnhöhe-SW-Flanke (SH. 2015 m); 6 = neuer Güterweg, 800 m SSW Ebenwaldhütte (SH. 1870 m); 7 = Kamm NE Otthütten (SH. 2115 m); 8 = neuer Güterweg 350 m NNW Pfarralm (SH. 1665 und 1690 m); 9 = Felsoberkante S Laußnitzsee (SH. 2160 m); 10 = 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 11 = Güterweg W Gaipabach (SH. 1600 m); 12 = Güterweg an der Greinwald-SE-Flanke (SH. 1495 m); 13 = ebenda (SH. 1525 m); 14 = Ortschaft Bundschuh, orographisch linker Bergfuß, W Brücke P. 1246; 15 = Kamm 500 m NW Otthütten (SH. 2150 m); 16 = 425 m NNW Pfarralm (SH. 1690 m); 17 = Güterweg Blareitwald, Abb. 34, Signatur 3; 18 = ebenda, Abb. 34, Signatur 4.

1980b, p. 182–183) und gebe nun auf Grund neuer Aufschlüsse und dementsprechender Beprobung (Abb. 32 und Tabelle 1) eine Übersicht der Hauptgemengteile:

Granat tritt in sehr zahlreichen, aber kleinen Körnern (<1 mm Ø) auf, fehlt beinahe niemals und ist jedoch freisichtig kaum wahrnehmbar. Idiomorphe Ausbildung, auch Korrosionsränder, Skelett- und Atollgranat. Sekundäre Umwandlung zu Biotit und Chlorit (Anreicherung im Druckschatten). Einschlüsse von Opazit, Quarz, Rutil, Apatit und Klinozoisit mit Piemontit. Häufig Zonenbau mit einschlußreichem Kern und einschlußfreier Hülle. Doch gibt es Proben, in denen der Granat keinen Zonenbau aufweist (Se 3183, 3186, 3197).

THEINER (1987, p. 50–54, 121) hat den Zonenbau auch geochemisch nachgewiesen (Zonierung der chemischen Elemente und deren Konzentration). Seine Interpretation, daß der Granatkern variszisch, die Hülle alpidisch kristallisierten, scheint mir auf schwachen Beinen zu stehen. Keineswegs habe ich in meinem Schliffmaterial beobachten können, daß die Granathülle sekundär auf Kosten des Biotites wächst, was nach THEINER (l. c., p. 83) ebenfalls ein alpidischer Vorgang sei.

Biotit ist reichlich vorhanden. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun und großer Reichtum an pleochroitischen Höfen um radioaktive Einschlüsse. Der Biotit bildet 1 bis 3 mm große Einzelschuppen im leukokraten Gesteinstypus oder zusammenhängende Lagen im melanokraten Typus. Querbiotit erreicht stellenweise 7 bis 8 mm Ø (NE Otthütten in SH. 1760 m und am neuen unteren Güterweg des Heubachrückens in SH. 1540 m).

Chlorit ist meist nur Accessorium, selten Hauptgemengteil. Teils erkennt man im Dünnschliff seine sekundäre Entstehung aus Granat und Biotit, teils handelt es sich um selbständige Individuen als Neubildungen.

Hellglimmer tritt an Menge und Größe gegenüber Biotit sehr zurück. Er zeigt sich mitunter nur als sekundärer Flitter in oder um Plagioklas. Er kann auch ganz fehlen. Häufig ist Parallelverwachsung mit Biotit. Auch Quer-Hellglimmer kommt vor.

Plagioklas ist stets in reichlicher Menge vorhanden, jedoch meist kornertrümmert (granuliert), was die Bestimmung seines Anorthitgehaltes recht schwierig macht (Tabelle 1). Gemessen wurde hauptsächlich Oligoklas mit 20 bis 27 % An, selten Andesin und nur in einer Probe Albit. Vorhanden sind Plag III, II und I. Selten findet man unverletzte xenomorphe Großblasten von Plag III, welche von der Kornertrümmung verschont wurden. Sie zeigen vorherrschendes Periklin-Zwillingsgesetz und amöbenförmigen Rand. Teils sind sie reich an unregelmäßigen Einschlüssen der übrigen Gemengteile (Poikiloblasten). Teils enthalten sie unverletzte Einschlußzüge derselben (Rollo-Oligoklas, Se 3199).

Im allgemeinen fehlt Zonenbau. Als Ausnahme wurden einfacher normaler Zonenbau (Se 3199, 3201), Zonenbau unbestimmbar Charakters (Se 3197) und nur in einer Probe einfacher inverser Zonenbau beobachtet (Se 2017).

Die Plagioklase sind in der Regel frei von Fülle. Das Korn ist meist klar, mitunter durch Trübung und feine Flitter von anscheinend hauptsächlich Hellglimmer und seltenem Klinozoisit durchsetzt. Gefüllten Plagioklas weisen nur 2 Proben auf. Und zwar kommt Füllungstyp A in leukokraten (Se 3189) und Typ B in melanokraten, stark geschiefertem Paragneis (Se 3201) vor.

Tabelle 1.

Bestand der Haupt- und Nebengemengteile in den untersuchten Proben des Biotit-Plagioklas-Paragneises. x = Hauptgemengteil; - = Nebengemengteil; 0 = fehlender Gemengteil.

Fundort-Nr. (Abb. 32)	Probe-Nr.	Granat	Biotit	Chlorit	Hellglimmer	Plagioklas	Quarz
1	2016	x	x	x	x	x	x
2	2017	x	x	-	x	x 40 und 48 % An	x
3	2021	x	x	-	x	x 20 % An	x
4	3067	x	x	x	-	x	x
5	3174	x	x	-	x	x	x
6	3175	x	x	-	x	x	x
7	3182	x	x	-	-	x 20 % An	x
8	3183	x	x	-	-	x 20 % An	x
9	3184	x	x	-	x	x 24 % An	x
10	3186	x	x	-	x	x 24 % An	x
11	3187	x	x	0	0	x	x
12	3188	x	x	x	0	x	x
13	3189	x	x	-	-	x 27 % An	x
14	3190	x	x	-	-	x 2 % An	x
15	3191	0	x	x	x	x	x
16	3192	x	x	-	-	x	x
17	3197	x	x	-	x	x 21 % An	x
18	3199	x	x	x	x	x 23 % An	x
19	3200	x	x	-	x	x	x
20	3201	x	x	-	x	x 31 % An	x

Absolut fehlt Kalinatronfeldspat.

Somit lassen die Feldspat-Ausbildungen die genetische Schlußfolgerung zu, daß ein ursprünglich sandig-toniges Sediment Oligoklasbastese und sekundäre Kornzerkleinerung ohne Einwirkung epimetamorpher Kristallisation (Albitblastese) erfuhr.

Quarz ist neben Biotit und Plagioklas der wichtigste Gemengteil des Gesteines. Seine Ausbildung ist xenomorph, undulös und verzahnt. An glatten Grenzflächen sind aber auch Tripelpunkte ausgebildet. Eine extreme Kaltreckung fehlt. Der Kornzerfall ist geringer als bei Plagioklas. Böhmsche Streifung kommt vor.

Accessoria: Opazit, Ilmenomagnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit (selten), Apatit (mit violettem Kern von 0,07 bis 0,12 mm Ø und mit farblosem Rand von 0,03 bis 0,05 mm Breite, Se 2017, 3187, 3188, 3191), Zirkon (0,1 mm, sowohl als Einschluß in Biotit, als auch außerhalb desselben), Turmalin (siehe unten!), Epidot, Piemontit und Klinozoisit (beschränkt auf Mikrolithen im Plagioklas).

Der Reichtum an Rutil, Zirkon und pleochroitischen Höfen und radioaktive Einschlüsse in Biotit sowie das Zurücktreten von Titanit unterscheiden den Bundschuh-Paragneis von Tauerngneisen.

Turmalin tritt als mikroskopisches Accessorium und auch häufig in Form großer unverletzter, freisichtig sehr auffallender Säulen im Biotit-Plagioklas-Gneis auf. Die Fundorte der zuletzt Genannten sind in Abb. 33, Punkte 9–15 dargestellt. Diese, eindeutig postkinematisch gesproßten Turmalinsäulen erreichen 23 mm Länge und 3 mm Breite (Fundpunkt Nr. 9). Meist sind sie 10 mm lang und 0,7 mm breit. Sie bedecken unregelmäßig die s-Flächen.

Phyllonit nach Paragneis

Verhältnismäßig selten durchsetzen intensive Bewegungszonen den Paragneis und deformieren und rekristallisieren ihn zu Phyllonit. Eine 10 m mächtige Phyllonitzone bedingt die Ebenheit am Heubachrücken in SH. 1735 m und kann mit intensiver Faltung und Übergängen zum verschonten Paragneis am neuen Güterweg studiert werden.

Geringer mächtig ist der Phyllonit am neuen Güterweg 425 m NNW Pfarralm, in SH. 1690 m (Fundpunkt Nr. 16 der Abb. 33). Dieses Gestein (Se 3181) führt als Hauptgemengteile Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Als Accessoria treten auf: Granat (sehr wenig), Biotit (Pleochroismus farblos bis rehbraun, also bereits gebleicht, epimetamorph verändert), Plag I (sehr wenig), Opazit, Rutil und Apatit. 13 mm lange und 2 mm breite, unverletzte Turmalinsäulen bedecken unregelmäßig das ebenflächige Haupt-s. Der Turmalin kristallisierte somit erst nach der Deformation des Gesteines.

4.2.3.3.4. Paragneis mit Plagioklas-Knoten

Der mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis (siehe oben) geht kontinuierlich in gröberkörnigen, reichlicher Hellglimmer führenden Biotitgneis mit auffallenden Feldspatknoten (Plagioklas) über, den ich Paragneis mit Plagioklas-Knoten nenne („Feldspatknötchengneis“ nach THEINER, [1987, p. 11]).

Die zahlreichen, oft nahe aneinanderlagernden, farblosen, rundlichen bis linsenförmigen, 2 bis 8 mm gro-

ßen Plagioklaskristalle (Oligoklas bis Andesin) erweisen sich unter dem Mikroskop als einschlußreiche Blasten mit nachträglicher Kornzertrümmerung. Ihre Ausbildung entspricht der bereits oben im gewöhnlichen Bundschuh-Paragneis beschriebenen. Nur sind sie im vorliegenden Gestein größer. Sie treten besonders reichlich auf und bedingen den erbsen- oder knotenförmigen Aufbau des Gesteines.

Feldgeologisch bildet der Paragneis mit Plagioklas-Knoten geringmächtige Lagen (0,5 bis 30 m), die sich ohne scharfe Grenze im gewöhnlichen Bundschuh-Paragneis befinden. Mitunter beobachtet man auch Übergänge zum Granatglimmerschiefer, z. B. bei „m“ und „b“ des Wortes „Kramerbüchl“ und am Felskamm W Laußnitzsee. Anstehende Vorkommen wurden in der geologischen Karte eingetragen. Als Bergsturzblockwerk findet sich das Gestein an der Kramerbüchel-W-Flanke und im Tal der Weißseite E P. 1580.

Mikroskopisch wurden 7 Proben des Paragneises mit Plagioklas-Knoten aus den anstehenden Vorkommen des Arbeitsgebietes untersucht.

Granat bleibt zumeist klein und zeigt häufig einschlußreichen Kern und einschlußfreien Randsaum. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Reich an pleochroitischen Höfen um radioaktive Einschlüsse. Chlorit ist meist Accessorium und nur in einer Probe als Hauptgemengteil vorhanden. Hellglimmer bildet große Scheite mit Polygonalfalten und Inselgefüge. Er ist in großer Menge vorhanden, auch mit Biotit parallel verwachsen und baut auch Querglimmer auf. Quarz zeigt keine extreme Kaltreckung.

Die Plagioklas-Großindividuen sind, wie eingangs erwähnt, Oligoklas-Andesin-Xenoblasten mit 31 bis 33 % An (gemessen in den Proben Se 3203 und 3205). Sie werden häufig lidförmig von Hellglimmer und Biotit eingehrahmt. Sie weisen weder Zonenbau, noch Entmischungsfülle, mitunter jedoch schwache Trübung auf. Plag III, II und I. Sie sind entweder als Poikiloblasten (mit zahlreichen unregelmäßigen Einschlüssen der übrigen Gemengteile), oder auch als Rollo-Plagioklas (mit nicht verlegten Einschlußzügen, besonders von Opazit) ausgebildet. Meist zeigen sie Kornzerfall (Granulation). Dabei sind Übergänge von beginnender zu intensiver Granulation bei Erhaltung der Umrißform der großen Xenoblasten beobachtbar. Dann erfolgt Vertriftung parallel s des Gesteines zu linsenförmigen Plagioklas-Kleinkornaggregaten.

Nur die Kleinkörner bestehen mitunter aus Albit (0 % An, gemessen in Probe Se 3167) und weisen Fülle vom Typus B auf. An den Kleinindividuen wurde selten (Se 3203, 3205) ein normaler einfacher Zonenbau beobachtet.

Zusammenfassend läßt sich aus der Plagioklas-Ausbildung im Paragneis mit Knoten schließen, daß ältere Andesin-Blasten durch mechanische Beanspruchung kornzertrümmert wurden. Im Kleinkornpflaster vollzog sich dann geringfügige sekundäre Albitblastese (Epimetamorphose).

Accessoria: Opazit, Ilmenit, Chlorit (sekundär nach Granat und Biotit; mitunter selbständige Neubildung mit Quer-Chlorit), Rutil, Apatit, Turmalin (5 mm lange Blasten, postkinematisch kristallisiert, Fundort Nr. 17 in Abb. 33). Zirkon, Epidot und Klinozoisit (zusammen mit Hellglimmer in der seltenen Plag-Fülle).

Es fehlt Kalinatronfeldspat.

4.2.3.3.5. Paragneis mit Plagioklas-Augen

Dieser sehr auffallende Gesteinstypus ist bereits aus östlich benachbarten Regionen bekannt (EXNER, 1980b, p. 183) und wurde nun auch im vorliegenden Arbeitsgebiet anstehend gefunden.

Die Plagioklas-Augen sind 10 bis 20 mm lang und 5 bis 10 mm breit. Wiederum handelt es sich um Oligoklas bis Andesin. Die sekundäre Kornzertrümmerung ist mit freiem Auge erkennbar, da einheitliche Spaltflächen selten auftreten. Auch den Reichtum der Augen an Fremdeinschlüssen beobachtet man schon mit freiem Auge. Das grobkörnige Gestein zeigt mehrere mm großen Biotit, Hellglimmer und Quarz. Der Granat ist mikroskopisch ebenfalls als ein Hauptgemengteil vorhanden, aber mit freiem Auge nicht sichtbar. Turmalin überwächst postkinematisch als Accessorium mit bis 12 mm langen und 2,5 mm breiten Säulen die Plagioklas-Augen und das übrige Gesteinsgefüge (Fundort Nr. 18 der Abb. 33).

Die Mächtigkeit der in der geologischen Karte eingetragenen anstehenden Vorkommen beträgt nur 2 bis 20 m. Es handelt sich um Lagen, die konkordant aus dem Paragneis und Knotengneis hervorgehen, aber auch häufig mit Granatglimmerschiefer assoziiert sind. Reichlicher Glimmergehalt des Gesteines scheint das blastische Wachstum großer Feldspat-Einkristalle zu fördern. Analoges beobachtet man bezüglich der Knaf-Großblasten an den Rändern der Zentralgneiskeerne gegen Glimmerschiefer der Hohen Tauern.

Die prächtigste Entwicklung zeigt der Paragneis mit bis 20 mm großen Plagioklas-Augen bei der Peintleralm im Einzugsbereich der Lieser (Felswände und Bergsturzblockwerk). Die mehrfachen Einlagen im Paragneis lassen sich gut im Umkreis der Rupenhöhe studieren. Augenbildung an der Grenze zum Granatglimmerschiefer belegen die Vorkommen im Tal der Weißseite (Brugger-, Untere Tonibauer- und Untere Grillhoferalm).

Der mikroskopische Mineralbestand entspricht dem des Paragneises mit Plagioklas-Knoten (siehe oben!). Wieder spielt Hellglimmer neben Biotit eine wichtige Rolle. Granat weist häufig den bekannten Zonenbau auf. Im Quarz kommt mitunter Böhmsche Streifung vor. Es fehlt absolut Kalinatronfeldspat.

Der Anorthitgehalt des Plagioklases beträgt 33 bis 29 % (gemessen in den Proben Se 3168 und 3202). Plag III, II und I. Kein Zonenbau und im allgemeinen füllungsrei. Die xenomorphen Großindividuen (Augen) sind teils Poikiloblasten, teils Rollo-Plagioklase. Beide weisen sehr reichlich Einschlüsse der übrigen Gemengteile auf. Zerfall zu Kleinkornpflaster. In diesem kommt selten Fülle vom Typus B vor.

Plagioklas-Aplitgneis

Das mittelkörnige leukokrate, bloß 1 m mächtige Gestein wurde nur an einer Lokalität (Abb. 31, Signatur 5) gefunden. Es bildet eine konforme Lage zwischen Paragneis mit Plagioklas-Augen und Glimmerschiefer. In die geologische Karte wurde das winzige Vorkommen nicht eingetragen.

Haupt- und Nebengemengteile entsprechen denen des Biotit-Plagioklas-Gneises, jedoch mit starker Beteiligung des Hellglimmers und Vorherrschen von Albit (0 % An, gemessen in Probe Se 3171). Es handelt sich um leistenförmige bis xenomorphe Großindividuen und Granulate vom Typus Plag III, II und I mit Fülle vom Typus A. Kalinatronfeldspat konnte nicht nachgewiesen werden.

Genese: Aplitisches Mobilisat.

4.2.3.3.6. Amphibolit

Er bildet 1 bis 20 m mächtige Lagen im gesunden Granatglimmerschiefer und in den westlichen Randpartien des Paragneises. Die eigentliche Hauptmasse des Bundschuh-Paragneises führt keinen Amphibolit. Die Vorkommen im phyllitischen Granatglimmerschiefer wurden bereits oben behandelt!

In der Lieserbogen-Gebirgsgruppe streicht ein markanter Amphibolitzug aus der Gegend des Stubecks und Hirnecks nach NE in Richtung Rennweg (EXNER, 1980b, Abb. 2 und geologische Karte der Hafnergruppe). Im vorliegenden Arbeitsgebiet stellen sich in annähernd streichender Fortsetzung vereinzelte kleine Amphibolitvorkommen E Rennweg ein: Eine 6 m mächtige Biotit-Amphibolitlage im Granatglimmerschiefer 15 m E Autobahnbrücke P. 1122. Ferner in einer verrutschten Paragneis-Felspartie E Laußnitz der von NOWOTNY (1976, p. 19–24) petrographierte und chemisch analysierte, 8 m mächtige Granat-Biotit-Amphibolit und das Vorkommen SSE Zickerhütte (l. c., Beilage 1). Reichliche Granatamphibolitgeschiebe im Alluvium des Laußnitzbaches zeigen Fortsetzungen an, deren Fels bisher nicht aufgefunden werden konnte.

Dann setzen in annähernd streichender NE-Fortsetzung ein subanstehernder mittelkörniger Amphibolit am Felsriegel zwischen Sandberghöhe und Sandberg (Abb. 31, Signatur 6) und ein mächtiges Blockfeld von Granatamphibolit SW Laußnitzalm ein. In NE-Richtung folgen die Amphibolitzüge in Granatglimmerschiefer am Güterweg E Bonnerhütte und im Paragneis des Blareitwaldes (Abb. 34, Signatur 5).

In NNE-Fortsetzung N Mur erreicht am Mitterberg feinkörniger Biotit-Epidot-Amphibolit bei dem verlassenen Bauernhof Kreil 20 m Mächtigkeit. Die Felswand wird von Granatglimmerschiefer umschlossen. Die

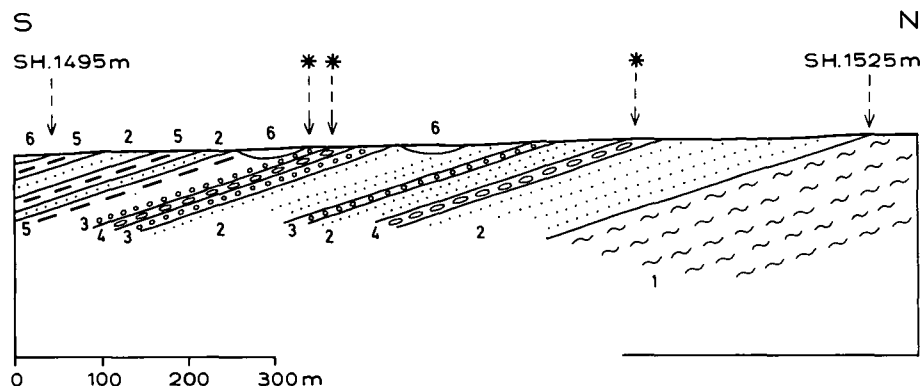


Abb. 34. Profil längs des Güterweges im Blareitwald. Lagerung von Paragneis auf Granatglimmerschiefer. Schleifender Profilschnitt zur Streichrichtung.
1 = Granatglimmerschiefer; 2 = mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis); 3 = Paragneis mit Plagioklas-Knoten; 4 = Paragneis mit großen Plagioklas-Augen; 5 = mittelkörniger Granatamphibolit; 6 = Gehängeschutt; Sternsignatur = Vorkommen 4–12 mm langer, postkinematischer Turmalinblasten.

höchste Erhebung des Mitterberges stellt der Höhenbühel dar. Sein WSW-Kamm ist durch subanstehenden Granat-Biotit-Amphibolit innerhalb von Granatglimmerschiefer, sein ENE-Kamm durch kleinkörnigen Amphibolit in Paragneis ausgezeichnet. Östlich des vorliegenden Arbeitsgebietes treten am Mitterberg die von HEINRICH (1977, p. 305–306 und Tafel 1) gefundenen und bearbeiteten amphibolitischen Gesteine auf.

Petrographisch bemerkenswert ist der niedrige Anorthitgehalt des Plagioklases im Amphibolit (NOWOTNY, 1976, p. 19–20). Ich kann das bestätigen. Die von mir untersuchten Proben einer leuko- und einer melanokraten Partie von mittelkörnigem Granatamphibolit am Güterweg des Blareitwaldes (Abb. 34, Signatur 5) ergaben Albit mit 2 bis 4 % An (Se 3193, 3194). Es handelt sich um biotitfreien (leukokraten) bis wenig Biotit führenden (melanokraten), quarzhaltigen Granatamphibolit mit reichlich blaugrünem Amphibol. Der meist xenomorphe Albit (Plag III, II und I) zeigt keinen Zonenbau, ist ungefüllt und bildet auch einschlußreiche Großblasten.

Genetisch erklärbar erscheint die Sachlage, wenn man annimmt, daß im Amphibolit Ca zur Hauptsache im Amphibol, jedoch in den umgebenden Glimmerschiefern und Paragneisen im Plagioklas (Andesin bis Oligoklas) gebunden wird.

4.2.3.3.7. Orthogneis mit großen Augen von Kalinatronfeldspat

Vom sogenannten Bundschuh-Orthogneis gibt es im Arbeitsgebiet nur ein Vorkommen, und zwar S Rennweg, in der SW-Ecke der geologischen Karte.

Das Gestein ist ein grobkörniger Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarz-Gneis mit 3 cm langen und 1 cm breiten, teilweise schachbrettabitisierten Knaf-Augen. Es handelt sich um einen prächtigen B-Tektonit mit Rotation um mittelsteil SE-geneigte Achse mit Faltenamplituden von einigen Metern, ausgeprägten Phyllonit-Scherflächen und ac-Klüften mit Bergkristall. Die Mächtigkeit beträgt 100 m. Er baut die Steinwand auf, nämlich die landschaftlich auffallende, isoklinale Felswand S Rennweg. Er liegt über dem phyllitischen Granatglimmerschiefer von Liesenalm – Krangl und verschwindet bei Brugg unter dem gesunden Granatglimmerschiefer. Er bildet die kontinuierliche Fortsetzung des Orthogneises des Burgstallberges P. 1938 auf dem benachbarten Kartenblatt Radenthain (EXNER, 1980b, p. 185–186).

Eine Probe vom Güterweg SW Krangl, SH. 1290 m (Se 3148) zeigt als vorherrschenden Feldspat Knaf mit harter Mikroklingitterung, Fleckenperthit, beginnender Umwandlung und fertigem Schachbrettabit. Myrmekit fehlt. Plagioklas bleibt klein und an Menge zurücktretend.

Gemessen wurde 1 % Anorthitgehalt. Plag III, II und I, nicht zonar und ohne Fülle. Nur schwache Trübung. Biotit ist reichlich und grobblättrig (3 mm Ø) vorhanden. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Primär magmatische Einschlüsse von Zirkon und von typisch geregelt eingelagerten, gedrungenen Apatitsäulchen von 0,1 mm Länge und 0,05 mm Breite. Teilweise sekundäre Umwandlung des Biotits zu Chlorit unter Ausscheidung von Opazit und Rutil. Hellglimmer bildet mehrere mm große Blättchen und ist ebenfalls reichlich vorhanden. Er zeigt keinen Pleochroismus. Quarz: Xenomorph.

Accessoria: Opazit, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot und sekundäres Karbonat mit Limonit.

Zur Genese: Der primär magmatische Charakter des Gesteines konnte sich im vorliegenden mächtigen, kompetenten Gneiskörper besser erhalten (rotbrauner Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen) als in geringmächtigen Orthogneislamellen (Phengit-Mikroklin-Albit-Quarz-Gneis) außerhalb des vorliegenden Kartenblattes (EXNER, 1967, p. 104). Der Orthogneis der Stein-

wand bietet wiederum ein Beispiel für die selektive Wirkung der alpidischen retrograden Metamorphose. Die unterlagernden Glimmerschiefer wurden phyllonitisiert. Der mächtige kompetente Orthogneiskörper bewahrt jedoch voralpidische Relikte.

Pegmatit

Obiger Augengneis enthält am linken Ufer der Lieser bei Brugg einen 15 cm dicken, boudinierten Pegmatit-Lagergang. Wegen der Kleinheit des Vorkommens nicht in der geologischen Karte eingetragen.

4.2.3.3.8. Metamorpher granodioritischer Lagergang

Der Lagergang befindet sich im Granatglimmerschiefer. Er ist 8 m mächtig, steht steil und streicht N 40 E. Er bildet die Härtlingsrippe im Bachbett in SH. 1625 m, 850 m ESE Kapelle Atzensberg (SE Rennweg).

Das mittelkörnige leukokrate, recht kompakte Gestein läßt flächiges Parallelgefüge der 1 mm großen Biotite, der dünnen grauen Quarzreihen und bis 4 mm langen, farblosen Feldspatinseln erkennen.

Mikroskopisch (Se 3172) bildet der Biotit dicke einsprenglingsartige Leisten mit orientiert eingeschlossenen 0,25 mm langen und 0,1 mm breiten Apatitkristallen. Der Biotit besitzt Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Er ist sekundär gequält, korrodiert und sekundär chloritisiert unter Ausscheidung von Opazit und Titanit. Die Feldspate (Plag und Knaf) sind in annähernd gleicher Menge und Größe vorhanden. Der Plagioklas ist Albit mit 8 % An. Er baut auffallend scharf begrenzte, breite Leisten und auch xenomorphes Granulat auf. Plag III, II und I. Teils ungefüllt, teils gefüllt nach dem Typus A und B, auch mit füllungsreichem Randsaum. Ansonsten kein Zonenbau. Der Kalinatronfeldspat zeigt Mikroklingitterung und Fleckenperthit. Xenomorphe Großkörner umschließen den Plag. Doch ist auch Knaf häufig granuliert. Der xenomorphe Quarz weist Porenzüge auf.

Accessoria: Granat (bis 1 mm Ø, kein Zonenbau), Orthit (mit Klinozoisitrand), Titanit (kein Rutil vorhanden), Apatit, Opazit, Chlorit, Klinozoisit und Hellglimmer.

Zur Genese: Die einsprenglingsartigen Biotite mit geregelt eingeschlossenem Apatit, die automorphen Plagioklasleisten, das Vorkommen von Kalinatronfeldspat und Orthit unterscheiden das Gestein deutlich vom Bundschuh-Paragneis. Der gangförmige leukokrate granodioritische Magmatit unbekanntes Intrusionsalters erlitt später eine Epimetamorphose mit Schieferung, Kornzertrümmerung und sekundärer Kristallisation von Albit, Chlorit, Klinozoisit und Hellglimmer.

Eine gewisse Ähnlichkeit dieses Ganggesteines besteht mit dem Lagergang von granatreichem Plagioklasaplit im Granatglimmerschiefer südlich außerhalb des vorliegenden Arbeitsgebietes (bei St. Nikolai im Liesertal [EXNER, 1967, p. 103]).

4.2.3.3.9. Mylonit

Feinkörniges schwarzes Gestein, das mit muscheli- gen Bruchflächen unregelmäßig zerfällt und kaum noch Mineralgemengenteile des Eduktes mit freiem Auge als Individuen erkennen läßt.

Es markiert die Grenze zwischen Katschbergphyllit und Nock-Kristallin am Güterweg S Begöriach (SH. 1280 m), im Gschwandgraben (SH. 1200 bis 1420 m) und im „Kohlgraben“ (NE Lärchbichl). Innerhalb des Nock-Kristallins sind die mylonitischen Rutschelzonen im Biotit-Plagioklas-Gneis der Teuerlnock-NW-Flanke und 100 m N Schwarzwand bemerkenswert.

5. Tertiär

Die jungtertiären (hauptsächlich miozänen) Sedimente des Lungauer Beckens sind nach heutigem Wissen (HEINRICH, 1977) auf den Bereich W außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus beschränkt.

Innerhalb dieser Karte gibt es fragliche Tertiärsedimente am Mitterberg, im Hochtal des Laußnitzbaches bei der Bonnerhütte und eventuelle jungtertiäre rotbraune Verwitterungslehme (Reliktböden) auf manchen Hochflächen des Nockgebiets. Die Alterseinstufung und Abgrenzbarkeit dieser Vorkommen gegen quartäre Sedimente und Böden ist problematisch und bedarf in Zukunft exakter sedimentologischer und bodenkundlicher Untersuchungen.

Am Mitterberg handelt es sich um eine Streuung von Fluß-Geschieben am Plateau 1 km W Hohenbühel in SH. 1500 bis 1560 m, die an einer Stelle auch als Konglomerat aufgeschlossen sind. Die Geschiebe sind flach, bis 0,3 m groß und bestehen aus Glimmerschiefer und Gneis des Kristallins der ostalpinen Decke und aus Quarz (Restschotter). Dieselbe Zusammensetzung weisen die Komponenten des Konglomerates auf, die in einer grob- bis mittelkörnigen klastischen Matrix liegen. Der Aufschluß des Konglomerates befindet sich am neuen Güterweg in SH. 1535 m, 800 m WSW Hohenbühel, in der Quellmulde des nach Vordersdorf ziehenden Tälchens.

Im Hochtal des Laußnitzbaches konnte ich den im Jahre 1965 beobachteten Aufschluß (EXNER, 1980a, p. 398) nicht wiederfinden. Jedoch gibt es hier jetzt zwei Kiesgruben, welche eine 1 m dicke Konglomeratlage mit flachen Flußgeschieben in grob- bis mittelklastischer, schwach sandiger Matrix unter Moräne (Geschiebelehm) aufschließen. Lokalität: Siehe Kapitel „Kiesgruben etc.“, Einzugsbereich des Liesertales, 500 m WSW Bonnerhütte! Das Konglomeratvorkommen befindet sich in SH. 1675 m und wird von SCHNEIDER (1988, p. 201) folgendermaßen beschrieben: „Die Größe der dichtgepackten Komponenten reicht von etwa Nuß- bis Doppelfaustgröße, die Färbung ist rötlich-braun, was hauptsächlich auf die sandige, kompakte Matrix zurückzuführen ist; letztere enthält auch eckige kleine Kohlestückchen und schwarzgefärbte (inkohlte) Partien“. In der großen der beiden Kiesgruben scheint mir allerdings die Konglomeratlage zwischen Moräne zu liegen. Eine spezielle sedimentologische Untersuchung steht aus. Im 2 m hohen Straßenanschnitt, der beinahe kontinuierlich 1 km lang SW der großen Kiesgrube bis jenseits P. 1628 verläuft, ist nur Moräne aufgeschlossen (brauner Lehm mit Glazialgeschieben).

Die recht ebenen Hochflächen des Nockgebietes dürften wahrscheinlich Reste jungtertiärer Alt-

flächen darstellen, die man mit dem Sammelnamen Nockfläche bezeichnen kann. Diese bildet vielleicht auch die Unterlage der bis 400 m mächtigen Miozänsedimente des Tamsweger (Lungauer) Beckens (mittels hypothetischer Flexuren und Brüche), wobei die Flußgeschiebe und das Konglomerat am Mitterberg in SH. 1560 bis 1500 m ein Verbindungsglied darstellen könnten.

Die Nockfläche besteht teils aus anstehendem Fels (z. B. Gipfelplateau des Ainecks), teils aus Geschiebelehm mit zahlreichen Glazialgeschieben (Grundmoräne des Eisstromnetzes, z. B. Ebenwald – Greinwald) und aus aufschlußlosen Arealen. Diese befinden sich in SH. 1700 bis 2200 m, sind von Vegetation (Wiesen) bedeckt, häufig sumpfig mit kleinen Seen. Sie lassen oberflächlich keine oder nur sehr seltene Glazialgeschiebe erkennen. Künstliche Aufschlüsse sind auf diesen Hochebenen heute noch selten. Sie zeigen teils schwarze anmoorige Böden ohne Glazialgeschiebe (postglaziale Bildungen, Hohlweg SE Schereck), teils rotbraunen Lehm mit wenigen Glazialgeschieben (1 m tiefe Wasserabzugsgräben des im Jahre 1983 errichteten Güterweges von der Ebenwaldhütte zur nördlichen Atzensberger Alm, 1,3 km NE Kramerbichl).

Der Letztgenannte könnte Grundmoräne mit tertiären Verwitterungsresten (bunten Tönen) sein, analog den roten Böden in pleistozän nicht vergletscherten Gebieten (z. B. im Remscheniggraben der Karawanken bei Eisenkappel). Jedenfalls werden in Zukunft bodenkundliche Untersuchungen die Frage klären, ob sich tertiäre Böden in aufschlußlosen Arealen der Nockfläche als Relikte erhalten haben. Solche Areale wurden mit eigener Signatur in der geologischen Karte des mittleren Lungaus markiert (E und S Laußnitzhöhe; Plateau Schereck – Schwarzwand).

Andere „Tertiärvorkommen“ geistern noch durch die Literatur (TOLLMANN, 1985, p. 591–592) und sind jedoch unzutreffend: die „tertiäre Kohlenserie“ im „Kohlgraben“, 1,85 km SSE Katschberg ist nach EXNER (1939, p. 311) ein Graphitphyllit des Katschbergphyllites. Auch der hier vorkommende, schwarze Ultramyonit dürfte bei den Einheimischen die Verwechslung mit Kohle verursacht haben. Die „Kohlentrümmer“ im Leißnitzgraben wurden niemals speziell untersucht. Es könnte sich um Holzkohle der in diesem Gebiet häufigen alten Kohlenmeiler gehandelt haben. Die vermutlich tertiären „Mergel in der Ziegelei zwischen Pischelsdorf und Flatschach“ wurden schon von PREY (1939, p. 60) als pleistozäne Staubeckensedimente erkannt. Dieselben wurden einst auch in unzutreffender Weise als tertiäre „Schiefertone bei Pichlern-Thomatal“ bezeichnet.

6. Quartär

6.1. Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen

Das Eis war im Murtal bei St. Michael im Lungau über 1000 m mächtig und hing über den Katschberg mit dem Draugletscher zusammen. Die von A. PENCK

(cit. EXNER, 1980a, p. 399) am Tschaneck 1000 m über der Sohle des Murtales gefundenen Erratica können in Resten auch heute noch besichtigt werden. Es befinden sich erratische Blöcke von Aplitgneis (0,9 m Ø) und Grobkornamphibolit (0,4 m Ø) der Storzserie auf dem Triasdolomit des Kammes 125 m NNE P. 2013. Auch die W-Flanke des Tschanecks und das Gebiet um

die Gantalscharte und den Katschberg werden von solchen Blöcken bedeckt.

Sonderbar ist die Existenz zahlreicher erratischer Blöcke im Nockgebiet bei der Bonnerhütte. Sie sind mir schon im Jahre 1935 aufgefallen, und ich habe ihre Position nun sorgfältig beobachtet und auf der geologischen Karte eingetragen. Es handelt sich um bis 1 m große gerundete Blöcke des typischen oberkarbonen Quarzkonglomerates (mit Lydit-Komponenten) der Gurktaler Decke. Sie nehmen zwischen SH. 1950 und 1600 m die NE verlaufende, 4 km lange und 1 km breite Quellmulde des Laußnitz- und Leißnitzbaches ein. Der höchste Block befindet sich in SH. 1950 m, 850 m NE Kramerbichl. Damit ist bewiesen, daß das Eisstromnetz auch das Nockgebiet bis mindestens SH. 1950 m überzog. Die Herkunft dieser Erratica und damit die Stromrichtung des Eises werfen Probleme auf. Heute steht das Oberkarbonkonglomerat der Gurktaler Decke im S (Königstuhl) und E (Gebiet um den Paalgraben) an. Die Herleitung der Erratica aus diesen Gebieten paßt nicht zur gängigen Lehrmeinung der Bewegung des Eisstromnetzes vom Mur- zum Draugebiet, sondern eher in die entgegengesetzte Richtung. Andererseits gibt es keine beobachtbaren Merkmale für einst anstehende, heute erodierte Ausläufer des Oberkarbon-Konglomerates in der näheren Umgebung der erratischen Blöcke.

Die glazialen Geschiebe der Moränen des Nockgebiets sind bemerkenswert arm an Gesteinen aus den Hohen Tauern. Nur die 3 m mächtige Grundmoräne beim Leißnitzbach an den Güterwegen zwischen Brücke SH. 1380 m und Furt SH. 1450 m enthält Geschiebe von Kalkmarmor unbekannter Herkunft. Kerngneisblöcke aus den inneren Kerngebieten der Hohen Tauern erreichen im Katschberggebiet 1,5 m Durchmesser (im Klausgraben SH. 1450 m) und sind im Liesertal bei St. Peter und an der Straße von dieser Ortschaft nach Wirnsberg häufig. Ein 2,5 m großer Aplitgneisblock befindet sich an der S-Seite des Murtales in SH. 1235 m an der Trasse des Skiliftes WSW St. Margarethen im Lungau. Unzutreffend ist die Bemerkung NAGL's (1971, p. 10) vermeintlicher Erratica-Vorkommen am Aineck. Ich habe diesbezüglich Gipfelgebiet und hochgelegene Hänge um das Aineck und den Kamm von diesem Berg zum Teuerlnock genau abgesucht und keine Erratica dort gefunden.

Triasdolomit und Lantschfeldquarzit des Radstädter Deckensystems liegen als erratische Blöcke am Mitterberg in SH. 1500 m (NW Hohenbühel) und auf den tieferen N- und W-Hängen. Am reichhaltigsten ist die erratische Blockstreuung aus dem Kristallin der Weißpriach-Gneislamelle und der Schladminger Gneisdecke in den weiten Grundmoränengebieten zwischen Weißpriach- und Lignitztal im Lungauer Becken. Die Blöcke erreichen bis 2 m Durchmesser, bestehen hauptsächlich aus Aplit-, Dioritgneis und Amphibolit (Granitzwald, Tscharra, Kraischaberg, Niederrainwald) und wurden früher zur mauerförmigen Abgrenzung der Felder und Weideflächen zusammengeschichtet.

An Güterweganschnitten ist die bedeutende Mächtigkeit der Grundmoräne kenntlich. Bis zu 5 m dicke Anschnitte finden sich im Nockgebiet (orographisch rechte Flanke des Blareittales in SH. 1500 m; Straße SW St. Margarethen in SH. 1725), bis zu 4 m Dicke im Fanninggebiet (NW Rader in SH. 1550 m) und 10 m Dicke an der N-Seite des Murtales (Aufschluß beobachtet im Jahre 1985 während des Baues der Umfah-

rungsstraße Tamsweg bei Litzelsdorf, außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus). Über der mächtigen Grundmoräne sind Sumpfbiete nicht nur auf Mulden beschränkt, sondern treten im Nockgebiet auch längs flacher wasserscheidender Kämme auf (S-Teil des Greinwaldes).

Wo die Grundmoräne fehlt, findet man natürlich auch prächtig glazial geschliffene Fels-Rundbuckel (z. B. Steinwand im Liesertal, Ebenwaldhütte mit alter Steingewinnung im Nockgebiet, Moserkopf-SW-Kamm mit glazial poliertem permischem Geröllschiefer einige Schritte unter dem Gasthaus „Almstüberl“, Felsriegel W Lahnbrücke im Weißpriachtal). Auf schürfende Bewegung am Grunde des Gletschers dürfte die Kippung und Zerstückelung im Felsgerüst der altpaläozoischen Bänderkalke des Niederrainwaldes zurückzuführen sein (Glazialtektonik).

Die prächtigen fluvioglazialen Aufschüttungen (Os-Bildung) S und ESE Mariapfarr liegen außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus. In diese Karte eingetragen ist die Lage der von TOLLMANN (1962 a, p. A81; 1962 b) entdeckten Gletschertöpfe im Taurachtal: Der eine ist 2 m tief im Paragneis der Großbeck-Gneislamelle (neben dem Promenadeweg bei Brücke 1141, ESE Hammer). Zwei andere sind je 3 bis 4,5 m tief mit Durchmessern von 2,5 bis 3 m in Triasdolomit SE Gastalm. Als wertvolle Sehenswürdigkeit werden sie von der Gemeinde Mauterndorf betreut.

Bänderton einer natürlichen Stauseeablagerung, welche von Würm-Grundmoräne bedeckt wird, gehört wahrscheinlich der Vorstoßzeit des Würmgletschers an und war in den ehemaligen Gruben der Ziegelei von Flatschach aufgeschlossen. Siehe Kapitel: Kies-, Sand- und Tongruben!

6.2. Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente

Am Ausgange der engeren Täler von Mur, Taurach und Weißpriacher Ache ins breitere Lungauer Becken befinden sich Andeutungen von Endmoränen, die dem Gschnitzstadium entsprechen dürften. Dazu gehören der 25 m hohe Endmoränenwall am S-Ufer der Mur, S Unterweißburg (SE Roner); der undeutliche Höhenzug W Steindorf bis Kelchbrunn in Mauterndorf; und die Endmoränenwälle von Bruggarn und von Bruckdorf im Weißpriachtal.

Innerhalb von Taurach- und Weißpriachtal gibt es an den Talgabeln jüngere Haltestadien: Am S-Ufer der Taurach S Tennfall ein 15 m hoher Moränenwall (Einnüpfung des Lantschfeldtales) und 3 modellförmige Endmoränenwälle des einstigen Znach-Gletschers bei der Mündung des Znach- ins Weißpriachtal; ferner 2 Endmoränenwälle über der Talstufe des Znachtals bei der Kirchnerhütte.

Die Endmoränenwälle des Daun-Stadiums sind auf die Kare beschränkt. Wo widerstandsfähiges Gestein die Kare aufbaut (Gneis, Amphibolit, Kämpenquarzit), sind diese Endmoränenwälle reich gestaffelt. Häufig befördern die Daun-Gletscher auch Bergsturzblockwerk, so daß die Abgrenzung zwischen den entsprechenden Signaturen der geologischen Karte (Bergsturz und Moräne) örtlich eher willkürlich wird (z. B. W Unterer Schönlalmsee). Das Phänomen der Kartrepe, nämlich mehrerer übereinander befindlicher Einzelkare,

ist im Gebiet um das Gurpitscheck entwickelt: Kar N und Kar SE Twenger Almkopf, Wirpitsch-, Schönalmkare und besonders auffallend das in 4 Einzelkare gestaffelte Rupaninkar. Die einzigen deutlichen Kare des Nockgebietes innerhalb unserer geologischen Karte sind die rund um die Schwarzwand ausgebildeten.

Die spätglazialen Terrassensedimente des Liesertales bei St. Peter und S Rennweg bestehen aus teilweise konglomerierten Kiesen und reichen mit Unterbrechung bis zum Millstätter See (EXNER, 1980a, p. 400).

6.3. Bergstürze, periglaziale Schuttströme, Trümmergrate und Bergzerreiungsspalten

Interglaziale Anlage (Moränenbeckung) zeigen die Bergstürze von Weißpriach, Purnalm, Moserkopf-Süd, Speiereck Halterhütte, Zickenberg, Gantalscharte-Süd, Krangleralm und Kramerbichl-Süd.

Der Bergsturz von Weißpriach erstreckt sich von der S-Wand des Karnecks bis Vorderweißpriach. Er ist 6,5 km lang, bis 2,5 km breit und 800 m hoch. Er beruht auf dem Prinzip des isoklinalen Abgleitens der klüftigen Gneise und Amphibolite der Weißpriacher Gneislamelle über dem bildsamen, eher wasserundurchlässigen Fanningphyllit, wobei aber auch beträchtliche Gesteinskörper dieses Phyllits mitgerutscht, gekippt und als Blockwerk abgefahren sind. Zwischen dem stehengebliebenen Felsgerüst der Gneise (kleines Gurpitscheck, Karneitschenhöhe, Felsmauer bei St. Rupert) zieht innerhalb des Bergsturzes die ungefähre Grenze zwischen unterlagerndem Phyllit- und überlagerndem Gneisblockwerk von der Jagdhütte P. 1715 zum Gebiet W Zausnergütl und Ödenwald. W dieser Linie besteht das Blockwerk aus Phyllit, E der Linie vorwiegend aus Gneis und Amphibolit. Die interglaziale Anlage des Bergsturzes wird durch Moränenbedeckung (Karnerhütte, Karneitschen, Schitterhütte) und durch glazial poliertes Blockwerk (bei P. 1715) markiert. Postglaziale Nachbrüche fanden besonders im Mittelteil statt (zwischen Gurpitschhütte und Ödwald). Rezent ist der Bergsturz nicht zur Ruhe gekommen. Vor einigen Jahren erfolgte der Blockstrom E Weißpriacher Skihütte. Bis 600 m lange, NW streichende Bergzerreiungsspalten in Karneitschen bereiten zukünftige Gleitbewegungen vor. Bei Hinterweißpriach hat das Nachsacken der Bergsturzmassen in postglazialer Zeit einen See aufgestaut, dessen Sedimente in der Kiesgrube W Rader aufgeschlossen sind. Die Talebene der Seekapelle weist auf die Existenz einer anderen, durch Bergsturz und Schuttfächer bei Forsthaus Grankler gestauten Seebildung hin, dessen wahrscheinlich vorhandene Sedimente unter den heutigen Bachschuttkegeln liegen dürften. Ein Trockental W des Forsthauses folgt einem älteren, einge m höheren Abflulniveau.

Am Zickenberg (W Unterweißburg im Zederhaustal) rutschten nach dem selben Prinzip klüftige Phengit-Arkosegneise, Albitblastenschiefer, Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit (Schrovinserie), Kalkschiefer und Dolomitbreccien (Brennkogelserie) über den wasserstauenden Schwarzschiefern (Murtörlserie) isoklinal ab. Die Übergänge vom anstehenden Fels zu gekippten Felsschollen und Blockwerk sind vorzüglich an den Güterwegen aufgeschlossen. Darüber liegen ausgedehnte Moränen-

reste. Über die Fortsetzung nach W siehe: EXNER (1971a, p. 110; BECHTOLD et al., 1982, p. 21–25).

Postglaziales Alter (ohne Moränenbedeckung) zeigen die übrigen Bergsturzgebiete. So wie oben bei Weißpriach beschrieben, wurden auch interglazial angelegte Bereiche (Moränen auf den hochgelegenen Bergsturzarealen) im unteren Teil postglazial reaktiviert. In solchen Fällen fehlt im unteren Teil eine Moränenauflage (Purnalm, Krangleralm, Kramerbichl-Süd).

Dem Schema des isoklinalen Abgleitens folgt die klüftige Gesteinsplatte des Schareck-Kalkschieferzuges über wasserstauendem Fuscherphyllit in den postglazialen Bergstürzen der Schareck-E-Wand, der Weißen Wand und des Gebietes um die Resthütte. Großartig sind die Übergänge von den Abrifugen im anstehenden Kalkschiefer zu gekippten und verrutschten Felsschollen bis zu den wilden Bergsturzblockhalden verfolgbar. Die Speiereck-E-Flanke besteht aus Blockwerk von Lantschfeldquarzit, Triasdolomit und polygener Breccie der Jungschichten. Aus einem Haufwerk von Grünschiefer, Kalkschiefer, Lantschfeldquarzit und Dolomit über Fuscherphyllit setzt sich das Bergsturzblockfeld NW St. Michael zusammen, während dasjenige am Fuße des Bärenkogels im Klausgraben im N-Teil aus Grünschiefer, im S-Teil aus Kalkschiefer besteht.

Grobblockiger Schutt liegt im Taurachtal unter den Felswänden bei Tweng, im Weißpriach- und Lignitztal, wobei sich der Fluß mitunter nachträglich ein Bett durch die Bergsturzungen gegraben hat (z. B. ESE Ulnhütte im Weißpriachtal). Der ehemalige See des Alluvialfelds N Kirchnerhütte im Znachtal wird von Bergsturzblockwerk begrenzt. Starke Quellen am Unterrand der Bergsturzareale sind häufig (z. B. Holzeralm, 450 m E P. 1781). Im Nockgebiet findet man die Erscheinung periglazialer Schuttströme mit den entsprechenden Fliewülsten im Gebiet der phyllitischen und gesunden Granatglimmerschiefer (bei Aineckhütte, S Kramerbichl und bei Peintleralm). In der postglazialen Mündungsschlucht des Leibnitzbaches, 1,45 km SW Pfarrkirche St. Margarethen erfolgte vor einigen Jahren ein 40 m hoher Bergsturz in phyllitischem Granatglimmerschiefer (sogenannte „Rote Wand“).

Stürzen der Erosion ausgesetzte Bergspitzen und Grate in situ zusammen, ohne daß das Trümmerfeld ins Tal abgelenkt, so entstehen die auf der geologischen Karte ausgeschiedenen Trümmergrate: SE Tscheibitschsee (Augengneis), Karneitschenhöhe (Quarzit in Fanningphyllit), SSE Falterscharte (Granatglimmerschiefer) und Rupenhöhe-N-Kamm (Paragneis).

Bergzerreiungsspalten, welche zukünftige Bergstürze vorbereiten, werden im folgenden in orographischer Reihenfolge aufgezählt:

Zwischen Weißpriach- und Lignitztal: Scharte NW Granitzstein (Abriß gegen „Zehnerkar“). S P. 2100 (Nachsacken zum Bergsturz gegen das Lignitztal).

Zwischen Taurach- und Weißpriachtal findet man die charakteristische Entwicklung der Spaltenbildung am Rande der isoklinalen Rutschzonen gegen das Weißpriachtal: Oberes Schönalmkar. Karneitschenhöhe (20 m tiefe Spalten E dieses Berges). Zechnerriegel. Fanninghöhe. E Gamsstadl (Ablösung des bereits verrutschten, E anschließenden Phyllitplateaus).

Zwischen Zederhaus-, Mur- und Taurachtal: Oberhalb Stegerhütte (Abriß in Richtung Zederhaustal). Speiereck-SE-Kamm (Abriß zum Murtal). Schareck, Weiße Wand und Bergsturzgebiet der Resthütte (Abriß zum Taurachtal).

Mitterberg: Spalten am Steilhang zum Murtal.

Katschberg: W Gantalscharte (Grünschiefer der Abb. 13, Signatur 9, Abriß gegen das Liesertal). SSE Tschaneck (Triasdolomit).

Nockgebiet: Aineck, Sandberghöhe, N Kramerbichl und Turnhöhe.

6.4. Karst, Hänge- und Trockentäler, Flußmäander und Moore

Karsterscheinungen treten in den Kalken und Dolomiten des Radstädter Deckensystems auf. An der W-Seite des Taurachtales gibt es Karstquellen: SE Unterperennierend), 500 m NW Reiner (Entwässerung der Laglerspitze, perennierend) und die prähistorische Karstquelle im Dolomit des Großeckes („Frauenhöhle“ in der Mündungsschlucht des Trogbaches, 950 m SW Pfarrkirche Mauterndorf). An der E-Seite des Taurachtales verschwindet der Abfluß des Twenger Almsees in dem Bachschluckloch in SH. 1920 m (neben dem markierten Touristensteig) und im S-Teil desselben Kares gibt es in derselben Position (Kalkmarmor des Gutensteinniveaus) ein kleines, nicht perennierendes Bachschluckloch. Im oberen Weißpriachtal ist die Verkarstung der Erosionskappe des Gutensteiner Kalkmarmors SE Tiefenbachsee schon aus der Ferne erkennbar (große Höhle einer prähistorischen Karstquelle in der gegen E exponierten Felswand). Bei näherer Untersuchung liegt hier ein modellförmiges rezentes Karstsystem vor mit Dolinen in der Mitte des Kalkplateaus, einem Bachschluckloch an dessen W-Rand und einer kräftigen Karstquelle (150 m NE Mörtlhütte).

Altbekannt sind die Hängetäler W Moosham und bei Pichlern über dem Murtal, bedingt durch dessen glaziale Vertiefung und die Trockenlegung der einstigen, hier in das Murtal einmündenden Nebenflüsse Taurach und Bundschuhbach. Diese wurden von E angezapft und münden heute bei Tamsweg und bei Madling (Thomabach) in die Mur. An der Straße von Flatschach nach Pichl stehen konglomerierte Terrassenschotter an, deren Komponenten auffallend reich an Dolomit und Kalk des Radstädter Deckensystems sind und offensichtlich von der einst einmündenden Taurach stammen.

Ein 30 m tief eingeschnittenes Trockental E P. 1173 bei Niederrain entspricht einem ehemaligen Flußlauf vom Weißpriachtal zum Unterlauf des Lignitzbaches.

Auf die postglaziale Erosion der Mündungsschluchten der Nebenbäche des Murtales im Nockgebiet wurde bereits im Kapitel über die Aufschlußverhältnisse des Nock-Kristallins verwiesen. Ein Kuriosum in dieser Hinsicht sind die epigenetischen (unfreien) Flußmäander der als „Hölltal“ von den Einheimischen bezeichneten, postglazialen engen Mündungsschlucht des Bundschuhbaches in das breite Thomatal S Gruben. Hier stellen sich Prall- und Gleithang, Umlaufberg und auf diesem die Ruine einer mittelalterlichen Burg namens „Edenest“ ein.

Die freien Mäander der Weißpriacher Ache zwischen Vorderweißpriach und Bruggarn wird man hoffentlich naturschützend erhalten.

Unter Naturschutz stehen die Hochmoore SW Althofen, WNW St. Margarethen und SE und E Schloß Moosham. Beobachtungen über Torf und Alluvionen des Murtales teilt PREY (1939, p. 61) mit.

7. Spätektonische Störungen, junge Hebung der Hohen Tauern und Erdbeben

Spätektonische Störungen sind vor allem an Steilstellung und Verwerfung der miozänen Schichten des benachbarten Tamsweger Teiles des Lungauer Beckens kenntlich und wurden dort von HEINRICH (1977, p. 327–328) sorgfältig beschrieben.

Im Felsgerüst des mittleren Lungaus gibt es zahlreiche steile Ruschelzonen mit sichtbaren Versetzungsbeiträgen von einigen m und betreffender Morphologie (Schuttrinnen, Scharten etc.). In der geologischen Karte wurden nur die Fallbach-, Niederrainwaldstörung und die eher hypothetische Weißpriachstörung vermerkt. Siehe teilweise Abb. 2!

Die altbekannte Fallbachstörung im Liesertal ist eine steile, N-S bis NNE streichende Störung, deren E-Flügel um einige deka-m abgesunken ist. Am Fallbach bei Oberdorf grenzen Murtörl-, Schrovln- und Brennkogelserie im W unmittelbar an Glocknerserie im E. In der Rinne mit starker perennierender Quelle S „Unterschaneck“ (P. 2013) grenzt die Glocknerserie im W unmittelbar an Katschbergphyllit im E an. Die Absenkung des E-Flügels beträgt hier auf Grund der gut aufgeschlossenen Kalk- und Grünschieferzüge 50 bis 80 m.

Die Störung scheint nach der Tiefe zu kaum fortzusetzen, denn man hat im Gneis-Untergrund (Storzserie) beim Vortrieb des Katschbergtunnels kaum Anzeichen dieser im Projekt gefürchteten Störung („Gantalsstörung“) bemerkt (FEHLEISEN, 1975, p. 143, 145–146; WEISS, 1976, p. 513, 517).

Die ebenfalls steile Niederrainwaldstörung in der Lessacher Phyllonitzzone im unteren Weißpriachtal streicht NE. Sie ist eine Rechtsseitenverschiebung mit 90 m horizontalem Verschiebungsbetrag, was am Verlauf des altpaläozoischen Bänderkalkzuges abzulesen ist.

Die Weißpriachstörung verläuft NW und dürfte eine spätektonische Verengung und Versteilung der NE fallenden Kalkspitzensynklone und Grenzfläche zwischen Weißpriach-Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke darstellen. Zur Hypothese der Existenz einer spätektonischen Steilstörung hat mich vor allem die Morphologie des Weißpriachtales herausgefordert. Der geradlinige Talverlauf in Fortsetzung der Kalkspitzensynklone ist auffällig. Alluvionen und hohe seitliche

Schuttkegel und Bergstürze geben allerdings vorläufig keine Möglichkeit, diese Hypothese zu verifizieren.

Der Felsriegel W Lahnbrücke scheint an der Störung gekippt zu sein. Der NW-Teil (Hauptteil) des Felsriegels bei Auergut steht an und zeigt intensivste Phyllonitierung und Mylonitbildung. Die SE-Teile des Felsriegels sind verrutscht, wobei breite Fugen Felspartien mit horizontalen und aberrant W-fallenden s-Flächen abgrenzen. Das Vorkommen des phyllitischen Granatglimmerschiefers in Hinterweißpriach (Mündungsschlucht des Hammerbaches) sowie die Raumlage der altpaläozoischen Schichten des Niederrainwaldes deuten auf ein Hineinstreichen der Lessacher Phyllonitzone in die spätektonische Verengungszone und Steilstörung des Weißpriachtales hin.

Was den Mechanismus der jungen Hebung der östlichen hohen Tauern betrifft (EXNER, 1949), wurde ein zusätzliches Merkmal erarbeitet. Die von mir aufgenommene detaillierte Strukturkarte 1 : 25.000 des mittleren Lungaus (abgelegt im Archiv der Geologischen Bundesanstalt Wien) zeigt im Katschberggebiet folgendes: Die kompetenten Gesteinslagen (Gneis der Storzserie, Grünschiefer der Glocknerserie) fallen steiler nach E als die bildsamen, zwischen- und auflagernden Schiefer (Kalkschiefer, Schwarzschiefer, Grünphyllit). Es dürfte eine späte Differentialtektonik im Zuge der Aufwölbung der Hohen Tauern das Nachgeben und Abgleiten bildsamer Schiefer im Gegensatz zum eher kompetenten Felsgerüst der Gneise und Grünschiefer bewirkt haben. Dies gilt für anstehende Felsregionen (z. B. Schober, Bärenkogel, unterer

Klausgraben) und hat nichts mit den noch späteren gravitativen Hanggleitungen zu tun. Neue Wiederholungsmessungen von Präzisionsnivellementlinien in den Ostalpen ergaben rezente vertikale Krustenbewegungen von 1 bis 2 mm/Jahr (STEINHAUSER, 1988). Über Errichtung und Anfangsmessung des Präzisionsnivelements quer durch die Katschbergzone an der Torscharte (Kartenblätter Muhr und Spittal an der Drau [EXNER, 1980a, p. 405]) berichtet ausführlich PETERS (1979, p. 277–282).

Über den Lungau als Erdbebengebiet informiert DRIMMEL (1980, p. 523 und Abb. 142). Das unlängst stattgefundene schwache Beben am 4. März 1982 (Epizentrum zwischen Mauterndorf und Unternberg, Bebenherd in 4 km Tiefe, Epizentralintensität 4,75 auf der 12-teiligen Skala von MERCALLI-SIEBERG laut Nachricht der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) war nach Aussage der Bewohner von Mauterndorf und Umgebung anhaltend stark spürbar auf Alluvialboden (Begöriach und SE Pfarrkirche Mauterndorf), hingegen verspürte man in den Häusern am anstehenden Triasdolomittfels des „Burgstalles“ selbiger Ortschaft nur einen einfachen Stoß. Auch von einem Knall wurde mir berichtet.

Das tektonisch zerhackte Mosaik gekippter, aber anstehender Katschbergphyllit-Felsen in den Gräben N St. Georgen (Liesertal) weist auf Bebentätigkeit (N–S streichende fault scarps) hin. In diesem Sinne sind auch die altbekannten, aberrant W-fallenden Katschbergphyllitfelsen im Tal des Katschbaches und W Paßhöhe zu erklären.

8. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.

8.1. Reste ehemaligen Bergbaues

Hohe Tauern

Ehemaliger Talkbergbau Schellgaden. Der Stollen befindet sich am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus im Murtal, und zwar 50 m NW „Gantabach“ (Nebenbach der Mur, W Schober). Ich befuhr den Bergbau im Jahre 1935, als er in Betrieb war. Es handelt sich um Talkschiefer innerhalb einer Schollenreihe von Serpentiniten der Storzserie. Literatur: EXNER (1971a, p. 33–34), MEIXNER (1938 und 1939).

Pingen auf kiesführende Quarzlager der Goldlagerstätte Schellgaden. Es handelt sich nur um unbedeutende Ausläufer der im Bereich der geologischen Karte der Hafnergruppe befindlichen Lagerstätte. Z. B. eine 3 m tiefe Pinge befindet sich am Zickenberg-S-Hang (Murtal) in SH. 1445 m, und zwar 8 m über dem neuen Güterweg. Das Nebengestein des Lagerquarzes ist Epidot-Chlorit-Gneis der Storzserie mit Amphibolitlagen und diskordanten Aplitgängen. Raumlage des Lagerquarzes: 135/18 NE.

Grammatit-Asbest in Begleitung von Serpentin der Brennkogelserie der Bündnerschiefer im Liesertal. Der Antigoritserpentin bei Peitler S Oberdorf führt an der Basis und in Klüften Grammatitfels und Talkschiefer. Der Asbeststollen ist ein im Jahre 1921 angeschlagener, 12 m langer Probestollen (Abb. 5, Figur 2). Er befindet sich 100 m NW Serpentinsteinbruch, und

zwar am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus. Literatur: EXNER (1971a, p. 56), UCIK (1975 mit Detailbeschreibung).

Radstädter Deckensystem

Kiesführende Quarzlager in Schwarzschiefer des Fanningphyllites. Diese alten Bergbaue fand ich im Zuge meiner geologischen Kartierung. Anscheinend wurden sie in der bisherigen mineralogischen und geologischen Literatur nicht erwähnt. Eine mineralogische Untersuchung sei hiemit angeregt! Die Lokalitäten sind folgende:

Tauernhöhe-SSE-Flanke in SH. 2210 bis 2230 m: 9 Stollenmundlöcher und Pingen längs eines erzführenden Quarz-Lagerganges in Schwarzschiefer. Raumlage des Lagerganges: Streichen 120°, Fallen 42° NE.

Kleines Gurpitscheck-ENE-Flanke in SH. 1950 bis 2050 m: 7 Mundlöcher und Pingen auf erzführende Quarz-Lagergänge in Schwarzschiefer. Bei der untersten Pinge beobachtete ich Limonit und Ausblühungen von Azurit. Ein 0,5 m mächtiges Quarzlager streicht hier 130° und fällt 50° NE.

Kleines Gurpitscheck-W-Wand in SH. 2075 m: 3 Pingen (bloß 1 m tief) auf 0,5 m mächtiges Quarz-Ankerit-Lager (s: 122/59 NE) in Serizit-Chlorit-Phyllit und Chloritschiefer.

Zechnerriegel-SE-Flanke in SH. 1975 m: Stollenmundloch und mehrere Pingen auf boudinierten Quarz-

lagergängen in pyritführendem Schwarzschiefer (s: 105/51 N, Lineation : 110/6 NW).

Fanninghöhe-S-Flanke in SH. 1930 m: Quelle (Grubenwasser) bei verbrochenem Mundloch. Anstehender Schwarzschiefer mit Pyritwürfeln und vererzter, schwarz abfärbender Gangbreccie.

Bergrippe N Jaklhütte, SW Gamsstadl in SH. 1925 bis 1935 m (Abb. 26, Figur 4): Mehrere verbrochene Stollenmundlöcher und Schächte in pyritführendem Schwarzschiefer mit 3,5 m mächtigem Lagerquarz. Anstehendes Erz (schwarze Gangbreccie, quarzreich mit Sulfiden) bei Mundloch in SH. 1925 m.

Der Uranprospektionsstollen „Tweng Süd“, im Volksmund „Uranstollen“ genannt, wurde in permischem Schiefer und Fanningphyllit getrieben. Das geschlossene Mundloch befindet sich in SH. 1890 m, 350 m NNE Veitlhütte. Die Lokalität ist in der Österreichischen Karte 1 : 50.000 mit dem Zeichen für aufgegebenen Bergbau markiert. Die Halde ist bereits durch Vegetation bedeckt. Es finden sich noch Leseesteine permischen Quarzschiefers mit leuchtend grünen Farben. Über dem Mundloch steht ein 2 m dicker Quarz-Lagergang an. Der Stollen ist 236 m lang. Ich konnte ihn nicht befahren.

Die Firma „Pryssok“ beobachtete im Zuge der Uranprospektion in den Jahren 1975–1976 erhöhte radiometrische Werte längs des permischen Schiefers zwischen Twenger Alm und Moserkopf. Die Nachfolgefirma „Salzburger Uranerzbaugesellschaft“ trieb den Stollen im Jahre 1977. Auf Grund der mir durch Vermittlung der Geologischen Bundesanstalt Wien mit freundlichen Bemühungen von Herrn Dr. J. ALBER zur Verfügung gestellten Hinweise dürfte das angefahrne geologische Stollenprofil folgendermaßen tektonisch zu interpretieren sein.

Der Stollen ist querschlächtig nach NE und ENE getrieben. Die Schiefer fallen mittelsteil nach NE. Der im permischen Schiefer angeschlagnene Stollen tritt bereits nach 20 m in den darüberliegenden Fanningphyllit (Wechselagerung von Schwarzschiefer mit Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer) ein. Erst gegen Ende des Stollens trifft er auf permische Geröllschiefer, welche wahrscheinlich die Fortsetzung der Moserkopfschuppe darstellen dürften, die in den Fanningphyllit eingefaltet ist. Die Stollenbrüst befindet sich im darüberlagernden Schwarzschiefer des Hauptkörpers des Fanningphyllites.

Literatur: Unveröffentlichte Berichte in der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt.

Schladminger Gneisdecke

Erzführender Quarzit und Lagerquarz an tektonischer Scherzone in Paragneis des Znachtals.

Mehrere Pingen in der Felswand W P. 1512 im Znachtal am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus. Anstehend beobachtbar ist mit Pyrit vererzter gneisphyllonitischer Quarzit mit Quarzlagern. Raumlage: s: 115 bis 132/58 bis 76 SW, Lineation : 110 bis 125/6 bis 8 SE.

Besucht wurden die Pingen am Fuße der Felswand über dem Schuttkegel. Die unterste Pinge befindet sich in SH. 1555 m, ist 3 m tief und folgt einem braun anwitternden quarzreichen Schiefer. Ebenfalls am Fuße der Felswand befindet sich der Pingenzug A (Abb. 29, Figur 1) auf erzführendem Lagerquarz in gneisphyllonitischem Quarzit. Den besten genetischen Einblick bietet die 4 m tiefe Pinge B (ebenfalls in Figur 1). Hier ist der

Übergang von Gneis zu gneisphyllonitischem Quarzit zu sehen, der in 5 bis 10 cm dicken Lagen Pyrit führt. Die übrigen Pingen befinden sich in der Felswand in etwa 1570, 1610 und 1625 m SH. Das Haldenmaterial zeigt an, daß ihr Vererzungstypus derselbe ist.

8.2. Steinbrüche

Hohe Tauern

Schrovinserie (W Katschberg)

Verlassener Steinbruch in SH. 1765 m, 500 m SSE Schober, 10 Höhenmeter über der „Gantalstraße“. Aufgeschlossen ist 4 m mächtiger Phengit-Augengneis mit Quarz-Boudins, s: 20/24 E, Lineation alt: 125/24 SE, Achse der jüngeren Knitterung: 30/22 NE.

Wahrscheinliche Brennkogelserie (Liesertal)

Verlassener Steinbruch in SH. 1435 m, 400 m NW Peitler. Aufgeschlossen ist heute eine senkrechte, 10 m hohe Steinbruchwand innerhalb eines ausgedehnten, bereits überwachsenen älteren Steinbruchbereiches. Aus dem graugrünen, flammig geäderten Antigorit-serpentin wurden zuletzt Ziersteine für den Straßenbau gewonnen. Nähere Angaben siehe: KIESLINGER (1956, p. 84) und UCIK (1975, p. 16, 23).

Der feinkörnige, recht massige Antigoritserpentin aus der jüngsten Steinbruchwand zeichnet sich durch unscharf rechteckig begrenzte dunkle Prismen (mikroskopisch parallel verwachsener Antigorit als Pseudomorphose nach rhombischem Pyroxen), 2 mm große opake Körnchen und ein grünes Grundgewebe von gitterförmig verwachsenem Antigorit (Pseudomorphosen nach Olivin) aus (Se 3137).

Glocknerserie

Großes, in Betrieb befindliches Steinbruchgelände im grauen, farblos gebänderten und augigen Kalkglimmerschiefer, ENE Unterweißburg bei St. Michael in Lungau (KIESLINGER, 1964, p. 338: „Marmor von St. Michael im Lungau“). Gewinnung von Bausteinen. Der Steinbruch war schon im Jahre 1935 in Betrieb, als ich ihn als Student besuchte. Derzeit wird eine 15 m hohe Steinbruchwand mit modernen Bohrmethoden abgebaut, wobei sich das recht flache E-Fallen der s-Fläche günstig auswirkt: s: 152/17 NE; Lineation alt (Elongation der Glimmer): 135/horizontal; Lineation neu (Achse der Knitterung mit 2 cm Wellenlänge, stellenweise an phyllonitischen Zwischenlagen ausgeprägt): 20/18 NE.

Im hier vorherrschenden Gesteinstyp (Se 3099) erkennt man mit freiem Auge die großen Hellglimmer (4 mm Ø), Kalzit, Quarz und Opazit.

Accessoria: Titanit, Epidot und Turmalin. Es fehlen Biotit und Feldspat. Sehr auffallend sind farblose grobkörnige, konform eingeschichtete Kalzit-Einkristalle als Augen und Knauern bis 2 cm Dicke (Kalzit-Mobilisate, äußerlich an Augengneise erinnernd).

KIESLINGER (l. c.) berichtet von einer karbonatquarzitischen Gesteinsprobe mit Albit.

Verlassener Steinbruch an der Güterstraße, 350 m WNW Feichten, nahe der Autobahnbrücke über die Mur. Kalkglimmerschiefer, der nach dem II. Weltkrieg für die Blöcke der in der Nähe befindlichen künstlichen Uferböschung der Mur gewonnen wurde. Der Kalkglimmerschiefer mit Biotit, Kalzitaugen und seltenen Quarzlagern ist im 25 m hohen Wandzug aufgeschlossen: s: 17/20 SE, Lineation: 120/15 SE.

Verlassener Steinbruch in Kalkglimmerschiefer am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten

in SH. 2000 m (Abb. 13, Signatur 6). Hier wurden nach dem II. Weltkrieg Bausteine für Unterkunftshütten der bei der Lawinenverbauung des Fallbachhanges beschäftigten Arbeiter gewonnen. Ebenplattige, nur wenige m hohe Steinbruchwand: s: 20/28 E, Lineation: 117/27 SE.

Verlassener Steinbruch in Grünschiefer S Glashütte bei St. Michael/Lungau (KIESLINGER, 1964, p. 39). Die Lokalität befindet sich am linken Ufer des Klausbaches, einige m über dem Karrenweg. Der Grünschiefer (s: 45/23 SE) ist hier 15 m mächtig aufgeschlossen und wird von Kalkschiefer überlagert.

Ehemaliger Steinbruch auf Grünschiefer am Güterweg, 750 m NW Kirche St. Egid bei St. Michael/Lungau (KIESLINGER, l. c.). Der Steinbruch besteht als solcher nicht mehr. Die 30 m lange, ehemalige Steinbruchwand bildet heute die Güterwegböschung.

Verlassener Steinbruch in Grünschiefer NW Saraberg (Liesertal) in SH. 1400 m. Die Lokalität befindet sich 150 m W des verlassenen, höchsten Bauernhofes. Der Steinbruch ist 3 m hoch und 8 m breit. Der Grünschiefer zeigt folgende Orientierung: s: 165/51 E.

Rahmenzone der Hohen Tauern (N Katschberg)

Kleiner verlassener Steinbruch in Lantschfeldquarzit am Talfuß des Murtales zwischen Glashütte und Stranach, 20 m über der Talsohle, 1,3 km SW Kirche St. Michael/Lungau. Der Lantschfeldquarzit ist nur 4 m mächtig (Abb. 11, Figur 1, Signatur 8).

Unterer Dolomitsteinbruch am Lärchkogel in SH. 1320 m. Derzeit außer Betrieb. Hellgrauer bis farbloser mitteltriadischer Dolomit, 40 m mächtig, s: 46/26 SE, Lineation 130/25 SE. Der Steinbruch ist 25 m hoch und 50 m lang. Siehe Abb. 11, Figur 2, Signatur 5. Technische Verwendung für Stützmauern und Straßensplitt (KIESLINGER, 1964, p. 356).

Oberer Dolomitsteinbruch am Lärchkogel in SH. 1380 m. Kleiner verlassener Steinbruch in demselben Gestein, s: 22/38 SE, Lineation: 115/37 SE. Der Steinbruch ist 5 m hoch und 50 m lang. Siehe dieselbe Abb. 11, Figur 2, Signatur 5.

Radstädter Deckensystem Taurachtal

Verlassener Steinbruch im Lantschfeldquarzit N Purn im Taurachtal. Abgebaut wurde der Hangschutt der mehrere 100 m hohen Lantschfeldquarzitwand. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 81–82).

Heute ist auch ein 20 m hoher und 30 m breiter Steinbruch in der Felswand selbst zu beobachten. Die Lokalität befindet sich in SH. 1335 m, 300 m NNE Purn. Sie ist durch eine in den Fels geschlagenen Trasse aus Richtung NW (Purnbach) zugänglich. Es handelt sich um feinkörnigen hellgrünen Phengitquarzit. Meine mikroskopische Untersuchung ergab, daß er feldspatfrei ist und als Accessoria: Opazit, Apatit, Zirkon und Titanit führt (Se 3100, 3101). Gefügedaten: s: 150/36 NE, Lineation: 105/31 SE.

In Betrieb befindlicher Steinbruch in Triasdolomit der Weißeneckdecke, 300 m NW Gasthof Hammer, unmittelbar E Bundesstraße 99. Der graue Dolomit ist über 25 m mächtig aufgeschlossen. Er wird zu Splitt verarbeitet. Im Jahre 1935 enthielt der mylonitische Dolomit stellenweise an Klüftchen Malachit und Azurit, welche ich damals dort sammelte. Derartige Mineralstufen dieses Fundortes befinden sich auch heute in

der Schausammlung des Lungauer Landschaftsmuseums in Schloß Mauterndorf. Die s-Flächen des Triasdolomites weisen auf tektonische Anschoppung in der Stirne der Weißeneckdecke hin: An der Steinbruch-N-Wand s: 120/25 SW, an der S-Wand s: 90/63 N. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 356, „beim alten Kesselhammer“).

Verlassener Steinbruch in Triasdolomit der Weißeneckdecke, 600 m NW Gasthof Hammer, 20 m über der Bundesstraße, mit Ruine eines Kalkofens. Derselbe graue Triasdolomit mit Stirntektonik, im E-Teil des Steinbruchs s: 20/saiger, im W-Teil s: 148/44 SW. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 356–357, „Fingerlosbruch“).

Verlassener Steinbruch in Augen-Granitgneis von Mauterndorf (Tweng-Gneislamelle) in SH. 1175 m, am Güterweg W Stampfl, 340 m NNE Schloß Mauterndorf. Orientierung von s: 158/25 E. Lineation: 115/21 SE. Literatur: KIESLINGER (1964, p. 13).

Weißpriachtal

Verlassener Dolomitsteinbruch am Güterweg von Ulnhütte zum Wirpitschkar, Weißpriachtal, in SH. 1490 m. Hellgrauer bis farbloser Mitteltriad dolomit (s: 140/20 NE, Lineation: 124/8 SE) wurde als Schotter für Güterwege abgebaut.

Katschberg

Verlassener Dolomitsteinbruch an der „Gantlstraße“, 650 m S Bärenkogel. 10 m mächtiger, grauer bis farbloser Mitteltriad-Dolomit.

Zwei verlassene Steinbrüche in marmorisiertem Bänderkalk (Silur) innerhalb des Gebietes des Katschbergphyllites. Neben dem Güterweg, 600 m SW Katschbergpaß. 6 bis 10 m hohe und 10 bis 20 m breite Steinbruchwände an der E-Flanke des „Lisabichls“. Die Situation des N Steinbruchs ist auf Abb. 27 dargestellt. Detailprofil und Beschreibungen in EXNER (1944, p. 80–81). Erwähnung auch bei KIESLINGER (1956, p. 213). Es ist möglich, daß die ehemalige Glashütte bei St. Michael/Lungau auch mit Gangquarz vom „Lisabichl“ (– heute noch im Eisendolomitschrofen S der beiden Steinbrüche aufgeschlossen –) beliefert wurde (KIESLINGER, 1964, p. 356).

Verlassener Steinbruch in marmorisiertem Bänderkalk (Silur) an der Katschbergstraße, 800 m NNE Mühlbach. Die im Katschbergphyllit eingelagerte Kalkbank war 8 m mächtig und ist heute größtenteils abgebaut. EXNER (1944, p. 81), KIESLINGER (1956, p. 213), SCHÖNLAUB et al. (1976, p. 123).

Beinahe unkenntlich gewordene, ehemalige Steinbrüche

In die geologische Karte des mittleren Lungaus nicht eingetragen wurden alte Triasdolomitsteinbrüche der Weißeneckdecke, die infolge der Errichtung von Neubauten untauglich wurden. Dazu gehört in Mauterndorf der ehemalige Dolomitsteinbruch am orographisch rechten Taurachufer flußaufwärts „Römerbrücke“. Heute steht die „Speikueusche“ davor. In St. Michael/Lungau wurde die „Hauptschule“ im ehemaligen Steinbruchgelände an der Straße nach Litzldorf, 350 m E Pfarrkirche erbaut. Aufgeschlossen war Kalkmarmor mit Dolomit-Boudins in Phyllonit (EXNER, 1944, Fig. 3 und Abb. 3). Literatur: UHLIG (1908, p. 1408), KIESLINGER (1964, p. 356).

Lessacher Phyllonitzone

Verlassene Steinbrüche im altpaläozoischen metamorphen Bänderkalk des Niederrainwaldes im Weißpriachtal. Im maximal 10 m hohen und etwa 30 bis 40 m breiten, NNW streichenden Kalk-Härtlingsrücken zählte ich 15 alte Steinbrüche. Sie befinden sich teils N, hauptsächlich aber SE P. 1148 (1 km E St. Rupert). Nur einer dieser Steinbrüche weist frische Abbauspu- ren auf. s: 145/33 NE. Querschnitt um Achse: 25/40 NNE. Literatur: ZEJULA (1976, p. 122–124).

Nock-Kristallin

Kleiner verlassener Steinbruch in Granatquarzit der Mitterberg-N-Flanke in SH. 1325 m, 1,1 km SSW Gröbendorf. Der Quarzit ist 3 m mächtig und bildet eine Lage im phyllitischen Granatglimmerschiefer. Raumlage: s: 115/28 NE, Lineation: 75/28 ENE. Granat erreicht 2,3 cm Ø. Verwendung: Güterwegbau.

Verlassener, 20 m hoher Steinbruch in phylliti- schem Granatglimmerschiefer am Bergfuß S Mur, 1,45 km SE Kirche St. Martin. Kleinfalten im dm- Bereich um Achse: 55/horizontal. Petrographie in EX- NER (1980b, p. 174). Übrige Literatur: KIESLINGER (1964, p. 58).

Verlassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer. Ortschaft Pichlern, 100 m SE P. 1087. Falten mit 0,5 m Amplitude und Achse: 110/horizontal. Haupt-s: 118/52 NE. Der Steinbruch ist 10 m hoch und 25 m lang.

Verlassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer am Bergfuß des Liesertales 300 m NNE Brugg, 20 m E Autobahn. Der Steinbruch ist 8 m hoch und 15 m lang. Er ist im ehemaligen Prallhang des Lieser- flusses angelegt. Der recht kompetente Granatglimmer- schiefer weist 8 mm großen Granat und 2 mm großen Biotit auf. Raumlage: s:70/52 SE, Lineation: 70/hori- zontal.

8.3. Kies-, Sand- und Tongruben. Ehemalige Torfgewinnung. Steingewinnung aus Hangschutt

Weißpriachtal

Kiesgrube W Rader (NW Hinterweißpriach), zeit- weise in Betrieb. Über Bergsturzblockwerk sind hori- zontal geschichteter Kies und sandiges Zwischenmittel 200 m lang und 25 m hoch aufgeschlossen. Die mittlere Korngröße der gut gerundeten, vorwiegend aus Gneis bestehenden Komponenten beträgt 5-15 cm. Ge- nese: postglaziales Stausee-Sediment hinter Berg- sturzbarriere von Hinterweißpriach.

Kiesgrube in Betrieb, 800 m WNW Bruckdorf, 15 m hoch, 250 m breit. Abgebaut werden horizontal geschichtete Terrassenschotter. Abraum: Darüber la- gernde, bis 10 m mächtige Moräne (brauner sandiger Lehm mit Geschieben).

Kleine Kiesgrube am linken Ufer der Weißpriacher Ache S Bruggarn. Außer Betrieb.

Kies- und Sandgrube, außer Betrieb, an der Straße NW Rader (bei Fanning). Geschichtetes fluviogla-

glaziales Sediment, 8 m hoch aufgeschlossen, wurde vor wenigen Jahren für lokalen Güterwegbau verwen- det.

Taurachtal

Ehemalige Steingewinnung aus Hangschutt N Purn. Aus dem grobblockigen Schutt unter der Fels- wand wurde Lantschfeldquarzit gewonnen. Siehe Kapi- tel Steinbrüche (Radstädter Deckensystem, Lantsch- feldquarzit N Purn).

Kiesgrube, zeitweise in Betrieb, NW Annaka- pelle. Bach- und Hangschutt aus Dolomit wird für Wegebau gewonnen.

Kiesgrube W Neuseß, außer Betrieb. Geschich- teter Terrassenschotter.

Zederhaus- und Murtal

Große Kiesgruben für den Autobahnbau in den Al- luvionen des Zederhausbaches bei Ober- und Un- terweißburg und der Mur bei St. Michael und St. Martin. Eingetragen in der topographischen Kar- te. Teilweise unter Wasser stehend, teilweise noch in Betrieb.

Ehemalige Torfstecherei im Hochmoor, 1,2 km WNW St. Margarethen. Siehe topographische Karte! Heute Naturschutzgebiet. Literatur: PREY (1939, p. 61).

Ehemalige Tongruben der Ziegelei Flatschach. Abgebaut wurden pleistozäne Bändertone. Die große ältere Grube befindet sich SSW der Ortschaft, ist mor- phologisch kenntlich, aber von Vegetation bedeckt.

Die jüngere, SSE der Ortschaft befindlich gewesene Grube war nach dem 2. Weltkrieg in Betrieb. Sie ist heute zugeschüttet, verbaut und unkenntlich. Einige Jahre nach Einstellung des Abbaues, hatte ich Gele- genheit, diese Grube unter Führung des Salzburger Bo- denkundlers Hofrat Dipl. Ing. K. SCHNETZINGER im Jahre 1968 zu besichtigen. Aufgeschlossen waren damals 20 m mächtige Bändertone mit Abwechslung von Schluff und Feinsand eines ehemaligen Sees. Darüber lagerten bräunlicher Feinsand, darüber Kies und dar- über Geschiebelehm (Würm-Grundmoräne). Literatur: PREY (1939, p. 60), KIESLINGER (1964, p. 48–49).

Liesertal

Kiesgrube in Betrieb am E-Ufer des Katsch- baches in SH 1405 m. Die Grube ist 15 m hoch und 50 m breit. Fluvioglaiales Sediment aus ungeschichte- tem Kies und Sand mit eingepackten Geschiebe- blöcken.

Verlassene Kiesgrube an der Straße, 500 m WSW Bonnerhütte. Die Grube ist 64 m lang und 10 m hoch. Dicht gepackte flache Geschiebe in sandiger Matrix, teilweise konglomeriert. Auflagernde Moräne. Verwendung für den Straßen- und Güterwegbau. Eine kleinere Grube befindet sich weiter E. Literatur: SCHNEI- DER (1988, p. 201–204).

Verlassene Sandgrube, 12 m hoch und 43 m lang, am Güterweg im orographisch linken Hang des Laußnitztales in SH. 1360 m, 430 m SSW Sempel. Viel Sand und wenig Kies, talauswärts geschichtet. Wahrscheinlich pleistozänes Stauseesediment.

9. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 157 Tamsweg der österreichischen Karte 1 : 50.000

Diese heute vorliegende amtliche Karte (aufgenommen 1951, Kartenrevision 1979, einzelne Nachträge 1985) stellt die vorzügliche topographische Unterlage der Geologischen Karte des mittleren Lungaus dar. Der Geologe ist hierfür sehr dankbar. Es ist selbstverständlich, daß in den letzten Jahren errichtete Güterwegstrecken noch nicht eingezeichnet sind. Aber ich möchte auch folgende Anregungen für die zukünftige Revision der topographischen Karte nicht verschweigen.

Die Zechnerkarspitze heißt heute bei den Einheimischen „Zehnerkarspitze“ nach dem „Zehnerkar“ (W Hintere Ligniztalmen, zwischen Granitzstein und Zahlerkogel), welches nach dem Bauernhof vulgo „Zehner“ in Zankwarn benannt ist. Das dürfte auch in der Vergangenheit so gewesen sein („Zehnerkarspitze“ der Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt St. Michael, Nr. 5151 und der gesamten bisherigen geographischen Literatur). Da mir keine bedeutende Zeche (Bergbau) im Umkreis dieses Berges bekannt ist, sehe ich keinen Grund für die

vorgenommene Umbenennung dieses Berges zur Zechnerkarspitze. Um Verwechslung mit der gleichlautenden Zehnerkarspitze bei Obertauern (Kartenblatt Muhr) zu vermeiden, könnte man die Zechnerkarspitze zur „Zehnerspitze“ umbenennen und würde so dem historisch angestammten Bergnamen am ehesten gerecht.

Im Skigebiet Fanning steht die Bergstation des Skiliftes von der Raderhütte auf der Kammgruppe in SH. 2065 m. Sie ist unzutreffender Weise 120 m NNW eingetragen.

Die Ruine der Mühle im Klausgraben SSW Glashütte bei St. Michael im Lungau befindet sich in SH. 1120 m und nicht in SH. 1180 m.

Im Laußnitztal bei Rennweg existiert die eingetragene, 1,3 km lange Güterwegstrecke längs des orographisch linken Ufers des Laußnitzbaches zwischen dem Weiler Laußnitz und der imaginären Kehre 380 m SSW Kapelle Sampel tatsächlich nicht. Wahrscheinlich war sie projektiert. Meine Beobachtung wurde im Juni 1986 angestellt.

Literatur

- ALBER, J.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 311–312, Wien 1983.
- ALBER, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 283–285, Wien 1985.
- ALBER, J.: Radstädter Quarzphyllit. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A., 1987 Blatt 127 Schladming, 25–32, Wien 1987.
- ALKER, A. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Mineral. Mh., Jg. **1962**, 163–172, Stuttgart 1962.
- BECHTOLD, D. et al.: Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattenquarzit und Plattengneis) im Bundesland Salzburg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 19–28, Wien 1982.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 371–404, Wien 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkerns. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **118**, Abt. I, 1045–1072, Wien 1909a.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite. Vortragsbericht. – Tschermaks min.-petr. Mitt., **28**, 369–375, Wien 1909b.
- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 207–233, Wien 1937.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **30**, 37–150, Wien 1939.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **146**, Abt. I, 249–316, Wien 1937.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: A. DEJONG & R. SCHOLTEN (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley) 1973.
- CORNELIUS, H. P.: Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel – Zell am See (5049) sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner (5149). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1934**, 31–32, Wien 1934.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), **25**, 306 S., Wien 1939.
- DEMME, W.: Die geologische Bearbeitung des Tauern隧nells. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 491–512, Salzburg (Tauernautobahn-AG) 1976.
- DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 505–527, Wien 1980.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), **89**, 285–314, Wien 1939.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. – Mitt. Alpen. Geol. Ver. (geol. Ges. Wien), **35**, 49–106, Wien 1944.
- EXNER, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. – Mitt. geograph. Ges. Wien, **91**, 186–196, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft C, 86–95, Wien 1952.
- EXNER, Ch.: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia II, **143**, 124–128, Klagenfurt 1953.
- EXNER, Ch.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1967**, 98–108, Wien 1967.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, Wien 1971a.
- EXNER, Ch.: Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – Carinthia II, Sonderheft **28**, 221–238, Klagenfurt, 1971b.
- EXNER, Ch.: Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – Der Karinthin, Folge **64**, 219–224, Klagenfurt 1971c.
- EXNER, Ch.: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Jg. **1973**, 187–210, Stuttgart 1974.
- EXNER, Ch.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, Wien 1979.
- EXNER, Ch.: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 343–410, Wien 1980a.
- EXNER, Ch.: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 167–189, Wien 1980b.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000, mit Erläuterungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Wien 1983a.

- EXNER, Ch.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 319–320, Wien 1983b.
- EXNER, Ch.: Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 349–367, Wien 1984a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1982**, A78, Wien 1984b.
- EXNER, Ch.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 351, Wien 1985a.
- EXNER, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 304–305, Wien 1985b.
- EXNER, Ch.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 441–442, Wien 1986.
- EXNER, Ch.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 332–334, Wien 1987.
- EXNER, Ch.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 456–458, Wien 1988.
- FEHLEISEN, F.: Der Bau des Katschbergtunnels im Rahmen der Tauernautobahn. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1975**, 137–162, Wien 1975.
- FRANK, W. et al.: Geochronological data from the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke) 1987.
- FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern, mit geologischer Karte. – Geol. Paläont. Abh., **9**, (N. F. 5), 1–66, Jena 1901.
- FRISCH, W. et al.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W. et al.: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window. A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Wien (Deuticke) 1987.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1892**, 319–327, Wien 1892.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 49–60, Wien 1893.
- GEYER, G.: Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1 : 75.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1893.
- HÄUSLER, H.: Vergleichende Untersuchungen an nachtriadischen Breccien des Unterostalpins in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen (Salzburg – Tirol). – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft **3**, 191–201, Leoben 1982.
- HÄUSLER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 298–300, Wien 1985.
- HÄUSLER, H.: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 21–125, Wien 1988.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contr. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, Berlin 1976.
- HEINRICH, M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, Wien 1977.
- HEJL, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 285–286, Wien 1985.
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft **4**, 17–31, Leoben 1983.
- HELLER, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gurpitscheckzuges in den Radstädter Tauern. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 71 S., Wien 1950.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sonderheft **17**, 348 S., Klagenfurt 1956.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., Salzburg (Bergland) 1964.
- KOBER, L.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **121**, Abt. I, 425–459, Wien 1912a.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 368–481, Wien 1912b.
- KOBER, L.: Radstädter Tauern (Führer zu geologischen Exkursionen). – Geol. Rundschau, **3**, 524–528, Leipzig 1912c.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **98**, 201–242, Wien 1922a.
- KOBER, L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **130**, Abt. I, 375–381, Wien 1922b.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 1. Aufl., 283 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- KOBER, L.: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. **1926**, 46–48, Wien 1926.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer) 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 2. Aufl., 379 S., Wien (Deuticke) 1955.
- KÜHN, O. et al.: Autriche. – Lexique Stratigraphique International, I Europe, Fasc. **8**, 646 S., Paris 1962.
- MATURA, A.: Die Schladminger und Wölzer Tauern. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 363–368, Wien (Springer) 1980.
- MATURA, A.: Schladminger Kristallinkomplex. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A., 1987, Blatt 127 Schladming, 5–8, 13–24, Wien 1987.
- MEIXNER, H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee (Kobelsberger Alpe) bei Tweng in den Radstädter Tauern. – N. Jb. Mineral., Abt. A., Beil.-Band **69**, 500–514, Stuttgart 1935.
- MEIXNER, H.: Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg. – Z. angewandte Mineralogie, **1**, 134–143, Berlin 1938.
- MEIXNER, H.: Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau. – Fortschr. Mineral., **23**, 25–28, Berlin 1939.
- MEIXNER, H.: Piemontit aus Osttirol und Romeit aus den Radstädter Tauern; eine Notiz zu tauernmetamorphen Manganvorkommen Osttirols und Salzburgs. – N. Jb. Mineral., Mh., Jg. **1951**, 174–178, Stuttgart 1951.
- MEIXNER, H.: Alpine Kluffminerale und Tauernmetamorphose im Untermalm-Radiolarit aus der Hochfeindgruppe, südliche Radstädter Tauern, Salzburg. – Der Karinthin, Folge **79**, 62–64, Salzburg 1978.
- NAGL, H.: Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllaltals (Hafnergruppe, Kärnten). – Carinthia II, **161**, 9–30, Klagenfurt 1971.
- NOWOTNY, A.: Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1976.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf – Großarlal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, Wien 1980.
- PETERS, K.: Krustenbewegungsmessungen im Karawankenprofil und an der Tonscharte. – Geowiss. Mitt. Inst. Landesverm. Techn. Univ. Wien, **15**, 257–307, Wien 1979.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems (Nockgebiet, Gurktaler Alpen). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, **147** S., Wien 1971.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**, 127–141, Wien 1975.
- PREY, S.: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1938**, 63–64, Wien 1938.

- PREY, S.: Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. – Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), Jg. **1939**, 59–61, Wien 1939.
- PREY, S.: Über die Katschbergschiefer. – Ber. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B.-A.), Jg. **1941**, 115–119, Wien 1941.
- ROSIWAL, A.: Petrographische Notizen über einige kristallinische und „halbkristallinische“ Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung des Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 365–372, Wien 1893.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordoststrand des Tauernfensters (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 251–387, Wien 1979.
- SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **11**, 67–110, Wien 1960.
- SCHIMANA, R.: Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet, Kärnten). – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S., Wien 1986a.
- SCHIMANA, R.: Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 221–232, Wien 1986b.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt „Radstadt“ (5051). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1937**, 50–52, Wien 1937.
- SCHNEIDER, T.: Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. – Augsburger geograph. Hefte des Lehrst. phys. Geogr. Univ. Augsburg, **7**, 267 S., Augsburg 1988.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **79**, 47–55, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1975**, 253–269, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P. et al.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1976**, 115–145, Wien 1976.
- SCHWAN, W. & ROSSNER, R.: Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern, abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 505–527, Wien 1987.
- SCHWINNER, R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **136**, Abt. I, 333–382, Wien 1927.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. – In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Auflage, 105–232, Wien 1951.
- SLAPANSKY, P.: Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin – Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz – Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 286 S., Wien 1987.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **52**, 272 S., Bern 1924.
- STEINHAUSER, P.: Geodynamische Interpretation rezenter Krustenbewegungen: Alpenraum und Böhmisches Massiv. – Abstracts Jahrtagung österr. geol. Ges., **1988**, 29, Salzburg 1988.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, Wien 1854.
- STUR, D.: Handkolorierte geol. Manuskriptkarte der Umgebung von Mauterndorf, Maßstab 1 : 28.800. – Archiv Geol. B.-A., Inv.-Nr. A 03223, Wien 1854.
- Suess, E.: Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. **1890**, 245, Wien 1890.
- THEINER, U.: Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallin-geologische Neuuntersuchung. – Diss. formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien 1987.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1960**, A85–86, Wien 1960.
- THIELE, O.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1961**, A78–79, Wien 1961.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer) 1980.
- THURNER, A.: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an der Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. – Centralbl. Miner., Abt. A., Jg. **1929**, 151–166, Stuttgart 1929.
- TOLLMANN, A.: Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1961**, A82–84, Wien 1961a.
- TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, Wien 1961b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1962**, A77–81, Wien 1962a.
- TOLLMANN, A.: Die Entdeckung eines eiszeitlichen Naturdenkmals im Lungau. Der Gletschertopf bei Mauterndorf. – Universum, Natur u. Technik, Jg. **17**, 32–34, Wien 1962b.
- TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – In: O. KÜHN (Hrsg.): Lexique Stratigraphique International, I Europe, Autriche, Fasc. **8**, 646 S., Paris 1962c.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hocheindgruppe. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1964**, A51–54, Wien 1964a.
- TOLLMANN, A.: Radstädter Tauern. Exkursionsführer. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 49–56, Wien 1964b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1966**, A58–60, Wien 1966.
- TOLLMANN, A.: Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekton. Forsch., **29**, 26–59, Stuttgart 1968.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der Alpenen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, Wien 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. österr. geograph. Ges., **128**, 62–72, Wien 1986.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987.
- UCIK, F. H.: Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal, Kärnten. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 15–27, Leoben 1975.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, Abt. I, 1379–1422, Wien 1908.
- VACEK, M.: Über die Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1882**, 310–316, Wien 1882a.
- VACEK, M.: Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1 : 75.000. Anteil Radstädter Tauern. – Archiv Geol. B.-A., Wien 1882b.
- VACEK, M.: Über die Schladminger Gneissmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1893**, 382–396, Wien 1893.
- VACEK, M.: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1901**, 361–397, Wien 1901.

WEIDL, H.: Das Ostende der Radstädter Tauern zwischen Mutterndorf und St. Michael. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 79 S., Wien 1950.

WEISS, E. H.: Die geologischen Verhältnisse und die baueologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 513–528, Salzburg (Tauernautobahn-AG) 1976.

ZEZULA, G.: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien 1976.

Manuskript eingelangt am 15. November 1988.

Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian-Albian)

Von KARL B. FÖLLMI*)

Mit 3 Abbildungen, 9 Tabellen und 13 Tafeln

Der Druck dieser Arbeit
wurde durch einen Druckkostenbeitrag
der Vorarlberger Landesregierung
unterstützt.

*Vorarlberg
Helvetikum
Garschella-Formation
Biostratigraphie
Ammonoidea
Systematik
Biogeographie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 110, 111, 112, 113, 140, 141, 142

Inhalt

Zusammenfassung	106
Abstract	106
1. Einleitung	106
2. Geologisch-sedimentologischer Rahmen	106
2.1. Geologische Bedeutung der Garschella-Formation	106
2.2. Fundschichten und deren geologische Stellung	107
3. Benutzte Biozonierungen	109
4. Paläontologische Beschreibung	111
4.1. Phylloceratidae	111
4.2. Lytoceratina	115
4.2.1. Lytoceratidae	115
4.2.2. Gaudryceratinae	117
4.2.3. Gabbioceratinae	118
4.2.4. Tetragonitidae	118
4.2.5. Turrilitidae	119
4.2.6. Baculitidae	120
4.2.7. Ptychoceratidae	120
4.2.8. Scaphitidae	120
4.3. Ancylocerataceae	120
4.3.1. Ancyloceratidae	120
4.3.2. Anisoceratidae	122
4.3.3. Labeceratidae	129
4.3.4. Deshayesitidae	129
4.3.5. Parahoplitidae	130
4.3.6. Douvilleiceratidae	134
4.4. Desmocerataceae	135
4.4.1. Desmoceratinae	135
4.4.2. Puzosiinae	136
4.4.3. Beudanticeratinae	137
4.4.4. Leymeriellidae	140
4.4.5. Cleoniceratinae	142
4.4.6. Hoplitinae	143
4.5. Aacanthocerataceae	150
4.5.1. Brancoceratinae	150
4.5.2. Mojsisovicsiinae	152
4.5.3. Mortoniceratinae	153
4.5.4. Stoliczkainae	154
5. Biostratigraphie und -geographie	154
5.1. Aptian	154
5.1.1. Früh-Aptian	154
5.1.2. Spät-Aptian	154

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL B. FÖLLMI, Earth Sciences Board, University of California, Santa Cruz, CA 95064, USA.

5.2. Albian	155
5.2.1. <i>tardefurcata</i> -Zone	155
5.2.2. <i>mammillatum</i> -Zone	155
5.2.3. <i>dentatus</i> -Zone	156
5.2.4. <i>loricatus</i> - und <i>lautus</i> -Zone	156
5.2.5. <i>inflatum</i> -Zone	156
5.2.6. <i>dispar</i> -Zone	157
Dank	157
Anhang	184
Literatur	184

Zusammenfassung

Ammonoidea, gesammelt aus verschiedenen Phosphorit-Schichten der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian, Albian, West-Österreich, helvetischer Schelf, Tethys-Nordrand), werden in dieser Arbeit auf ihre biostratigraphische, paläobiogeographische und phylogenetische Aussagekraft untersucht.

Die Fauna der Luitere-Schicht (mittleres Unter- bis unteres Ober-Aptian) umfaßt überwiegend Vertreter der Parahoplitiidae, Douvilleiceratidae, Puzosiinae und Beudanticeratinae; untergeordnet kommen Vertreter der Phylloceratidae, Ancyloceratidae und Deshayesitidae vor. Diese Vergesellschaftung weist einen tethysch/kosmopolitischen Charakter auf und kann insgesamt recht gut mit osteuropäischen, gleichaltrigen Faunen verglichen werden, was auf die damalige Präsenz einer Ost-West-gerichteten Meeresströmung entlang des Tethys-Nordrandes zurückgeführt werden kann.

In den Klausen Schichten (oberstes Aptian bis unterstes Albian) und in gleichaltrigen Sedimenten der Rankweiler Schichten und der Plattenwald-Schicht tritt eine Fauna mehrheitlich aus Parahoplitiidae und Leymeriellidae, untergeordnet aus Phylloceratidae, Beudanticeratinae und Anisoceratidae auf. Die Fauna weist boreale Charakterzüge auf und dokumentiert somit die spät-aptische Öffnung des Pariser Beckens zum borealen Raum hin.

Anteile der Plattenwald-Schicht aus dem mittleren und oberen Unter-Albian sowie Mittel-Albian und die Durschlägi-Schicht (mittleres und oberes Unter-albian) führen eine reichhaltige Ammonitenfauna aus Phylloceratidae, verschiedenen Familien und Subfamilien der Lytoceratina, aus Anisoceratidae, Douvilleiceratidae, Desmocerotinae, Puzosiinae, Beudanticeratinae und Hoplitinae. Vertreter der Superfamilie Acanthocerataceae sind äußerst selten. Diese Fauna weist einen gemischt borealen-tethysch/kosmopolitischen Charakter auf, was auf einen andauernden, jedoch schwächer werdenden Einfluß aus dem borealen Raum hindeutet.

Die fossile Ammonoidea-Fauna aus dem Ober-Albian-Anteil der Plattenwald-Schicht und der gleichaltrigen Wannenalp-Schicht setzt sich vorwiegend aus Mitgliedern der Superfamilie der Acanthocerataceae zusammen; Anisoceratidae, Beudanticeratinae und Puzosiinae sind gleichfalls gut vertreten. Phylloceratidae, Turrititidae, Baculitidae, Scaphitidae, Labeceratidae (?) und Hoplitinae kommen vergleichsweise selten vor. Diese Fauna hat einen ausgeprägt kosmopolitischen Charakter, was sehr wahrscheinlich mit einem starken eustatischen Meeresspiegel-Anstieg zu dieser Zeit zusammenhängt.

Sieben neue Arten werden in dieser Arbeit beschrieben: *Pictelia oberhauseri* sp. nov., *Pictelia* sp. nov., *Anisoceras (Protanisoceras)* sp. nov., *Anisoceras (Protanisoceras)* sp. nov., *Labeceras (?) collignoni* sp. nov., *Leymeriella (Neoleymeriella) seitzi* sp. nov. und *Otohoplites* sp. nov.

Abstract

Ammonoids, collected from phosphatic beds within the Vorarlberg Garschella Formation (Aptian, Albian, western Austria, Helvetic Zone, northern Tethys-margin), are described in this paper for the purpose of biostratigraphy, paleobiogeography and phylogenetic relationships.

The middle lower to lower Aptian Luitere Bed displays a fauna consisting of Parahoplitiidae, Douvilleiceratidae, Puzosiinae, Beudanticeratinae (abundant), and of Phylloceratidae, Ancyloceratidae and Deshayesitidae (rare). This fauna shows a tethyan/cosmopolitan character with close affinities to coeval East-European assemblages, which is probably due to

the influence of a westbound northern tethyan current-system.

Within the uppermost Aptian – lowermost Albian Klaus Beds, coeval parts of the Rankweil Beds and of the Plattenwald Bed, a fauna appears, consisting of Parahoplitiidae and Leymeriellidae (abundant), as well as of Phylloceratidae, Beudanticeratinae and Anisoceratidae (rare). This fauna displays relationships to coeval boreal faunas, which reflects the late Aptian opening towards the boreal area via the Paris Basin.

The middle and upper lower and middle Albian portions of the Plattenwald Bed and the middle and upper lower Albian Durschlägi Bed contain a very diverse assemblage, consisting of Phylloceratidae, several families and subfamilies of the Lytoceratina, of Anisoceratidae, Douvilleiceratidae, Desmocerotinae, Puzosiinae, Beudanticeratinae and Hoplitinae. Representatives of the superfamily Acanthocerataceae are very rare. This fauna exhibits mixed boreal-tethyan/cosmopolitan affinities, pointing to a continuing, though weakening influence of the boreal realm.

The upper Albian fraction within the Plattenwald Bed and the coeval Wannenalp Bed displays an assemblage dominated by the representatives of the superfamily Acanthocerataceae; Anisoceratidae, Beudanticeratinae and Puzosiinae are equally well represented. Rare are Phylloceratidae, Turrititidae, Baculitidae, Scaphitidae, Labeceratidae (?) and Hoplitinae. The upper Albian fauna consists mainly of cosmopolitan forms, reflecting probably the effect of a eustatic sealevel rise during that time.

Seven new species are described in this paper: *Pictelia oberhauseri* sp. nov., *Pictelia* sp. nov., *Anisoceras (Protanisoceras)* sp. nov., *Anisoceras (Protanisoceras)* sp. nov., *Labeceras (?) collignoni* sp. nov., *Leymeriella (Neoleymeriella) seitzi* sp. nov. and *Otohoplites* sp. nov.

1. Einleitung

Die in dieser Arbeit beschriebenen Ammonoidea wurden im Verlaufe der Geländearbeiten zusammengetragen, welche ich 1979–1984 in der Vorarlberger Garschella-Formation (Unter-Aptian bis Unter-Cenomanian) durchführte (FÖLLMI, 1986, im Druck; FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; Abb. 1). Das Fossilmaterial diente zunächst als biostratigraphische Datenbank zur internen Gliederung der vielschichtigen Garschella-Formation; die systematische Bearbeitung des Fundmaterials ergab außerdem eine Reihe von paläobiogeographischen und phylogenetischen Konsequenzen, welche hier zur Diskussion gestellt werden.

2. Geologisch-sedimentologischer Rahmen

2.1. Geologische Bedeutung der Garschella-Formation

Die Garschella-Formation entstand an der Wende Früh-/Spät-Kreide, in einer Periode größerer paläozoanographischer und tektonischer Umstellungen mit tiefgreifenden Auswirkungen auf den Tethys-Nordrand.

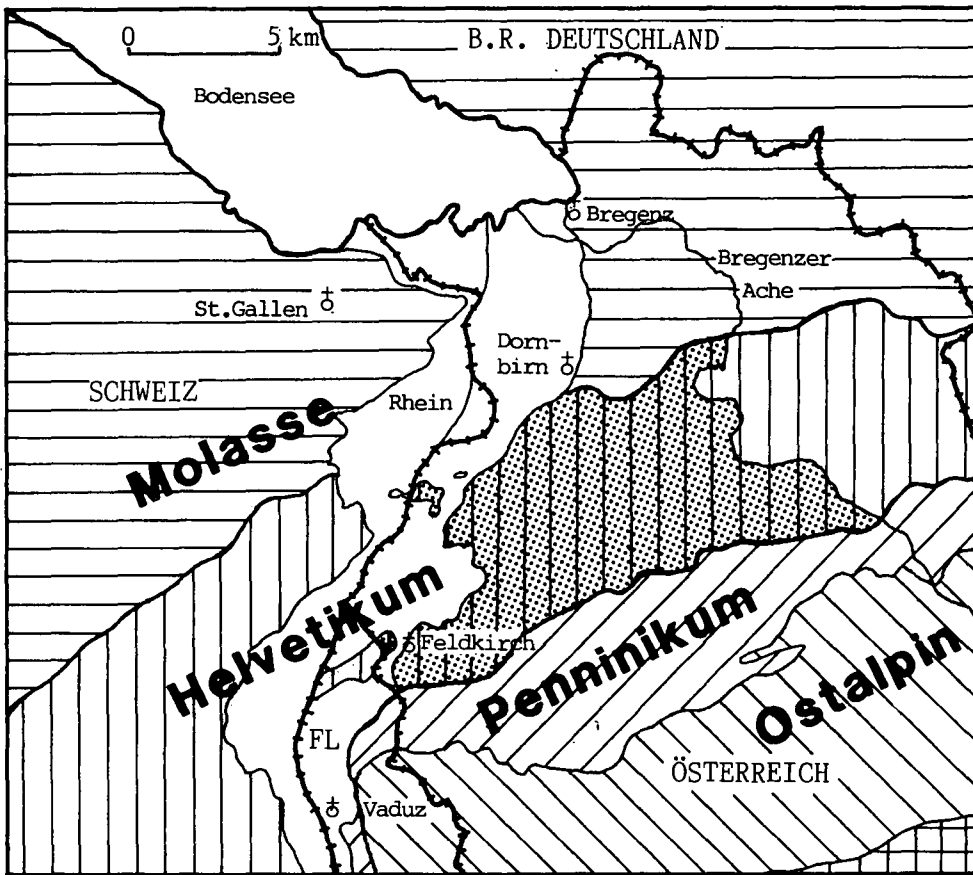


Abb. 1.
Übersichtsplan.
Das untersuchte Gebiet ist gerastert.

Die Kollision des afrikanisch-apulischen Plattenkomplexes mit dem Südrand Europas führte im Verlauf des Aptian zum Vorherrschen eines transpressiven Regimes im helvetischen Ablagerungsraum, was zunächst eine Absenkung des Schelfgebietes bewirkte; wiederholte Meeresspiegel-Anstiege (im Früh- und frühen Spät-Aptian sowie während des Albian) überlagerten und verstärkten diesen Effekt. Dies hatte zur Folge, daß die während des Barremian weit vorstößende Karbonat-Plattform der Schratzenkalk-Formation absank und inaktiviert wurde. Den ausschlaggebenden Faktor in diesem Prozeß bildete eine Ost-West gerichtete, küstenparallele Strömung, welche durch die transgressive Bedingungen auf die in Absenkung begriffene Plattform gelenkt wurde (FÖLLMI, 1986, im Druck, Abb. 3). Die wahrscheinlich nährstoffreiche Strömung brachte eine tiefgreifende Änderung in den hydrodynamischen und -chemischen Bedingungen auf der Plattform mit sich mit, welche offensichtlich nicht kompatibel mit den allgemeinen Wachstumsbedingungen der Karbonat-Plattform waren. Zudem führte sie äußerst niedrige Sediment-Netto-Akkumulationsraten herbei, welche sich aus a-periodischen Phasen der Abtragung und der Um- und Ablagerung zusammensetzten. Unter diesen Bedingungen konnte eine Sequenz von geringmächtigen Phosphoritschichten, Glaukonitsandsteinen und -mergeln auf der abgesunkenen Plattform entstehen, die heute zu der Garschella-Formation gerechnet werden. Jenseits der abgesunkenen Plattform – im äußeren Bereich des helvetischen Schelfes – akkumulierten hemi- und pelagische Sedimente, mehrheitlich in Form von dunklen, teilweise laminierten Tonen und Mergeln (Freschen-Schichten, Abb. 2), welche auf disaerobe Ablagerungsbedingungen hindeuten. Diese distalen Sedimente – ebenfalls der Garschella-Formation

angehörend – führen zahlreiche Resedimente, welche aus dem Plattform-Bereich umgelagert wurden (Abb. 2).

Im späten Albian/frühen Cenomanian gelangte der heute in der helvetischen Zone aufgeschlossene Schelfteil durch anhaltende Meeresspiegel-Anstiege außerhalb der durch den Influx von siliziklastischem Detritus und durch die Strömung beeinflussten Zone; die größtenteils kondensierten Sedimente der Garschella-Formation wurden in heterochroner Weise durch pelagische Sedimente der Seewer-Formation überlagert (distal bereits im späten Albian, proximal im Früh- bzw. Mittel-Cenomanian, Abb. 2).

2.2. Fundschichten und deren geologische Stellung

Das gesammelte Fossilmaterial stammt zum größten Teil aus den geringmächtigen Phosphorit-Schichten, welche mehrfach in der Garschella-Formation vorkommen (Abb. 1):

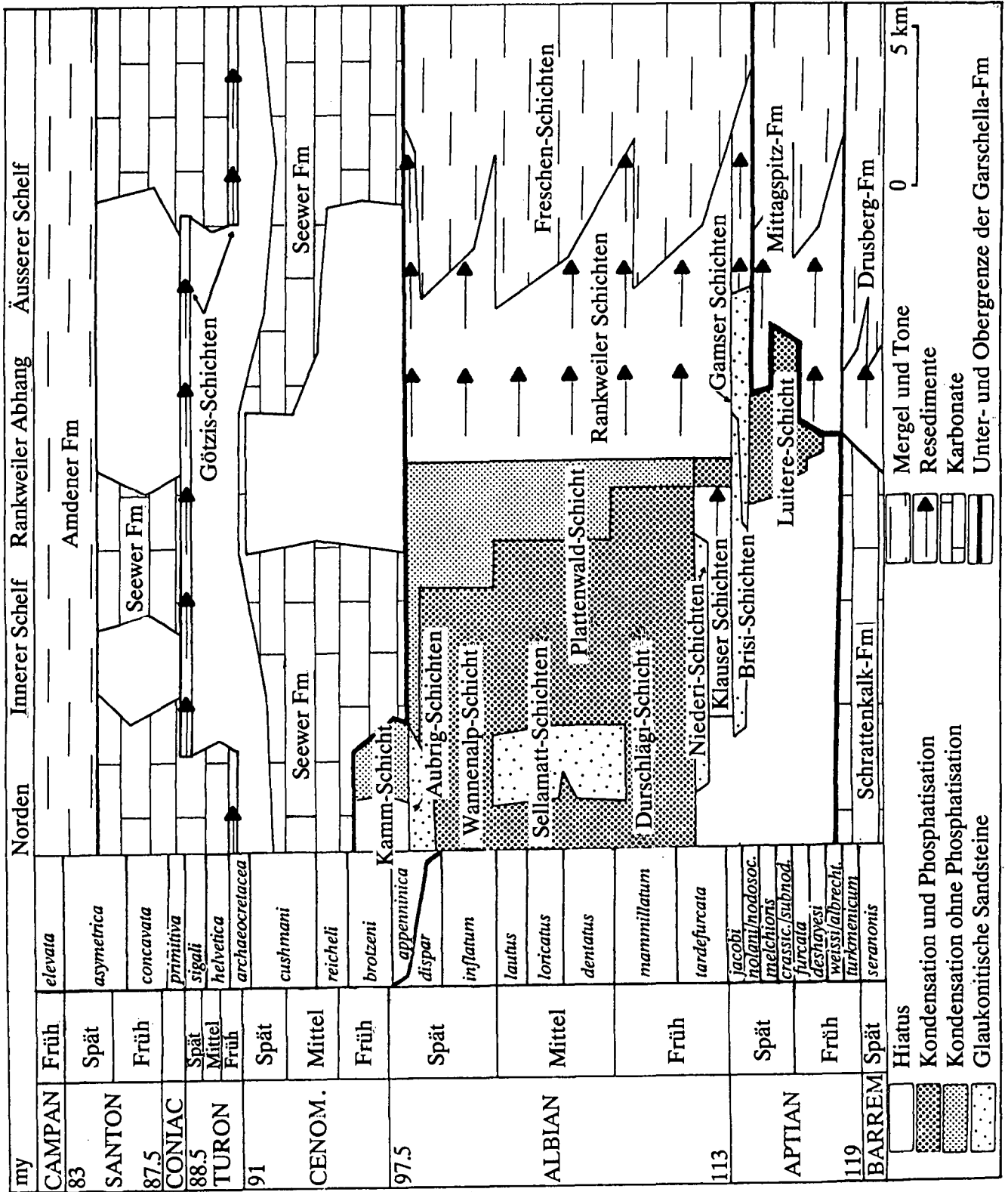
① Luitere-Schicht

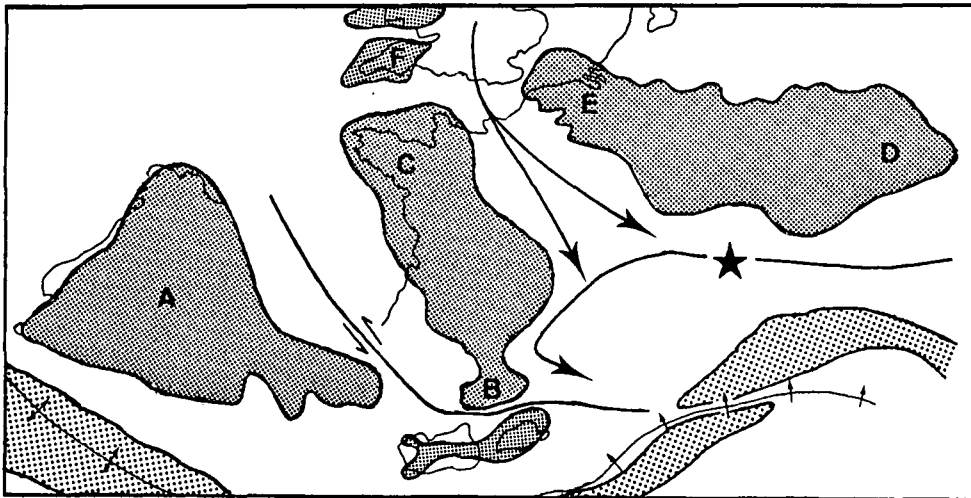
Eine maximal 1,5 m mächtige, phosphathaltige Schicht, welche im distalen, marginalen Bereich der in Absenkung begriffenen Plattform und unmittelbar südlich davon abgelagert wurde. Die Schicht reicht in Vorarlberg biostratigraphisch von der *deshayesi*-Zone bis zur *melchioris*-Zone.

② Klausen Schichten

Eine maximal 5–7 m mächtige, phosphathaltige Schichtfolge, die als Ergebnis verschiedener Umlagerungsphasen an der Aptian/Albian-Wende (*jacobi*-Zone und unterer Teil der *tardefurcata*-Zone) interpre-

Abb. 2.
Stratigraphisches Zeit-Raum-Diagramm der Garschella- und Seewer-Formation.
In der linken Hälfte sind die Sedimente des internen Schelfbereiches, in der rechten Hälfte die Sedimente des externen Schelfbereiches dargestellt.





- | | | | |
|-----|---------------------|---|------------------------|
| ★ | Untersuchtes Gebiet | A | Iberisches Massiv |
| — — | Subduktion | B | Durancischer Isthmus |
| —+— | Spreading | C | Armoricanisches Massiv |
| ▭ | Festland | D | Böhmisches Massiv |
| ▨ | Ozeanische Kruste | E | Brabant-Massiv |
| ➔ | Meeresströmung | F | Cornubisches Massiv |

Abb. 3.
Paläogeographische Skizze von Süd-Europa zur Zeit des Albian. Nach ZIEGLER (1982), DER COURT et al. (1985) und R. TRÜMPY (mündl. Mitt., 1986).

tierbar ist. Die in den Klausen Schichten enthaltenen, phosphatisierten Lithoklasten und Fossilreste können aus der Twäriberg-Schicht hergeleitet werden – aus einer Schichtfolge, welche in Vorarlberg autochthon nicht mehr vorhanden ist (vgl. FÖLLMI 1986, im Druck; FÖLLMI & OUWEHAND, 1987). Die Klausen Schichten entstanden im distalen Bereich der abgesunkenen Plattform.

3 Rankweiler Schichten

Eine bis 15 m mächtige Abfolge aus Resedimenten, die während des Spät-Aptian und nahezu des gesamten Albian (*jacobi*- bis *dispar*-Zone) im proximalen Bereich des äußeren Schelfes abgelagert wurde. Basale, ammonitenführende Abschnitte der Rankweiler Schichten können faziell und biostratigraphisch mit den Klausen Schichten korreliert werden.

4 Durschlägi-Schicht

Eine geringmächtige Phosphoritschicht (max. 0,5 m) im mittleren Bereich der abgesunkenen Plattform, die während des oberen Teils der *tardefurcata*-Zone und während der *mammillatum*-Zone entstanden ist.

5 Sellamatt-Schichten

Eine bis 3 m mächtige Abfolge aus glaukonitischen Mergeln und Sandsteinen, in denen lokal vereinzelte Niveaus mit Phosphoritpartikeln vorhanden sind. Ihr Alter läßt sich auf den oberen Teil der *mammillatum*-Zone und das Mittel-Albian einschränken.

6 Wannenalp-Schicht

Eine ebenfalls recht geringmächtige Phosphoritschicht (max. 0,3 m) aus der *inflatum*-Zone mit eventuellen Anteilen der *dispar*-Zone.

7 Plattenwald-Schicht

Diese geringmächtige Phosphoritschicht (selten über 1 m) findet eine weite Verbreitung in Vorarlberg; sie ist charakteristisch für den äußeren Bereich der abgesunkenen Plattform, wo sie das zeitliche Äquivalent der Durschlägi-Schicht, der Sellamatt-Schichten und der Wannenalp-Schicht reprä-

sentiert. In distalen Vorkommen verkörpert sie außerdem die zeitlichen Äquivalente der Klausen, Nieder- und Aubrig-Schichten, sowie den unteren Abschnitt der Seewer-Formation. Die maximale Zeitspanne ihrer Bildung reicht von der *jacobi*- bis zur *archaeocretacea*-Zone; die jüngsten phosphatisierten Ammonoidea reichen jedoch nicht über das Albian hinaus.

Die Ammonoidea liegen dementsprechend in phosphatisierter Form vor – oft als Steinkern, oft auch mit teilweise erhaltener, phosphatisierter Schalensubstanz. Wenige Ammoniten aus höheren Teilen der Rankweiler Schichten sind in Kalzit erhalten.

Die Tabellen 4–9 geben Aufschluß über die Fundschichten der hier beschriebenen Exemplare. Die Buchstaben-Ziffer-Kombination, die als Bezeichnung der Ammonoidea verwendet wurde, ist wie folgt zu verstehen: Die Buchstaben beziehen sich auf das Fundprofil, die folgende Ziffer auf die Position im Profil; die Ziffer hinter dem Querstrich ist eine quantitative Angabe, sie gibt die Menge der in der entsprechenden Schicht gesammelten Ammonoidea an. Am Schluß dieser Arbeit ist eine Liste der Profile mit Koordinaten zusammengestellt; eine ausführliche Dokumentation der Profile befindet sich in FÖLLMI (1986).

Die Sammlung ist am Paläontologischen Institut der Universität Zürich, Künstlergasse 16, CH-8001 Zürich, deponiert.

3. Benutzte Zonierungen

Die gesammelte Aptian-Fauna läßt sich gut mit ost-europäischen Vorkommen vergleichen: die Biozonierung für das Aptian wurde deshalb den Arbeiten von MIKHAILOVA (1979) und DRUSCHTCHITZ & GORBATSHIK (1979) entnommen. Für das Albian stand die von CASEY

***Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum subalpinum*
(d'ORBIGNY, 1841)**

(Taf. 1, Fig. 5,6)

- 1841 *Ammonites alpinus* d'ORBIGNY, S. 283, Taf. 83, Fig. 1-3.
*1850 *Ammonites subalpinus* d'ORBIGNY, S. 124, Nr. 35.
1964 *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum subalpinum* (d'ORBIGNY) - WIEDMANN, S. 195-197, Taf. 15, Fig. 2; Taf. 18, Fig. 2; Abb. 45.
1979a *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum* d'ORBIGNY - SCHOLZ, S. 46, Abb. 12A.

Material: Acht Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Mediterran-Gebiet, SE-Europa (Albian); ein Exemplar ist aus England bekannt (Albian, vgl. SPATH, 1923a, S. 15).

***Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum*
KOSSMAT, 1895**

(Taf. 1, Fig. 7,8,9)

- *1895 *Phylloceras ellipticum* KOSSMAT, S. 11, Taf. 1, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 1.
1964 *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum* KOSSMAT - WIEDMANN, S. 197-200, Taf. 13, Fig. 5; Taf. 14, Fig. 8.
1979a *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum* KOSSMAT - SCHOLZ, S. 46, Abb. 12B.

Material: Sieben Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Mediterran-Gebiet, Vorarlberg, SE-Europa (Albian); Algerien, Indien, Masdagaskar, Alaska, Japan (Cenomanian).

***Phylloceras (Hypophylloceras) velledae velledae*
(MICHELIN, 1834)**

(Taf. 1, Fig. 10,11)

- *1834 *Ammonites Velledae* MICHELIN, Taf. 35.
1841 *Phylloceras Velledae* MICHELIN - d'ORBIGNY, S. 280, Taf. 82, Fig. 1-4.
1964 *Phylloceras (Hypophylloceras) velledae velledae* (MICHELIN) - WIEDMANN, S. 209-213, Taf. 11, Fig. 1; Taf. 13, Fig. 4; Taf. 21, Fig. 4; Abb. 49.
1979 *Phylloceras (Hypophylloceras) velledae* (MICHELIN) - DESTOMBES, S. 64-65, Taf. 4/18, Fig. 5; Taf. 4/26, Fig. 1.
1979a *Phylloceras (Hypophylloceras) velledae* (MICHELIN) - SCHOLZ, S. 46.

Material: Ein fast vollständiges Exemplar sowie sechs Windungsfragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: Bei größeren Exemplaren aus der Plattenwald-Schicht (z.B. BR 1/1, vgl. Taf. 1, Fig. 11) wird der Sattel E/L subtetraphylloid. BR 1/1 stammt von einem Individuum mit einem berechneten Durchmesser von 17,5 cm (ohne Wohnkammer; Annahme WH/DM = 0,56).

Verbreitung: Frankreich, Mallorca, Sardinien, Schweiz, Vorarlberg und Ungarn (Albian); Madagaskar (Albian und Cenomanian).

***Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense*
PERVINQUIÈRE, 1907**

(Taf. 1, Fig. 12)

- *1907 *Phylloceras Velledae* var. *Seresitensis* PERVINQUIÈRE, S. 52.
1947 *Hyporbulites seresitensis* PERVINQUIÈRE - BREISTROFFER, S. 98.

- 1964 *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense seresitense* PERVINQUIÈRE - WIEDMANN, S. 220-229, Abb. 52-54, Taf. 15, Fig. 4; Taf. 20, Fig. 2,3; Taf. 21, Fig. 1-3.
1968 *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense seresitense* PERVINQUIÈRE - RENZ, S. 17,18, Taf. 1, Fig. 1,2.
1979a *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense* PERVINQUIÈRE - SCHOLZ, S. 48, Abb. 12F,G.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Weltweites Vorkommen in Albian und Cenomanian.

***Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense tanit*
PERVINQUIÈRE, 1907**

(Taf. 1, Fig. 13)

- 1860 *Ammonites Velledae* MICHELIN - PICTET & CAMPICHE, S. 268, Taf. 36, Fig. 8.
*1907 *Phylloceras Tanit* PERVINQUIÈRE, S. 53, Abb. 5, Taf. 3, Fig. 3-9.
1923a *Phylloceras seresitense* PERVINQUIÈRE - SPATH, S. 18, Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 1.
1964 *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense tanit* PERVINQUIÈRE - WIEDMANN, S. 226-229, Taf. 21, Fig. 2,3, Abb. 54.
1968a *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense tanit* PERVINQUIÈRE - WIEDMANN, S. 26, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 3, Fig. 1,2.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Westliches Mittelmeer-Gebiet, Mittel-Europa, Mittel- und Nord-Amerika und indo-madagassisches Gebiet (Albian und Cenomanian).

Gattung *Partschiceras* FUCINI, 1820

Typusart *Ammonites partschi* STUR, 1851

***Partschiceras baborensis*
(COQUAND, 1880)**

(Taf. 1, Fig. 14)

- *1880 *Ammonites Baborensis* COQUAND, S. 26.
1962 *Phyllopachyceras baborensis* COQUAND - COLLIGNON, S. 3, Taf. 216, Fig. 945.
1964 *Partschiceras baborensis* (COQUAND) - WIEDMANN, S. 243-251, Taf. 14, Fig. 2,4,5; Taf. 16, Fig. 1,2; Taf. 21, Fig. 5,6; Abb. 59.
1968a *Partschiceras baborensis* (COQUAND) - WIEDMANN, S. 27, Taf. 3, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 11.
1975 *Partschiceras baborensis* (COQUAND) - FÖRSTER, S. 141,142, Taf. 1, Fig. 2.

Material: Ein Steinkernfragment aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Aptian von SE-Europa und Madagaskar; Aptian und Albian von Mittel-Europa und Mittelmeergebiet; Albian von Mozambique.

**Gattung *Sowerbyceras* PARONA & BONARELLI,
1896**

Untergattung *Holcophylloceras* SPATH, 1927b

***Sowerbyceras (Holcophylloceras) guettardi*
(RASPAIL, 1831)**

(Taf. 1, Fig. 15)

- *1831 *Ammonites Guettardi* RASPAIL, Taf. 12, Fig. 5.
1841 *Ammonites Guettardi* RASPAIL - d'ORBIGNY, S. 169, Taf. 53, Fig. 1-3.

- 1920 *Phylloceras Guettardi* RASPAIL – SAYN, S. 197, Taf. 1, Fig. 5–7.
 1962 *Phylloceras (Salfeldiella) Guettardi* RASPAIL – COLLIGNON, S. 3, Taf. 216, Fig. 941.
 1964 *Sowerbyceras (Holcophylloceras) guettardi* (RASPAIL) – WIEDMANN, S. 250, 251, Taf. 17, Fig. 8, Abb. 62.

Material: Ein schlecht erhaltenes Exemplar aus der Luitere-Schicht.

Verbreitung: Frankreich, Sardinien, Mallorca, Vorarlberg und Madagaskar (Spät-Aptian).

4.2. Lytoceratina

4.2.1. Lytoceratidae

UNTERORDNUNG LYTOCERATINA HYATT, 1889

SUPERFAMILIE LYTOCERATACEAE NEUMAYR, 1875

FAMILIE LYTOCERATIDAE NEUMAYR, 1875

Gattung *Lytoceras* SUESS, 1865

Typusart *Ammonites fimbriatus* J. SOWERBY, 1817

Lytoceras cf. crenulatum

CRICK, 1907

(Taf. 2, Fig. 1)

- 1879 *Lytoceras* nov. sp. – VACEK, S. 756.
 *1907 *Lytoceras crenulatum* CRICK, S. 236.
 1908 *Lytoceras* sp. aff. *Mahadeva* STOLICZKA – JEANNET, S. 3–19, Abb. 1–8, Taf. 1–4.
 1936c *Lytoceras (Ammonoceras) crenulatum* CRICK – BREISTROFFER, S. 169, 170, Fig. 10h.

Material: Drei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Es liegen zwei große, gut vergleichbare Windungsbruchstücke vor (BR 1/9 und DP 1/6). Der Windungsquerschnitt ist bei beiden breitoval (WB/WH = 1,32 für beide Exemplare), mit dorsaler Vertiefung. Die maximale Windungsbreite befindet sich in der Mitte der Flanken. Bei BR 1/9 ist etwas Schalensubstanz erhalten. Die Skulptur besteht aus unregelmäßigen, feinen, stark vorwärts gerichteten, „fimbriaten“ Rippen. Das dritte Fragment (DX 5/1) stammt von einer mittleren Windung. Der Windungsquerschnitt ist kreisförmig.

Die Sutura ist insgesamt äußerst differenziert. Der Laterallobus ist asymmetrisch, zweigeteilt; der Externlobus viel kürzer als der Laterallobus; die Sättel subparallel.

Lytoceras crenulatum CRICK zeichnet sich durch ein im Alter zunehmendes Breitenwachstum der Windungen aus. Der Windungsquerschnitt, zunächst noch kreisförmig, wird in der späteren Ontogenese deutlich breitoval (vgl. JEANNET, 1908).

Die spezifische Zugehörigkeit der drei vorliegenden Fragmente dürfte mit ihren Merkmalen und Maßverhältnissen in der Nähe von *Lytoceras crenulatum* CRICK gesucht werden. Ebenfalls zu dieser Art dürfte *Lytoceras* sp. nov. VACEK (1875, S. 756) aus der Plattenwald-Schicht nahe Bezau (Bregenzer Wald) gehören. „*Argonauticeras*“ *besairie* COLLIGNON (1949, 1962) und *Lytoceras depereti* KILLIAN (in KILLIAN & SAYN, 1893; vgl. auch JACOB & TOBLER, 1906) weisen einen schon bei den Innenwindungen vorhandenen, rechteckigen

Querschnitt auf. *Lytoceras belliseptatum* ANTHULA (1899; vgl. auch FÖRSTER, 1975) und „*Argonauticeras*“ *argonautum* ANDERSON (1902, 1938) besitzen beim vergleichbaren Durchmesser einen kreisförmigen, ventral wenig abgeflachten Windungsquerschnitt. *Lytoceras vogdti* KARAKASCH (1907, vgl. DRUSCHTCHITZ, 1956, FÖRSTER, 1975) und *Lytoceras liebigi* OPEL var. *Aptiensis* FALLOT (1920b) weisen ausgeprägt evolutive Windungen sowie einen kreisförmigen Windungsquerschnitt auf. *Lytoceras* („*Ammonoceratites*“) *mahadeva* STOLICZKA (1865, vgl. auch COLLIGNON, 1949) und *Lytoceras belliseptatiforme* COLLIGNON (1962) sind hochmündige Formen und besitzen insgesamt einen „schlankeren“ Habitus.

Verbreitung: *Lytoceras* kommt im Albian West-Europas recht selten vor. Aus Vorarlberg wurde außer dem vorliegenden Material ein Exemplar von *Lytoceras* cf. *crenulatum* CRICK durch VACEK (1879) bekannt gemacht. Von JEANNET (1908) sind insgesamt vier Exemplare von der gleichen Art aus der West-Schweiz und Ost-Frankreich beschrieben. JACOB (1907) zitierte zudem ein Bruchstück von *Lytoceras* cf. *densifimbriatum* UHLIG aus dem Unter-Albian von Rencurel (Isère, Frankreich).

Weitere Exemplare von *Lytoceras crenulatum* CRICK sind aus dem Albian von Süd-Afrika und Madagaskar bekannt.

Gattung *Protetragonites* HYATT, 1900

Typusart *Ammonites quadrisulcatus* d'ORBIGNY, 1841

Das von WIEDMANN (1962d, S. 18) formulierte Kriterium zur Unterscheidung zwischen *Protetragonites* und *Lytoceras* s.s. ist unzureichend. Er betrachtete *Protetragonites* als „nach dem Aufbau ihrer Lobenlinie noch echte *Lytoceras*en .., von dem sie sich nur durch das mehr oder weniger deutliche Auftreten von Einschnürungen unterscheiden.“ Mit der von ihm im Folgenden (S. 31) aufgestellten Art *Protetragonites laevis*, welche durch das Fehlen von Einschnürungen charakterisiert ist, entwertet er dieses Gattungsmerkmal*). Im übrigen weisen zahlreiche *Lytoceras*en Einschnürungen auf, z.B. *Lytoceras belliseptatiforme* COLLIGNON (1962, S. 6) und nicht zuletzt das Typusexemplar „*Ammonites*“ *fimbriatus* J. SOWERBY (vgl. ARKELL, KUMMEL & WRIGHT, 1957, L195, Fig. 3).

Diagnose: *Protetragonites* ist charakterisiert durch extrem evolutive Windungen, die im Vergleich zu *Lytoceras* langsam größer werden. Der Windungsquerschnitt ist rund bis breitoval. Die Innen- und mitunter auch die Außenwindungen sind mit periodischen Einschnürungen versehen, die von Wulstribben begleitet werden können. Die Schale ist glatt oder zeigt eine Skulptur aus feinen, unregelmäßigen Rippen. Die Lobenlinie ist identisch mit der von *Lytoceras*.

Inwieweit *Protetragonites* als selbständige Gattung aufrecht zu erhalten ist, werden weitere Materialstudien zeigen müssen. Es könnte gut sein, daß es sich bei einigen Vertretern dieser Gattung lediglich um Innenwindungen von *Lytoceras* handelt. So ist auffällig, daß fast sämtliche westeuropäische Arten aus Pyritfaunen

*) FÖRSTER (1975, S. 143, 144) konnte im übrigen aufzeigen, daß der Holotyp von *Protetragonites laevis* in JACOB (1908, S. 14, Taf. 1, Fig. 3) Einschnürungen aufweist, was auch in der Beschreibung JACOB's betont wird.

von SE-Frankreich und Mallorca stammen, deren Holotypen eine Größe von 40 mm in der Regel nicht überschreiten (z.B. *Protetragonites quadrisulcatus* d'ORBIGNY, *P. strangulatus* d'ORBIGNY, *P. aeolus* d'ORBIGNY, *P. obliquestrangulatus* KILIAN, *P. aeoliforme* FALLOT). Auch die russischen Arten basieren meist auf Innenwindungen (*Protetragonites tauricus* KULJINSKAIA-VORONETZ, *P. rotundus* DRUSCHTCHITZ, *P. karakaschi* DRUSCHTCHITZ). Das etwas größere Exemplar von *Protetragonites eichwaldi* KARAKASCH, in DRUSCHTCHITZ (1956, Taf. 6, Fig. 24) abgebildet, besitzt deutlich lytoceratide Züge.

***Protetragonites aeolus aeolus*
(d'ORBIGNY, 1850)**

(Taf. 2, Fig. 2)

- *1850 *Ammonites Aeolus* d'ORBIGNY, S. 125, Nr. 56.
1962d *Protetragonites aeolus aeolus* (d'ORBIGNY, 1850) – WIEDMANN, S. 24–26, Taf. 10, Fig. 3, Abb. 6.

Material: Zwei Windungsbruchstücke aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: SE-Frankreich und Vorarlberg (Mittel-Albian).

***Protetragonites aeolus aeoliformis*
(FALLOT, 1910)**

(Taf. 2, Fig. 3)

- 1908 *Lytoceras (Gaudriceras) Aeolus* d'ORBIGNY– JACOB, S. 14, 15, Taf. 1, Fig. 17.
acob, S. 125, Nr. 56.
*1910 *Gaudriceras Aeoliforme* FALLOT, S. 7, Taf. 2, Fig. 4, 5.
1962d *Protetragonites aeolus aeoliformis* (FALLOT) – WIEDMANN, S. 26–29, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 4, Abb. 7a.
1968a *Protetragonites aeolus aeoliformis* (FALLOT) – WIEDMANN, S. 32, Taf. 1, Fig. 9; Taf. 3, Fig. 3, 5.

Material: Ein gut erhaltenes Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Exemplar mit extrem evoluten Windungen, sowie einem kreisförmigen Windungsquerschnitt (maximale Windungsbreite in der Mitte der Flanken). Die Schale der Innenwindungen ist glatt und mit vier leichten Einschnürungen und kaum sichtbaren Wulstrippen versehen. Ab 15 mm Durchmesser läßt sich eine Skulptur erkennen: Feine, in unregelmäßigen Abständen folgende, leicht nach vorne gerichtete Rippen, welche unterschiedlich kräftig ausgebildet sind. Ab diesem Durchmesser kommen keine Einschnürungen mehr vor. Die Sutura ist nur teilweise sichtbar. Der Extern- und der Laterallobus sind etwa gleich lang (im Gegensatz zu dem von WIEDMANN, 1962d, beschriebenen Stück).

Verbreitung: SE-Frankreich, Mallorca, Sardinien und Vorarlberg (Albian).

Gattung *Pictetia* UHLIG, 1883

Typusart *Crioceras Astierianum* d'ORBIGNY, 1841

***Pictetia astieriana*
(d'ORBIGNY, 1841)**

(Taf. 2, Fig. 4–8)

- *1841 *Crioceras Astierianum* d'ORBIGNY, S. 468–470, Taf. 115^{bis}, Fig. 3–5.

- 1861 *Crioceras Astierianum* d'ORBIGNY – PICTET & CAMPICHE, S. 27, Taf. 45, Fig. 1, 2.
1896 *Pictetia astieriana* d'ORBIGNY – PARONA & BONARELLI, S. 103.
1923a *Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY) – SPATH, S. 27–29, Taf. 1, Fig. 7; Abb. 7.
1963 *Pictetia astieri* d'ORBIGNY – COLLIGNON, S. 7, Taf. 243, Fig. 1044.

Material: 40 Windungsfragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das Gattungsmerkmal von *Pictetia* ist eine offene, „crioceratide“ Windungsspirale. Bei dem von SPATH (1923a, S. 28, Abb. 7) abgebildeten (zusammengesetzten?) Typusexemplar von d'ORBIGNY sind die Innenwindungen noch geschlossen; erst bei einem DM von 13 mm setzt der „crioceratide“ Aufrollungsmodus ein. Dies ist auf der von d'ORBIGNY (1841, Taf. 115^{bis}, Fig. 3, 4) gegebenen Abbildung nicht sichtbar. Auch beim Vorarlberger Material, das allerdings fragmentarisch erhalten ist, konnte eine geschlossene Anfangsspirale nicht beobachtet werden. Die erhaltenen Innenwindungsfragmente lassen eher auf eine offene Anfangsspirale schließen.

Die vorliegenden Fragmente besitzen einen kreisrunden Windungsquerschnitt (selten intern leicht eingedrückt). Sie sind durch eine rasche Zunahme der Windungshöhe sowie durch eine starke Krümmung der Windungen charakterisiert*). Die Skulptur der Schale wird durch sich unscharf abzeichnende, radial verlaufende Einfach- und Spaltrippen (ca. 5/cm bei mittlerem DM) gebildet, welche gegen die Internseite hin verflachen, nach vorne abbiegen und sinusförmig die Internseite überqueren. Die Sutura ist gut mit der von d'ORBIGNY (1841, Taf. 115^{bis}, Fig. 3) abgebildeten vergleichbar. Der Externlobus mit ausgeprägtem, breitem Zwischensattel läßt (bei *Pictetia* i.a.) eine leichte Unterscheidung von *Lytoceras* s.s. zu**). Der Laterallobus ist tripartit und im allgemeinen gleich tief wie der Externlobus. Er kann jedoch erheblich tiefer werden (vgl. Taf. 2, Fig. 8), entsprechend der Sutura von *Pictetia depressa* (PICTET & CAMPICHE). Die Loben können schmal-, bei größeren Windungsquerschnitten oft auch breitstämmig sein. Bei einem Exemplar (AN 11/2) ist ein Teil der Wohnkammer erhalten.

Verbreitung: Frankreich, S. England, Schweiz, Vorarlberg, Madagaskar: Oberer Teil der *dentatus*-Zone (vgl. CASEY, 1960, S. 6; KENNEDY & HANCOCK, 1976, S. V6).

***Pictetia oberhauseri* sp. nov.**

(Taf. 2, Fig. 9; Taf. 3, Fig. 1)

- 1960 *Pictetia depressa* PICTET – DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, S. 158, Taf. 5, Fig. 3.

Holotyp: DP/20 (Taf. 3, Fig. 1).

Deponiert am Paläontologischen Institut der Universität Zürich.

*) Eine schwächere Krümmung ist bei *Pictetia ovalis* COLLIGNON und *crassecostata* COLLIGNON (1963), sowie bei *Pictetia* sp. nov. BREISTROFFER, 1947 vorhanden.

**) Auf Grund dessen dürfte z.B. „*Pictetia depressa*“ in COLLIGNON (1962, S. 13, Taf. 221, Fig. 957) in Wirklichkeit ein Fragment von *Lytoceras* sein (vgl. CASEY, 1980, S. 633).

Fundort: In der Plattenwald-Schicht, NE Hohe Lug, S Emmabach.
769.450/244.650/ca. 800.

Herkunft des Namens: Zu Ehren von Dr. R. OBERHAUSER, Vorarlberger Geologe und Paläontologe.

Diagnose: *Pictetia* mit rundlichem, leicht breitovalem Windungsquerschnitt. Eine dorsale Vertiefung kann schwach angedeutet sein. Berippung feiner als bei *Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY). Die differenzierte Sutur weist breite Sättel, etwa gleich tiefe Loben und einen ausgeprägt tripartiten Internlobus auf.

Material:

	WH [in mm]	WB [in mm]	WB/WH
BR 1/23	34	37	1,08
DP /20	28	31	1,11
DP /21	53	37	1,18

Beziehungen: *Pictetia oberhauseri* ist mit ihrem rundlichen, dorsal und ventral leicht abgeflachten Windungsquerschnitt gut bestimmbar. *Pictetia depressa* (PCTET & CAMPICH) unterscheidet sich von vorliegender Art durch ihren breitovalen, fast nierenförmigen Windungsquerschnitt mit deutlicher dorsaler Vertiefung, sowie durch ihre ausgeprägt asymmetrische Sutur mit tiefem Laterrallobus.

Das bei DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV (1960) abgebildete Exemplar von *Pictetia „depressa“* dürfte dieser neuen Art angehören.

Verbreitung: *Pictetia oberhauseri* liegt aus Vorarlberg und Mangyschlag (Süd-Rußland) vor. Die Ammoniten-Assoziation in der Fundschicht der Plattenwald-Schicht in den Profilen BR und DP weist auf frühes Mittel-Albian hin.

Pictetia sp. nov.

(Taf. 3, Fig. 2)

Diagnose: *Pictetia* mit leicht hochovalem Windungsquerschnitt. Die Sutur weist ein ausgeprägte Verästelung auf; der Laterrallobus ist schmalstämmig, stark asymmetrisch, tiefer als der Externlobus und stößt mit seinem ventralen Anteil bis unter den Externlobus vor. Der Sattel E/L ist geneigt (vgl. Taf. 3, Fig. 2).

Material:

	WH	WB	WB/WH
BR 1/22	34	30	0,88

Beziehungen: Die Sutur des vorliegenden Exemplars unterscheidet sich derart von Suturen anderer Pictetien, daß eine Zuordnung zu einer der bekannten Arten nicht möglich ist.

Verbreitung: Vorarlberg. Die Ammonoidea aus der Fundschicht im Profil BR weisen auf ein Mittel-Albian-Alter hin.

Pictetia sp.

(Taf. 3, Fig. 3)

Material:

	WH	WB	WB/WH
AF 1/14	19	23	1,21

Beschreibung: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist breitoval, mit deutlicher ventraler Furche. Die Skulptur ist auf dem Steinkern gut sichtbar: Die Rippen sind durch die ventrale Vertiefung unterbrochen.

Beim Zeichnen der Sutur stellte sich heraus, daß der Externlobus nicht genau in der Position der Ventralfurche liegt und daß der Teillobus des Externlobus in der Furche deutlich breiter ist als der Teillobus außerhalb der Vertiefung. Die Sutur ist insgesamt gut vergleichbar mit der von *Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY). Es dürfte bei AF 1/14 eine Skulpturanomalie auf der Ventralseite der Schale vorliegen, die eventuell von einer verheilten Mantelverletzung herrührt.

4.2.2. Gaudryceratinae

SUPERFAMILIE TETRAGONITACEAE HYATT, 1900
FAMILIE GAUDRYCERATIDAE SPATH, 1927a
SUBFAMILIE GAUDRYCERATINAE SPATH, 1927a
Gattung *Kossmatella* JACOB, 1907
Typusart *Ammonites Agassizianus* PICTET, 1847

Kossmatella romana

WIEDMANN, 1962a

(Taf. 3, Fig. 4)

- 1847 *Ammonites Agassizianus* PICTET, Taf. 4, Fig. 4.
*1908 *Lytoceras (Kossmatella) Agassizianum* PICTET – JACOB, S. 22, Taf. 2, Fig. 9,10.
*1962a *Kossmatella romana* WIEDMANN, S. 164–167, Taf. 8, Fig. 6,7; Taf. 13, Fig. 12; Abb. 21–24.
1962d *Kossmatella (Kossmatella) romana* WIEDMANN – WIEDMANN, S. 50–52, Taf. 3, Fig. 8; Taf. 4, Fig. 1,5; Taf. 5, Fig. 3.
1968a *Kossmatella (Kossmatella) romana* WIEDMANN – WIEDMANN, S. 38,39, Taf. 1, Fig. 10,11; Taf. 2, Fig. 7; Taf. 3, Fig. 10.
1983 *Kossmatella romana* WIEDMANN – WEIDICH, SCHWERD & IMMEL, S. 565, Taf. 2, Fig. 2.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Das Gehäuse dieser Art weist bei den vorliegenden Exemplaren einen rundlichen, ventral leicht abgeflachten Windungsquerschnitt auf. Die Skulptur besteht aus ca. 14–15 leicht nach vorne geschwungenen Wulstribben pro Umgang, welche marginal verflachen und auf der Externseite nicht mehr sichtbar sind. Die Innenwindungen sind glatt und evolut, die ersten Wulstribben sitzen auf beiden Exemplaren bei einem DM von 6 mm ein. Mit ihnen tritt eine deutliche Schalenstreifung auf, die auch auf der Externseite sichtbar ist.

Verbreitung: Albian des westlichen Mediterran-Gebietes, Vorarlbergs und des Allgäus.

Kossmatella jacobi jacobi

WIEDMANN, 1962d

(Taf. 3, Fig. 5)

- 1908 *Lytoceras (Kossmatella) Agassizianum* PICTET var. – JACOB, S. 22, Taf. 2, Fig. 4.
*1962d *Kossmatella (Kossmatella) jacobi jacobi* WIEDMANN, S. 57–59, Taf. 4, Fig. 4, Abb. 19.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.
Verbreitung: Ost-Frankreich und Mallorca (*tardefurcata*-Zone).

Kossmatella ventrocincta ventrocincta
(QUENSTEDT, 1847/48)

(Taf. 3, Fig. 6–8)

- *1847/48 *Ammonites ventrocinctus* QUENSTEDT, S. 223, Taf. 17, Fig. 14a,b.
1908 *Lytoceras (Kossmatella) rencurelense* JACOB, S. 22, Taf. 2, Fig. 5,6.
1962a *Kossmatella ventrocincta ventrocincta* (QUENSTEDT) – WIEDMANN, S. 167,168, Taf. 8, Fig. 9, Abb. 26.
1962d *Kossmatella (Kossmatella) ventrocincta ventrocincta* (QUENSTEDT) – WIEDMANN, S. 61.

Material: Sechs Exemplare und Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das auffälligste morphologische Merkmal der vorliegenden Exemplare ist ihr breitovaler Querschnitt, der schon bei einem DM von 6 mm deutlich vorhanden ist. Die Externseite ist breit, gerundet. Die maximale Windungsbreite befindet sich gerade unterhalb der Externseite. Beim größeren DM (vgl. Taf. 3, Fig. 8) wird der Querschnitt halbkreisförmig und die maximale Breite der Umgänge verlagert sich gegen den Nabel hin (vgl. JACOB, 1908, Taf. 2, Fig. 6). Die Innenwindungen sind evolut und glattschalig; bei guter Erhaltung (z.B. auf BR 1/28) sind undeutliche, scharfe, leicht nach vorn gerichtete Rippen vorhanden. Ab einem DM von ca. 8 mm ist eine feine, aber markante Schalenstreifung erkennbar. Die ersten Knoten setzen bei einem DM von 10–12 mm ein, werden rasch stärker und verwandeln sich allmählich, ab einem DM von ca. 20 mm, in plumpe, nach vorne gerichtete Rippen (ca. 14 pro Umgang), welche in diesem Wachstumsstadium über die Externseite ziehen.

Die Loben der Sutura zeigen einen fast symmetrischen Bauplan (vgl. Taf. 3, Fig. 8b).

Kossmatella ventrocincta gignouxii BREISTROFFER unterscheidet sich von dieser Unterart durch einen rundlichen Windungsquerschnitt (vgl. WIEDMANN, 1962d, S. 61,62).

Verbreitung: Mittel-Albian von SE-Frankreich und spätes Früh- bis Mittel-Albian von Vorarlberg.

4.2.3. Gabbioiceratinae

SUBFAMILIE GABBIOCERATINAE BREISTROFFER, 1953
Gattung *Jauberticeras* JACOB, 1907
Typusart *Ammonites jaubertianus* d'ORBIGNY, 1850

Jauberticeras* aff. *latericarinum
(ANTHULA, 1899)

(Taf. 3, Fig. 9)

- *1899 *Lytoceras latericarinum* ANTHULA, S. 101–103, Taf. 7, Fig. 2.
1962d *Jauberticeras* cf. *latericarinum* (ANTHULA) – WIEDMANN, S. 69,70, Taf. 5, Fig. 1

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Exemplar (DP /22) ist eine weitnabelige Form mit dorsoventral extrem abgeflachten Windungen und ausgeprägtem Lateralkiel direkt unterhalb der Externseite. Die Schale weist auf dem Nabelabfall der Flanken eine feine, aber markante, nach vorne gerichtete Haarstreifung auf (ca. 45 Rippen pro Umgang). Sie ruft eine feine Zähnelung auf dem Lateralkiel hervor und erlischt vor dem Erreichen der Externseite. Im Unterschied zum Holotyp verfügt diese Form über zwei bis drei ausgeprägte Einschnürungen, welche stark nach vorne gerichtet über dem Nabelabfall der Flanken verlaufen und anschließend gerade (!) die Externseite überqueren. Die Einschnürungen sind nur auf dem Steinkern sichtbar. Die Schale füllt sie aus und läßt sogar eine leichte Verdickung erkennen. Die externe Sutura ist stark gedungen. Sie zeichnet sich durch asymmetrische Hauptsättel sowie durch einen Laterallobus aus, der geringfügig tiefer ist als der Externlobus.

Mit *Jauberticeras latericarinum* (ANTHULA) hat die vorliegende Form die Maßverhältnisse und die Skulptur gemeinsam. Die Sutura gleicht der von *Jauberticeras jaubertianum* (d'ORBIGNY) am ehesten, und die markanten Einschnürungen sind denen von *Jauberticeras subbeticum* WIEDMANN gleich. Die Kombination der bei DP /22 vorhandenen Merkmale läßt daher keine eindeutige Bestimmung zu. Sie bringt jedoch gleichzeitig zum Ausdruck, wie nahe *Jauberticeras latericarinum* (ANTHULA), *J. jaubertianum* (d'ORBIGNY) und *J. subbeticum* WIEDMANN verwandt sind.

Verbreitung: *Jauberticeras latericarinum* (ANTHULA) ist im Spät-Aptian des Kaukasus sowie im Albien von SE-Frankreich vorhanden.

4.2.4. Tetragonitidae

FAMILIE TETRAGONITIDAE HYATT, 1900

Gattung *Tetragonites* KOSSMAT, 1895

Typusart *Ammonites timotheanus* PICTET, 1847

Die Tetragoniten werden u.a. durch das Vorhandensein oder Fehlen von Einschnürungen (auf dem Adultgehäuse) gegliedert. Inwiefern dieses konventionelle Trennungsmerkmal ein künstliches Kriterium ist, läßt sich am vorliegenden Material nicht feststellen. Die übrigen Merkmale genügen bei dem Material aus der Plattenwald-Schicht nicht zu spezifischer Trennung. SCHOLZ (1979a) konnte anhand von genügend Material aus dem Bakony-Gebirge (Ungarn) und aus Salazar (Süd-Frankreich) eine große Variabilität der Gehäuseformen innerhalb der Gattung *Tetragonites* feststellen: Er führte auf Grund dessen sämtliche Tetragoniten-Arten in die Synonymie von *Tetragonites timotheanus* (PICTET, 1847). Daß hier nichtsdestoweniger an der konventionellen Nomenklatur festgehalten wird, hat vor allem praktische Gründe. In dieser Arbeit wird eine für alle Gruppen möglichst einheitliche Hierarchie von Unterscheidungskriterien angestrebt. Es ist mit anderen Worten wenig sinnvoll, eine Gattung wie *Phylloceras* anhand von Merkmalsdifferenzen zu untergliedern, die bei einer ähnlich konservativen Gattung wie *Tetragonites* nicht zu spezifischer Trennung genügen, und umgekehrt. Die konventionelle Klassifikation wird auf die Gefahr hin angewendet, daß ein Großteil der Arten so-

nannte „Papierarten“ bzw. Morphospezien sind. Andererseits läßt das vorliegende Material wegen seiner Erhaltung und Herkunft aus kondensierten Lagerstätten keinerlei variationsstatistische Betrachtungen, sondern nur die deskriptive Beschreibung zu.

Tetragonites rectangularis

WIEDMANN, 1962a

(Taf. 3, Fig. 10,11)

- 1908 *Lytoceras (Tetragonites) timotheanus* PICTET – JACOB, S. 19, Taf. 1, Fig. 10,11.
 *1962a *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN, S. 178,179, Taf. 14, Fig. 3, Abb. 39.
 1962d *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN – WIEDMANN, S. 78,79, Taf. 6, Fig. 1,2,7,8, Abb. 28.
 1963 *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN – COLLIGNON, S. 21, Taf. 249, Fig. 1069,1070.
 1968a *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN – WIEDMANN, S. 47, Taf. 4, Fig. 8.
 1973 *Tetragonites rectangularis rectangularis* WIEDMANN – WIEDMANN, S. 596,597, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 4, Fig. 2, Taf. 7, Fig. 1,2.
 1979a *Tetragonites timotheanus* (PICTET) morphotyp *rectangularis* – SCHOLZ, S. 56–61, Taf. 11, Fig. 7,8 Abb. 17.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Albion von England, vom westlichen Mittelmeer-Gebiet und von Madagaskar.

Tetragonites nautiloides

(PICTET, 1847)

(Taf. 3, Fig. 12–14)

- *1847 *Ammonites Timotheanus* var. *nautiloide* PICTET, S. 296, Taf. 3, Fig. 2.
 1940 *Tetragonites nautiloides* (JACOB) BREISTROFFER, S. 111.
 1962a *Tetragonites nautiloides* (PICTET) – WIEDMANN, S. 174,175, Taf. 8, Fig. 11; Taf. 14, Fig. 1, Abb. 34,35.
 1962d *Tetragonites nautiloides* (PICTET) – WIEDMANN, S. 77,78, Taf. 5, Fig. 4, Abb. 27.
 1968a *Tetragonites nautiloides* (PICTET) – WIEDMANN, S. 47,48, Taf. 4, Fig. 7,10.
 1973 *Tetragonites nautiloides* (PICTET) – WIEDMANN, S. 606,607, Taf. 8, Fig. 2,5–8, Abb. 10.

Material: Vier Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: Die vorliegenden Exemplare sind in Maßverhältnis und Gehäusegestalt gut vergleichbar mit *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN. Lediglich das Fehlen von Einschnürungen unterscheidet sie von den oben beschriebenen Formen. Sie gehören der von WIEDMANN verschiedentlich eingehend behandelten Art *Nautiloides* an.

Verbreitung: Albion von SW- und Mitteleuropa.

***Tetragonites* sp.**

(Taf. 3, Fig. 15)

Material: Zwei schlecht erhaltene Bruchstücke aus den Rankweiler Schichten.

Beschreibung: Die beiden Fragmente verdienen trotz ihrer schlechten Erhaltung besondere Erwähnung, da Ammonoidea aus den Rankweiler Schichten recht selten sind. Beide Exemplare besitzen einen rechteckigen Querschnitt und dürften – soweit sichtbar – engnabelig sein. Einschnürungen sind

nicht erkennbar. Damit gehören beide Fragmente in die Nähe von *Tetragonites jurinianus* (PICTET).

4.2.5. Turrilitidae

SUPERFAMILIE TURRILITACEAE MEEK, 1876

Die Turrilitaceae gehören nach neueren Untersuchungen von MIKHAILOVA (1978, 1982) mit hoher Wahrscheinlichkeit zur Unterordnung der Lytoceratina. Ihre Sutur weist im allgemeinen einen bifurkaten Lateral- und Umbilikallobus auf. Die Primärsutur ist quadrilobat. Die Superfamilie umfaßt neben den Turrilitidae die Baculitidae und Ptychoceratidae, die nach MIKHAILOVA (1982, S. 18,19, Abb. 4) über eine ähnlich aufgebaute Primärsutur verfügen.

Die Anisoceratidae (incl. *Pseudhelicoceras*) werden aus diesem Verband gelöst und bei den Ancylocerataceae behandelt.

FAMILIE TURRILITIDAE MEEK, 1876

Gattung ***Turrilitoides* SPATH, 1923b**

Untergattung ***Proturrilitoides* BREISTROFFER, 1940**

Typusart ***Turrilites Astierianus* d'ORBIGNY, 1841**

***Turrilitoides (Proturrilitoides) cf. senequierianus* (d'ORBIGNY, 1841)**

- *1841 *Turrilitoides Senequierianus* d'ORBIGNY, S. 579,580, Taf. 141, Fig. 1,2.
 1940 *Turrilitoides (Proturrilitoides) Senequierianus* d'ORBIGNY – BREISTROFFER, S. 151.
 1947 *Proturrilitoides Senequierianus* d'ORBIGNY – BREISTROFFER, S. 46.

Material: Ein deformiertes Bruchstück von ca. 1 1/3 Umgängen aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: AN 11/4 ist mäßig erhalten. Die Windungen sind gebrochen und gegeneinander verschoben. Mit seinem rundlichen, oben abgeflachten Windungsquerschnitt, dem offenen Nabel, einer Rippenzahl von ca. 60 pro Umgang, sowie einem Apikalwinkel von ca. 30° entspricht AN 11/4 gut der von d'ORBIGNY gegebenen Beschreibung. Allerdings sind die Windungen oben leicht vertieft. Hiermit ist der Übergang zur Unterart *Turrilitoides* gegeben.

Verbreitung: SE-Frankreich und Vorarlberg (*loricatus*-Zone, vgl. GEBHARD, 1983, S. 40).

Untergattung ***Turrilitoides* SPATH, 1923b**

Typusart ***Turrilites Hugardianus* d'ORBIGNY, 1841**

***Turrilitoides (Turrilitoides) hugardianus* (d'ORBIGNY, 1841)**

(Taf. 3, Fig. 16)

- *1841 *Turrilites Hugardianus* d'ORBIGNY, S. 588,589, Taf. 147, Fig. 9–11.
 1937 *Turrilitoides hugardianus* (d'ORBIGNY) – SPATH, S. 526–528, Taf. 58, Fig. 12–20, Abb. 184.
 1940 *Turrilitoides Hugardianus* (d'ORBIGNY) – BREISTROFFER, S. 150.

- 1968a *Turrilitoides (Turrilitoides) hugardianus* (d'ORBIGNY) – WIEDMANN, S. 78, Taf. 9, Fig. 3, Abb. 57,58.
 1968a *Turrilites (Turrilitoides) hugardianus* (d'ORBIGNY) – RENZ, S. 84, Taf. 17, Fig. 18–21, Abb. 30a,d.
 1979a *Turrilites (Turrilitoides) hugardianus hugardianus* (d'ORBIGNY) – SCHOLZ, S. 34,35, Taf. 7, Fig. 1–14,16, Abb. 11A–D.

Material: Ein Windungsbruchstück mit Teil der Wohnkammer aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Europa (*inflatum*- und unterer Teil der *dispar*-Zone).

4.2.6. Baculitidae

FAMILIE BACULITIDAE MEEK, 1876

Gattung *Lechites* NOWAK, 1908

Typusart *Baculites Gaudini* PICTET & CAMPICHE, 1861

Lechites aff. gaudini (PICTET & CAMPICHE, 1861)

(Taf. 4, Fig. 1)

- *1861 *Baculites Gaudini* PICTET & CAMPICHE, S. 112, Taf. 45, Fig. 5–9.
 1941 *Lechites gaudini* (PICTET & CAMPICHE) – SPATH, S. 662–665, Taf. 72, Fig. 4–7,9,10.
 1968a *Lechites gaudini* (PICTET & CAMPICHE) – WIEDMANN, S. 62,63, Taf. 6, Fig. 1–5,7–9, Abb. 36.
 1968a *Lechites gaudini* (PICTET & CAMPICHE) – RENZ, S. 80,81, Taf. 17, Fig. 1–4, Abb. 29e.
 1979a *Lechites gaudini gaudini* (PICTET & CAMPICHE) – SCHOLZ, S. 12–14, Taf. 1, Fig. 1–9, Abb. 5A,B.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Exemplars (CP 4/3) ist chochoval. Die Skulptur besteht aus feinen, kaum sichtbaren, stark prorsiradiaten Rippen (ca. 6 pro WH-äquivalenter Längenabschnitt), welche in einem ausgeprägten Sinus über die Internseite ziehen. Jeweils nach einem Intervall von sechs Rippen treten deutliche Einschnürungen auf, die ventral am stärksten ausgeprägt sind, dort von einer aboralen Wulstippe begleitet werden und lateral aussetzen. Die Sutura ist schlecht erkennbar.

Mit *Lechites gaudini* (PICTET & CAMPICHE) hat das vorliegende Fragment die feine, kaum sichtbare Skulptur gemeinsam. Durch die vorhandenen Einschnürungen, die von *Lechites gaudini* (PICTET & CAMPICHE) nicht bekannt sind, rückt CP 4/3 allerdings in die Nähe von *Lechites moreti* BREISTROFFER. Letzte Art ist allerdings nur auf der Wohnkammer berippt (vgl. auch SCHOLZ, 1979a, S. 14).

Verbreitung: Spät-Albian, weltweit.

4.2.7. Ptychoceratidae

FAMILIE PTYCHOCERATIDAE MEEK, 1876

Gattung *Ptychoceras* d'ORBIGNY, 1841

Typusart *Ptychoceras Emericianum* d'ORBIGNY, 1841

Ptychoceras laeve laeve

MATHERON, 1842

(Taf. 3, Fig. 17)

- *1842 *Ptychoceras laevis* MATHERON, S. 266, Taf. 41, Fig. 3.
 1962d *Ptychoceras laeve laeve* MATHERON – WIEDMANN, S. 89–94, Taf. 7, Fig. 1, Abb. 31,32.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht (HK 3/1).

Beschreibung und Beziehungen: Das kleine Bruchstück HK 3/1 läßt keine Skulptur erkennen. Der Windungsquerschnitt ist breitoval, mit abgeflachter Dorsalseite.

Ptychoceras adpressum (J. SOWERBY) und *Ptychoceras glaber* (WHITEAVES) sind mit vorliegender Art recht nahe verwandt und unterscheiden sich lediglich durch einen leicht verschiedenen Windungsquerschnitt, bzw. durch das Vorhandensein von Einschnürungen.

Verbreitung: Schweiz, Spanien, Süd-Rußland, NE-Afrika (Spät-Albian); SE-Frankreich (Spät-Aptian und Früh-Albian), Vorarlberg (Früh-Albian).

4.2.8. Scaphitidae

SUPERFAMILIE SCAPHITACEAE MEEK, 1876

FAMILIE SCAPHITIDAE MEEK, 1876

Gattung *Eoscaprites* BREISTROFFER, 1947

Typusart *Ammonites? circularis*

J. de SOWERBY, 1836

Eoscaprites subcircularis (SPATH, 1937)

(Taf. 3, Fig. 18)

- *1937 *Scaphites subcircularis* SPATH, S. 501,502, Taf. 57, Fig. 10–12, Abb. 175e.
 1947 *Scaphites (Eoscaprites) subcircularis* SPATH – BREISTROFFER, S. 93.
 1965 *Eoscaprites subcircularis* (SPATH) – WIEDMANN, S. 407–410, Taf. 53, Fig. 4–6; Taf. 54, Fig. 2–4,8,9; Taf. 55, Fig. 1–3, Abb. 1d–f,2.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: England, Frankreich, Voralberg, Madagaskar (oberer Teil der *inflatum*-Zone).

4.3. Ancylocerataceae

4.3.1. Ancyloceratidae

UNTERORDNUNG AMMONOTINA HYATT, 1889

SUPERFAMILIE ANCYLOCERATACEAE MEEK, 1876

FAMILIE ANCYLOCERATIDAE MEEK, 1876

Gattung *Hamiticeras* ANDERSON, 1938

Typusart *Hamiticeras pilsbryi* ANDERSON, 1938

Die Stellung der Gattung *Hamiticeras* ANDERSON ist nach der Literatur schwer zu beurteilen. ANDERSON (1938) überführte einen Teil der Windungsfragmente von der durch GABB (1869, S. 140–143, Taf. 25, Fig. 20) aufgestellten Art *Helincancylus aequicostatus* (1864 vom gleichen Autor als *Ptychoceras aequicostatus* beschrieben)

Gattungen sind nach CASEY auf das Früh-Aptian begrenzt.

*Hamiticer*as verstand CASEY als jüngeres Synonym von *Helicancylus*, welche er von *Toxoceratoides* und *Tonohamites* mit dem Hinweis abtrennte, daß *Helicancylus* sich durch eine schärfere, stärker akzentuierte Berippung von *Tonohamites* unterscheidet.

WRIGHT stufte allerdings schon 1957 (L 212) die beiden Gattungen *Toxoceratoides* und *Tonohamites* auf Grund der zu fragmentarischen Erhaltung der beiden Typusarten („*Toxoceras*“ *Royerianus* d'ORBIGNY und *Hamites decurrens* v. KOENEN) als mögliche Synonyme von *Hamiticer*as ein. *Hamiticer*as beschrieb er wie folgt: „... rather small; coiling as in *Ancyloceras*; ribs oblique, some trituberculate on early part, then on some or all of shaft; hook without tubercles, rounded and close or sharp and distant.“

Helicancylus and *Hamiticer*as sensu ANDERSON, sowie *Toxoceratoides* and *Tonohamites* sensu CASEY sind tatsächlich sehr nahe verwandt, soweit dies nach der Literatur beurteilbar ist. Die Sutura ist bei allen Gattungen gut vergleichbar. Der Laterallobus ist asymmetrisch tripartit und tiefer als der Externlobus. Der Umbilikallobus ist weniger tief, der Internlobus wiederum tief und tripartit. Der Aufrollungsmodus ist, soweit bekannt, ancyloceratid. Die Skulptur kann im Verlauf der Ontogenese sehr variabel sein. Der Phragmokon weist in der Regel eine Tuberkulation auf, die in der Nähe der Wohnkammer reduziert wird oder ganz verschwindet. Die Rippen können sich auf der Wohnkammerumbiegung spalten. Sie werden auf dem Wohnkammerschaft in der Regel schärfer und ausgeprägter (vgl. Abb. in CASEY, 1960, Taf. 5, Fig. 3; ANDERSON, 1938, Taf. 79, Fig. 2,3).

Die von CASEY angeführten Skulpturunterschiede zwischen *Tonohamites* und *Toxoceratoides* werden in der gleichen Arbeit teilweise entwertet. Z.B. verfügt *Tonohamites decurrens* (v. KOENEN) über ausgeprägt trituberkulante Knoten auf dem Schaft des Phragmokons (vgl. CASEY, 1960, Taf. 5, Fig. 3); *Tonohamites limbatus* CASEY weist scharfe Rippen auf dem Wohnkammerschaft auf (vgl. CASEY, 1961b, Taf. 20, Fig. 3,4). Schließlich kann auch *Tonohamites* Spaltrippen auf der Wohnkammerumbiegung aufweisen, wie dies auf dem Holotyp von *Tonohamites koeneni* CASEY (1961b, S. 85, Abb. 31f) vereinzelt der Fall ist. Somit fällt auch das von CASEY (1961b, S. 85) formulierte Trennungskriterium von *Helicancylus* bezüglich *Tonohamites* weg.

In dieser Arbeit wird der Fassung und Diagnose von WRIGHT gefolgt und *Hamiticer*as als Gattungsname verwendet. Von *Helicancylus* GABB emend. ANDERSON ist lediglich ein Bruchstück bekannt. Es kann hier nicht entschieden werden, ob diese Form gattungsgleich mit *Hamiticer*as ist.

Es ist fraglich, inwieweit das Vorhandensein bzw. Fehlen einer Beknotung als trennendes Merkmal ausreicht. Im Vergleichsmaterial aus dem frühen Spät-Aptian von SE-Frankreich (Gegend von Gargas) treten, in vergleichbarer Größe, sowohl Fragmente mit ausgeprägt dreifach beknoteten Rippen als auch solche ohne oder mit nur schwach angedeuteten Ventralnoten auf. Wenn sich diese Skulpturunterschiede bei weiteren Untersuchungen als stabiles Merkmal herausstellen, können *Toxoceratoides* und *Tonohamites* als Untergattungen von *Hamiticer*as betrachtet werden.

*Hamiticer*as *philadelphium*

ANDERSON, 1938

(Taf. 4, Fig. 2,3)

1906 *Hamites* sp. – JACOB & TOBLER, S. 16, Taf. 2, Fig. 10,11.

*1938 *Hamiticer*as *philadelphium* ANDERSON, S. 216, Fig. 79, Fig. 2,3.

1961b *Helicancylus philadelphicus* (ANDERSON) – CASEY, S. 93.

Material: Zwei Fragmente aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung: JF 4/24 ist ein Bruchstück des inneren Schaftes, das gerade vor der Umbiegung der Wohnkammer abgebrochen ist. Die Skulptur besteht aus relativ dicken, gleichförmigen, nahe aufeinanderstehenden Rippen, welche die Lateralseite ventralwärts nach vorne gerichtet überziehen. Dorsal sind sie leicht abgeflacht und feiner ausgebildet. Auf der Ventralseite ist eine deutliche Rippenunterbrechung vorhanden, die auf einer 30 mm langen Strecke unterhalb der Wohnkammerumbiegung beschränkt ist. Es sind keine Knoten erkennbar.

JF 4/25 ist ein Bruchstück des äußeren Schaftes. Die Rippen sind schärfer und insgesamt ausgeprägter als bei JF 4/24. Sie ziehen gerade über das Gehäuse und weisen auf der Dorsalseite eine starke Abflachung auf.

Verbreitung: Frühes Spät-Aptian der Schweiz und von Vorarlberg; „Mittel“-Aptian von Kalifornien.

4.3.2. Anisoceratidae

FAMILIE ANISOCERATIDAE HYATT, 1900

Die heteromorphen Gattungen *Anisoceras* und *Hamites* sind nahe verwandt. Trennungskriterium ist lediglich das Vorhandensein oder Fehlen von Knoten (vgl. SCHOLZ, 1979, S. 22). Aus der Literatur sind viele Übergangsformen (vgl. SPATH, 1939, 1941; CASEY, 1961b; RENZ, 1968a) bekannt, sodaß das Unterscheidungsmerkmal oft künstlich erscheint. *Hamites* und *Anisoceras* werden daher in dieser Arbeit als Gattungen einer einzigen Familie (Anisoceratidae) behandelt.

Die Suturen beider Gattungen gleichen sich auffällig, zudem zeigen sie tendentiell eine analoge Entwicklung. Der bei stratigraphisch älteren Formen noch untiefe und tripartite Umbilikallobus wird bei jüngeren Formen in der Größe mit dem Laterallobus vergleichbar und allmählich bipartit (vgl. SPATH, 1939, 1941; WIEDMANN, 1962d; SCHOLZ, 1979a). Dieser Übergang zum bipartiten Habitus dürfte – in einer früheren Phase – auch der Laterallobus durchlaufen haben, wenn man die Sutura von älteren Vertretern in Betracht zieht (z.B. *Hamites hybridus* CASEY, 1961b, S. 95, Abb. 33f; *Protanisoceras raulinianum* (d'ORBIGNY) in CASEY, 1961b, S. 101, Abb. 34g, *P. cantianum* SPATH, *P. coptense* CASEY und *P. actaeon* (d'ORBIGNY) in CASEY, 1961b, S. 112, Abb. 36a,b,d; vgl. auch SPATH, 1939, S. 573, Abb. 204d und WIEDMANN, 1962d, S. 101). Die ursprüngliche Sutura der Anisoceratidae kann somit gut verglichen werden mit der von *Hamiticer*as, d.h. mit kleinen *Hamites*-ähnlich berippten Ancyloceraten aus dem Aptian. Auch skulpturell gibt es Übereinstimmungen. Vertreter der Anisoceratidae können auf ihrem Wohnkammerschaft die Beknotung reduzieren, Rippen sind dort oft ausgeprägter. Im Bereich des Wohnkammerknies treten – wohl aus geometrischen Gründen – gelegentlich Spaltrippen auf, und im

Bereich des Wohnkammerknies kann eine ventrale Rippenunterbrechung vorhanden sein. Schließlich kommen bei beiden Gruppen sowohl unbeknotete als auch beknottede Repräsentanten vor.

Die Anisoceratidae können damit phylogenetisch von *Hamiticeras* hergeleitet werden, wie bereits SPATH (1939, S. 604) formulierte. Das stratigraphische Argument von CASEY (1961b, S. 93), der auf eine zeitliche Lücke in der Abfolge der Heteromorphen hinweist, welche die *tardefurcata*-Zone umfassen soll, ist durch Funde von BREISTROFFER (1947, S. 24), COLLIGNON (1962, S. 15, Taf. 221, Fig. 964) und WIEDMANN (1962d, S. 105, 106), wie auch durch Funde in der Plattenwald-Schicht E Feldkirch (Profile JN, JO, JP), in der *Hamites* assoziiert mit *Hypacanthoplites* und *Leymeriella* auftritt, widerlegt. Vielmehr dürfte das Zurückweichen der Heteromorphen im frühesten Albian Englands lokal-ökologische Gründe haben.

Gattung *Hamites* PARKINSON, 1811
Typusart *Hamites attenuatus*
J. SOWERBY, 1814

Hamites attenuatus
J. SOWERBY, 1814

(Taf. 4, Fig. 4–6)

- *1814 *Hamites attenuatus* J. SOWERBY, S. 137, Taf. 61, Fig. 4,5.
 1939,41 *Hamites attenuatus* J. SOWERBY – SPATH, S. 607–611, Taf. 67, Fig. 1–13, 19, Abb. 218.
 1978 *Hamites attenuatus* (J. SOWERBY) – COLLIGNON, S. 5,6, Taf. 1, Fig. 5.

Material: 5 Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.
 Verbreitung: England und Frankreich (*dentatus*- und *loricatus*-Zone); Vorarlberg (z.T. *mammillatum*-Zone); Angola.

Hamites rotundus
J. SOWERBY, 1814
 (Taf. 4, Fig. 7,8)

- *1814 *Hamites rotundus* J. SOWERBY, S. 136, Taf. 61, Fig. 2,3.
 1941 *Hamites rotundus* J. SOWERBY – SPATH, S. 611–614, Taf. 67, Fig. 14–18; Taf. 68, Fig. 1, Abb. 219.
 1941 *Hamites subrotundus* SPATH, S. 616,617, Taf. 68, Fig. 6–9, Abb. 221.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Bei einem der vorliegenden Exemplare (DP /29) handelt es sich um ein Bruchstück des Wohnkammerschaftes, das durch runden Windungsquerschnitt und scharfe, asymmetrisch verlaufende Rippen gekennzeichnet ist. Die Rippen stehen weiter auseinander als beim anderen Exemplar (BR 1/30, nl. fünf pro Windungshöhe-äquivalente Strecke) und sind dorsal nur wenig abgeflacht. DP /29 würde bereits der Art *Hamites subrotundus* SPATH angehören. Diese Art wird in dieser Arbeit als Skulpturvariante von *Hamites rotundus* J. SOWERBY und damit als jüngeres Synonym betrachtet.

Verbreitung: England, Frankreich und Vorarlberg (Mittel-Albian).

Hamites tenuicostatus
SPATH, 1941

(Taf. 4, Fig. 9)

- *1941 *Hamites tenuicostatus* SPATH, S. 614,615, Taf. 68, Fig. 2,3, Abb. 220.
 1978 *Hamites tenuicostatus* SPATH – COLLIGNON, S. 4,5, Taf. 1, Fig. 3.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: England (*loricatus*-Zone); Vorarlberg (Mittel-Albian); Angola.

Hamites compressus
J. SOWERBY, 1814

(Taf. 4, Fig. 10,11)

- *1814 *Hamites compressus* J. SOWERBY, S. 138, Taf. 61, Fig. 7,8.
 1837 *Hamites incurvatus* BROWN, S. 2, Taf. 1, Fig. 4.
 1941 *Hamites compressus* J. SOWERBY – SPATH, S. 617–619, Taf. 68, Fig. 10–13, Abb. 222.
 1941 *Hamites incurvatus* BROWN – SPATH, S. 619,620, Taf. 68, Fig. 18,19, Abb. 223.
 1968a *Hamites (Hamites) compressus* J. SOWERBY – WIEDMANN, S. 57,58, Abb. 30,31.
 1968a ? *Hamites (Hamites) compressus compressus* J. SOWERBY – RENZ, S. 64,65, Taf. 11, Fig. 8, Abb. 23a.

Material: Sechs Fragmente aus der Wannenalp-Schicht und fünf aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: England, Frankreich und Vorarlberg (*loricatus*-, *lautus*- und unterer Teil der *inflatum*-Zone); Schweiz, Polen (*dispar*-Zone); Angola.

Hamites gibbosus
J. SOWERBY, 1814

(Taf. 4, Fig. 12,13)

- *1814 *Hamites gibbosus* J. SOWERBY, S. 140, Taf. 62, Fig. 4.
 1941 *Hamites gibbosus* J. SOWERBY – SPATH, S. 625–627, Taf. 70, Fig. 6–11, Abb. 226,227g.
 1941 *Hamites praegibbosus* SPATH, S. 627,628, Taf. 70, Fig. 13–15, Abb. 227a–f.
 1961b *Hamites praegibbosus* SPATH – CASEY, S. 94,95, Taf. 22, Fig. 4,5, Abb. 33a,b.

Material: Ein Bruchstück aus der Wannenalp-Schicht, sechs aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: SPATH ließ sich eventuell von stratigraphischen Argumenten leiten, als er die Art *praegibbosus* aufstellte. *Hamites praegibbosus* SPATH tritt in England in der *mammillatum*-Zone auf, während *Hamites gibbosus* J. SOWERBY dort erst ab der *loricatus*-Zone bekannt ist. Zusätzlich soll *Hamites praegibbosus* SPATH einen bipartiten Internlobus, *Hamites gibbosus* J. SOWERBY hingegen einen tripartiten Internlobus aufweisen. Bei einem Teil des vorliegenden Materials, welcher mit *Hypacanthoplites*, *Leymeriella* und *Douvilleiceras* assoziiert ist, kann ein deutlich tripartiter Internlobus beobachtet werden (BZ 6/1). Die von SPATH aufgestellte Art wird deshalb als jüngeres Synonym von *Hamites gibbosus* J. SOWERBY betrachtet.

Verbreitung: England, Frankreich, Vorarlberg (*mammillatum* bis unterer Teil der *inflatum*-Zone); eventuell Sardinien.

Verbreitung: England, Frankreich, Texas (unterer Teil der *inflatum*-Zone); Vorarlberg (spätes Früh- bis frühes Spät-Albian).

***Hamites virgulatus*
BRONGNIART, 1822**

(Taf. 4, Fig. 24–26)

- *1822 *Hamites virgulatus* BRONGNIART, Taf. 10, Fig. 6.
- 1847 *Hamites venetianus* PICTET, S. 134, Taf. 14, Fig. 6.
- 1941 *Hamites (Stomohamites) virgulatus* (BRONGNIART) PICTET & CAMPICHE – SPATH, S. 635–638, Taf. 71, Fig. 7–10; Taf. 72, Fig. 11, Abb. 230.
- 1941 *Hamites (Stomohamites) venetianus* PICTET – SPATH, S. 638–640, Taf. 71, Fig. 7–10; Taf. 72, Fig. 11, Abb. 230.
- 1968a *Hamites (Hamites) virgulatus* BRONGNIART – WIEDMANN, S. 53–56, Taf. 5, Fig. 1,2; Taf. 7, Fig. 1,2, Abb. 21–25.
- 1979a *Hamites (Hamites) virgulatus* (BRONGNIART) – SCHOLZ, S. 18–20.

Material: Zwei Exemplare aus der Wannenalp-Schicht, zwei aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Spät-Albian und Früh-Cenomanian von England, Frankreich, Spanien, Italien, der Schweiz, Polen, Amerika, Madagaskar und Mozambique.

***Hamites similis*
(CASEY, 1961b)**

(Taf. 4, Fig. 27–29)

- 1837 *Hamites multicosatus* BROWN, S. 3, Taf. 2, Fig. 9.
- 1941 *Hamites (Stomohamites?) multicosatus* BROWN – SPATH, S. 648–650, Taf. 71, Fig. 15–17, Abb. 236.
- *1961b *Lytohamites similis* CASEY, S. 92.
- 1962a *Hamites (Plesiohamites) multicosatus* (BROWN) = *Hamites (Plesiohamites) similis* (CASEY) – WIEDMANN, S. 181,225, Abb. 41.
- 1979a *Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE – SCHOLZ, S. 28,29, Taf. 5, Fig. 9.

Material: Vier Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: Wie bereits aus der Liste der Literaturzitate hervorgeht, wechselte diese Art oft den (Unter-)Gattungsnamen. Dies geht hauptsächlich auf die von SPATH (1941, S. 648,649) gemachte Beobachtung des „lytoceratiden“ Laterallobus zurück (vgl. CASEY, 1961b). Wie bereits SCHOLZ (1979a, S. 17) feststellte, ist die Sutur in Grad der Differenzierung durchaus mit anderen, gleich großen Hamiten vergleichbar.

SCHOLZ (1979a, S. 17,29) beobachtete bei dieser Art eine Tendenz zu schwacher Knotenbildung. Er reihte sie deshalb in die Synonymie von *Anisoceras (A.) pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE. Am vorliegenden Material konnte allerdings keine Knotenbildung festgestellt werden, sodaß die Art hier provisorisch beibehalten und unter *Hamites* eingereiht wird.

Verbreitung: Oberer Teil der *inflatum*-Zone, *dispar*-Zone von Süd-England, Frankreich, Polen, Ungarn, der Schweiz; frühes Spät-Albian von Spanien; Mittel- bis frühes Spät-Albian von Vorarlberg.

Gattung *Anisoceras* PICTET, 1854

In der Abfolge von älteren („*Protanisoceras*“) zu jüngeren Anisoceraten („*Idiohamites*“; nicht *Anisoceras*, vgl. unten) können Entwicklungstendenzen festgestellt werden, welche denen der Gruppe von *Hamites* entsprechen. Wie oben erwähnt, macht die Sutur beider Gat-

Hamites maximus

J. SOWERBY, 1814

(Taf. 4, Fig. 14–16)

- *1814 *Hamites maximus* J. SOWERBY, S. 138, Taf. 62, Fig. 1.
- 1941 *Hamites maximus* J. SOWERBY – SPATH, S. 621–624, Taf. 68, Fig. 15,16,20; Taf. 69, Fig. 1–9; Taf. 70, Fig. 1,18, Abb. 224.

Material: Zehn Bruchstücke aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: England und Frankreich (*lautus*- und unterer Teil der *inflatum*-Zone); Vorarlberg (Früh- und Mittel-Albian).

Hamites intermedius

J. SOWERBY, 1814

(Taf. 4, Fig. 17–23)

- *1814 *Hamites intermedius* J. SOWERBY, S. 139, Taf. 62, Fig. 4.
- 1941 *Hamites intermedius* J. SOWERBY – SPATH, S. 630–634, Taf. 70, Fig. 19,20; Taf. 71, Fig. 3–6, Abb. 229a–g,m–p.
- 1965 *Hamites intermedius* J. SOWERBY – CLARK, S. 19,20, Taf. 1, Fig. 10, Abb. 3a.

Material: Drei Fragmente aus der Wannenalp-Schicht und 24 Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Diese Art weist eine recht variable Morphologie auf. Typische Fragmente verfügen über einen hochovalen Windungsquerschnitt, über kräftige, relativ stumpfe und weitständige (fünf pro Windungshöhe-äquivalente Strecke) Rippen, welche ventralwärts nach hinten gerichtet über die Flanken ziehen und dorsal aussetzen (vgl. Taf. 4, Fig. 17), sowie über eine einfache Sutur mit breiten Loben und einem bei älteren Formen subtripartiten, bei jüngeren Formen bipartiten Laterallobus. Der Umbilikallobus entspricht in der Größe dem Internlobus (beide sind kleiner als der Laterallobus und tripartit).

Außerdem kommen Formen vor, welche enger berippt sind (sechs pro Windungshöhe-äquivalente Strecke; entspricht der Variation „*distincta*“ nach SPATH, 1941, vgl. Taf. 4, Fig. 19). Manchmal verlaufen die Rippen prorsiradiat statt schräg rückwärts (vgl. Taf. 4, Fig. 18).

Bei wenigen Fragmenten tritt eine deutliche ventrale Rippenunterbrechung auf (vgl. Taf. 4, Fig. 21).

Aus dem vorliegenden Material stammen mehrere Fragmente größerer Exemplare, welche durch eine leicht geschwungene Berippung gekennzeichnet sind. Die Rippen sind stumpf und kräftig (fünf pro Windungshöhe-äquivalente Strecke) und ziehen ventralwärts nach vorne gerichtet über die Flanken, wobei sie im Ventrolateral-Bereich nach hinten abgelenkt werden (vgl. Taf. 4, Fig. 20). Die Rippen setzen – mit Ausnahme von älteren Vertretern – auf der Dorsalseite aus.

Eine Reihe von größeren Exemplaren (aus Aufschluß DP) haben einen subrectangulären Windungsquerschnitt gemeinsam. Auch hier sind die Rippen stumpf und kräftig (fünf bis sechs pro Windungshöhe-äquivalente Strecke). Sie ziehen rursiradiat oder radiat über die Flanken und setzen auf der Dorsalseite aus (selten sind sie noch schwach angedeutet, vgl. Taf. 4, Fig. 22). Die Sutur ist bei dieser Größe recht differenziert (vgl. Taf. 4, Fig. 23). Der Umbilikal- und Internlobus erreichen nicht die Größe des Laterallobus.

tungen die gleichen Umwandlungen durch. Der Umbilikallobus paßt sich in der Größe dem Laterallobus an und wird in der Regel bipartit. Die Lobenlinien von älteren Hamiten und *Anisoceras (Protanisoceras)* einerseits sowie von jüngeren Hamiten („*Stomohamites*“ BREISTROFFER und *Anisoceras („Idiohamites“)*) andererseits gleichen sich dabei auffällig (vgl. SPATH, 1939, 1941). In der Außenmorphologie können bei beiden Gattungen zudem ähnliche Veränderungen beobachtet werden. Die Rippen werden im Verlauf der Phylogenie auf der Dorsalseite reduziert und der Windungsquerschnitt wird zunehmend hochoval (mit Ausnahmen).

„*Idiohamites*“ und *Protanisoceras* stehen daher taxonomisch nicht weiter auseinander als „*Stomohamites*“ und *Hamites*, deren Vereinigung schon zwei Jahre nach der Abtrennung von „*Stomohamites*“ durch BREISTROFFER (1940, S. 155, 156) von HAAS (1942, S. 173) ins Auge gefaßt und schließlich von WIEDMANN (1968a, S. 51) vollzogen wurde.

Die von SPATH (1939, S. 582) angeführten genetischen Kriterien zur Charakterisierung von „*Idiohamites*“ sind summarisch und halten einer Differentialdiagnose bezüglich *Protanisoceras* nicht stand. Der Autor dürfte wohl auch in Hinblick auf die in Süd-England vorhandene zeitliche Lücke zwischen dem Auftreten von *Protanisoceras* und „*Idiohamites*“ die neue Gattung „*Idiohamites*“ aufgestellt haben (eine ähnliche, wenn auch kürzere Lücke ist in Süd-England zwischen dem Auftreten der Gattungen *Hamites* und „*Stomohamites*“ vorhanden). Es handelt sich allerdings um ein lokalstratigraphisches Argument, das ökologische Faktoren nicht ausschließt. Im außereuropäischen Raum wurden Zwischenformen aus dem späten Mittel-Albian gefunden (vgl. COLLIGNON, 1963, S. 41, 45).

SCHOLZ (1979a) hielt die Gattung „*Idiohamites*“ als Untergattung von *Anisoceras* mit dem Hinweis aufrecht, daß die Gattung konsequent planspiral aufgerollte Windungen aufweist. WIEDMANN (1962d, S. 99, 101, 102) wies andererseits auf eine generelle Tendenz zur planspiralen Einrollung bei jüngeren Anisoceratidae hin. „*Idiohamites*“ bleibt mit ihren planspiralen Windungen durchaus im Rahmen der Anisoceraten-Phylogenie.

Anisoceras („Idiohamites“) hat in der Familie der Anisoceratidae eine analoge Position bezüglich *Anisoceras (Protanisoceras)* wie „*Stomohamites*“ zu *Hamites*. *Idiohamites* kann deshalb als jüngeres Synonym von *Protanisoceras* betrachtet werden.

In Anbetracht der zahlreichen Parallelen und Übergänge zwischen *Hamites* und *Anisoceras (Protanisoceras)* ist die Frage sicher berechtigt, inwieweit das Auftreten einer Beknotung ein gegerisches Merkmal ist (vgl. Diskussion in Zusammenhang mit der Gattung *Hamiticeras*). SCHOLZ (1979a, S. 19) wies in diesem Zusammenhang auf eine geographische Abhängigkeit der knotentragenden Formen im „Vraconnien“ Europas hin. Dies dürfte auch für das übrige Albian zutreffen. Es wäre nicht erstaunlich, wenn eine eingehende Bearbeitung der Anisoceratidae zu einem System führen würde, in dem unbeknotete und beknotete Formen als gleichwertige Varianten einer Großgattung betrachtet werden.

Anisoceras (Anisoceras) liegt außerhalb der Variationsbreite von *Anisoceras (Protanisoceras)*. Die Untergattung muß als Produkt einer separaten Entwicklungslinie betrachtet werden. Die Lobenlinie ist bei *Anisoceras (Anisoceras)* wesentlich differenzierter als bei entsprechend alten Vertretern der *Hamites-Anisoceras (Protanisoceras)*-Gruppe (vgl. z.B. SCHOLZ, 1979a). Auch was die Skulptur

anbelangt, nimmt *Anisoceras (Anisoceras)* eine relativ eigene Position ein. Während bei *Anisoceras (Protanisoceras)* Nadelöhrrippen nur isoliert und gelegentlich vorkommen, bilden sie bei *Anisoceras (Anisoceras)* zusammen mit den Verschmelzungsknoten einen festen und geordneten Bestandteil der Skulptur.

Anisoceras (Anisoceras) kann vermutlich via *Anisoceras (A.) arrogans* GIEBEL und „*Rossalites*“ CASEY von *Protanisoceras* hergeleitet werden, wie DESTOMBES (1979, S. 115) bereits angedeutet hat.

Die Stellung von *Anisoceras pseudopunctatum* PICTET & CAMPICHE sowie von *Anisoceras vracconense* RENZ ist diesbezüglich unklar. Auf Grund der wenigen Daten würden beide Arten viel eher zu *Anisoceras (Protanisoceras)* gehören. Die Sutura ist von beiden Arten unbekannt.

Eine in ihrer taxonomischen und phylogenetischen Position mit vielen Unsicherheiten behaftete Gruppe wird von „*Idiohamites ellipticoides* und *incertus*“ SPATH (1939, S. 594–596) sowie von *Algerites PERVINQUIERE* gebildet. Die Formen stehen in der Skulptur der Familie der Labeceratidae nahe. KENNEDY (1972) konnte allerdings aufzeigen, daß der bei diesen Formen vorhandene bipartite Laterallobus eine nähere Verwandtschaft mit den Labeceratidae im Wege steht. Andererseits hat diese Gruppe auf Grund ihrer Skulptur wenig gemeinsam mit „*Idiohamites*“. Die Sutura ist außerdem einfacher im Vergleich zu gleichaltrigen Anisoceratiden. Es dürfte sich um eine unabhängige Gruppe innerhalb der Anisoceratidae handeln, deren Phylogenie bis jetzt nicht bekannt ist.

Untergattung *Protanisoceras* SPATH, 1923b

Typusart *Hamites raulinianus* d'ORBIGNY, 1841

Diagnose: Zu der Untergattung *Protanisoceras* werden Anisoceratidae mit planer oder helicoider Anfangsspirale gestellt, welcher ein gerader Schaft mit zur rückbiegendem Wohnkammerhaken folgt. Der Windungsquerschnitt ist hoch- bis breitoval. Die Skulptur zeigt eine einfache, *Hamites*-ähnliche Berippung, die mit Ventralknotenpaar und gelegentlich mit Lateralknoten versehen ist. Beknotete Rippen können kräftiger als unbeknotete sein. Im Bereich des Wohnkammerknies kommen vereinzelt Schalt- und Spaltrippen vor. Selten sind isolierte Nadelöhrrippen vorhanden. Die Sutura weist bei älteren Formen einen im Vergleich zum Laterallobus un tieferen, bei jüngeren Formen etwa gleich tiefen Umbilikallobus auf. Er ist, wie der Internlobus, bi- bis tripartit.

Anisoceras (Protanisoceras) cantianum (SPATH, 1939)

(Taf. 4, Fig. 30)

*1939 *Protanisoceras cantianum* SPATH, S. 567–568, Taf. 63, Fig. 10, Abb. 201 a–d.

1961b *Protanisoceras (Protanisoceras) cantianum* SPATH – CASEY, S. 104, 105, Taf. 23, Fig. 1, 2; Taf. 25, Fig. 3, Abb. 35 q, r, 36 a.

Material: Zwei kleine Wohnkammerfragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Anisoceras (Protanisoceras) subquadratum
(CASEY, 1961b)

(Taf. 4, Fig. 32)

*1961b *Protanisoceras (Protanisoceras) subquadratum* CASEY, S. 111, Taf. 26, Fig. 5.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht..

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von Süd-England; Vorarlberg.

Anisoceras (Protanisoceras) flexuosum
(d'ORBIGNY, 1841)

(Taf. 4, Fig. 31)

*1841 *Hamites flexuosus* d'ORBIGNY, S. 535, Taf. 131, Fig. 14–16.

1939 *Protanisoceras (?) flexuosum* (d'ORBIGNY) – SPATH, S. 577, 578, Abb. 205g–p.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Anisoceras (Protanisoceras) aff. ixyon
(d'ORBIGNY, 1847 ex 1850)

(Taf. 4, Fig. 33)

*1850 *Hamites ixyon* d'ORBIGNY, S. 126, No. 87.

1861 *Hamites Moreanus* BUVIGNIER – PICTET & CAMPICHE, S. 81–84, Taf. 53, Fig. 1, 2.

1927 *Ptychoceras Buvignieri* CIRY, S. 568.

1947 *Protanisoceras ixyon* d'ORBIGNY – BREISTROFFER, S. 95.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das Fragment (V 1/4) stammt aus dem Wohnkammerbereich. Es gleicht in Bezug auf den subhexagonalen, mehr breiten als hohen Windungsquerschnitt, sowie die radiäre, dorsal kaum sichtbare Berippung mit unregelmäßig eingeschalteten, verdickten und beknoteten Rippen der ungenügend bekannten Art *Anisoceras (Protanisoceras) ixyon* (d'ORBIGNY). Zwischen den Ventralknöten sind Nadelöhrrippen vorhanden. Solche können auch bei den eingeschalteten, unbeknoteten Rippen vorkommen. Ventrale Nadelöhrrippen sind bei den von BREISTROFFER zu *Anisoceras (Protanisoceras) ixyon* (d'ORBIGNY) gerechneten, in PICTET & CAMPICHE abgebildeten Exemplaren ebenfalls vorhanden.

Eine definitive Zuordnung ist trotzdem nicht möglich, da beim vorliegenden Exemplar die Zahl der eingeschalteten, unbeknoteten Rippen größer ist (1–2, gegenüber 0–1 bei *Anisoceras (Protanisoceras) ixyon* (d'ORBIGNY)) und Lateralknöten nur schlecht sichtbar sind. Bei *Anisoceras (Protanisoceras) barreense* BUVIGNIER sind – im Gegensatz zu letzterer Art – alle Rippen gleichförmig. *Anisoceras (Protanisoceras) moreanum* BUVIGNIER ist nahe verwandt, wenn nicht identisch mit der vorliegenden Art. Sie unterscheidet sich in ihrem runden Windungsquerschnitt und prorsiradiater, leicht sigmoidaler Berippung.

Verbreitung: Mittel-Albian von Frankreich; Vorarlberg.

Anisoceras (Protanisoceras) aff. acteon
(d'ORBIGNY, 1847 ex 1850)

(Taf. 5, Fig. 1)

*1850 *Hamites acteon* d'ORBIGNY, S. 126, No. 82.

1961b *Protanisoceras (Protanisoceras) acteon* (d'ORBIGNY) – CASEY, S. 109, 110, Taf. 24, Fig. 1–4, Abb. 35o, p, 36d.

1979 *Protanisoceras acteon* (d'ORBIGNY) – DESTOMBES, S. 115, 116, Taf. 4/2, Fig. 2–4.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht (DP /45).

Beschreibung: Das Fragment stammt aus dem geraden Schaft des Phragmokons. Mit *Anisoceras (Protanisoceras) acteon* (d'ORBIGNY) gemeinsam hat DP /45 die kräftigen und plumpen, weit auseinanderstehenden Rippen (drei pro Windungshöhe-äquivalente Strecke). Sie sind leicht nach vorne gerichtet, dorsal nur schwach angedeutet und weisen alle stumpfe Ventralknöten auf, welche radial verlängert sind. Zwischen den Ventralknötenpaaren sind die Rippen verbreitert und abgeschwächt. Lateralknöten sind keine vorhanden. Der Windungsquerschnitt ist ausgeprägt breitoval. Die vorliegende Form weicht dadurch von der von CASEY nachgelieferten Diagnose der Prodröme-Spezies ab. Die Suture ist gut sichtbar. Der Laterallöbus ist unteuf und subtripartit und der ausgeprägte, tiefe Internlobus ist tripartit (vgl. Taf. 5, Fig. 1a).

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Anisoceras (Protanisoceras) sp. nov.

(Taf. 5, Fig. 2)

Diagnose: *Anisoceras (Protanisoceras)* mit breitovalem Windungsquerschnitt und grober Skulptur (drei Rippen pro Windungshöhe-äquivalente Strecke) aus leicht rursiradiaten, weit auseinanderstehenden, leicht stumpfen Rippen, welche dorsal sichtbar sind und schärfer werden. Die beknoteten Hauptrippen sind stumpfer, dicker und stehen mehr hervor als die unregelmäßig (0–1) zwischengeschalteten, unbeknoteten Rippen. Die Ventralknöten sind plump und liegen nahe zusammen. Lateralknöten fehlen. Die Suture zeichnet sich durch einen leicht asymmetrischen Laterallöbus, einen asymmetrisch tripartiten Umbilikal- und Internlobus aus. Der Umbilikallobus ist weniger tiefer als der Internlobus.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

	WH	WB
DP /44	16,5	18,5

Beziehungen: *Anisoceras (Protanisoceras) acteon* (d'ORBIGNY) kommt dieser neuen Art nahe, verfügt aber – im Gegensatz zu dieser Art – über einförmig beknotete Rippen, die dorsal aussetzen oder nur schwach sichtbar sind. *Anisoceras (Protanisoceras) hengesti* (CASEY) ist eine ähnlich grobberippte Form. Allerdings zeigt auch diese Art eine monotone, durchwegs beknotete Berippung, dazu einen subquadratischen Windungsquerschnitt mit weit auseinanderstehenden Ventralknöten. *Anisoceras (Protanisoceras) hourqui* (COLLIGNON) weicht von der vorliegenden Form in der Gleichmäßigkeit und Schärfe ihrer Rippen ab. Zudem setzt die Berippung dorsal aus.

Verbreitung: Vorarlberg. Die Ammoniten-Assoziation in der Fundschicht (Aufschluß DP) deutet auf ein spätes Früh- bis Mittel-Albian-Alter hin.

Anisoceras (Protanisoceras) sp. nov.

(Taf. 5, Fig. 3)

Diagnose: *Anisoceras (Protanisoceras)* mit kräftigen, relativ scharfen, radiär verlaufenden Rippen, die auf der Internseite nur wenig an Stärke einbüßen. Es kommen knapp fünf Rippen auf einem der Windungshöhe entsprechenden Abschnitt vor. Jede Rippe ist mit zwei kleinen, scharfen Knoten versehen. Der Windungsquerschnitt ist leicht hochoval. Die Flanken sind relativ gerade und konvergieren gegen die Ventralseite. Die Internseite ist flach, leicht konkav. Die Externseite ist dagegen leicht konvex (vgl. Taf. 5, Fig. 3c).

Die Sutura ist unbekannt.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

	WH	WB
BN 16/9	31	±30

Beziehungen: Mit seinem dorsal stark abgeflachten, leicht birnenförmigem Windungsquerschnitt und ausgeprägter, auch auf der Dorsalseite gut sichtbarer Berippung unterscheidet sich BN 16/9 von anderen *Anisoceras (Protanisoceras)*-Arten.

Verbreitung: Vorarlberg (Mittel- bis frühes Spät-Albian).

Anisoceras (Protanisoceras) dorsetensis
(SPATH, 1926b)

(Taf. 5, Fig. 4)

1861 *Anisoceras alternatus* (non MANTPELL) PICTET & CAMPICHE, S. 71, Taf. 51, Fig. 1.

*1926b *Idiohamites dorsetensis* SPATH, S. 432.

1939 *Idiohamites dorsetensis* SPATH – SPATH, S. 596–599, Taf. 62, Fig. 2–3; Taf. 63, Fig. 1,9,15; Taf. 65, Fig. 2, Abb. 215.

1968a *Idiohamites dorsetensis* SPATH – RENZ, S. 70,71, Taf. 11, Fig. 39,40; Taf. 12, Fig. 3,4, Abb. 25a–d,f,26a,b.

1979b *Idiohamites dorsetensis* (SPATH) – SCHOLZ, S. 593, Taf. , S. 1, Fig. 2; Taf. 2, Fig. 3,4.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: *dispar*-Zone von England, Deutschland, Frankreich und der Schweiz; Vorarlberg; Madagaskar? (spätes Mittel-Albian).

Anisoceras (Protanisoceras) cf. recticostatus
(RENZ, 1968a)

(Taf. 5, Fig. 5)

*1968a *Idiohamites recticostatus* RENZ, S. 71,72, Taf. 13, Fig. 1,2, Abb. 25e.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Das vorliegende Fragment stammt aus dem Anfang der Wohnkammer. Ein letzter Teil des Phragmokons ist erhalten. Der Windungsquerschnitt ist rundlich. Die Skulptur besteht aus kräftigen, ganz leicht prorsiradiaten Rippen (vier pro Windungshöhe-äquivalente Strecke). Die Rippen können

ventral undeutliche Nadelöhrrippen bilden (vgl. RENZ, 1968a, Taf. 13, Fig. 1b). Ventralknoten sind schwach ausgeprägt. Sie stehen nahe beisammen.

Das Fragment ist schlecht erhalten. Insbesondere ist die Skulptur auf der Dorsalseite zerstört. Es kann daher keine definitive Zuordnung vorgenommen werden.

Verbreitung: *dispar*-Zone der Schweiz; Vorarlberg.

Untergattung *Anisoceras* PICTET, 1854

Typusart *Hamites Saussureanus* PICTET, 1847

Anisoceras (Anisoceras) arrogans
(GIEBEL, 1852)

(Taf. 5, Fig. 6–8)

*1852 *Hamites arrogans* GIEBEL, S. 305.

1968a *Anisoceras (Anisoceras) arrogans* (GIEBEL) – WIEDMANN, S. 69–72, Taf. 7, Fig. 10; Taf. 8, Fig. 5,7,11, Abb. 46–50.

Material: Fünf Fragmente aus der Plattenwald-Schicht sowie eines aus den Götzis-Schichten (aus der Plattenwald-Schicht aufgearbeitet!).

Beschreibung: Alle sechs Fragmente sind gekamert und stammen aus dem geraden Phragmokonschaft. Der Windungsquerschnitt ist einheitlich hochoval. Die Skulptur besteht aus feinen, gleichförmigen, auf dem Steinkern verwischten Rippen, die leicht prorsiradiat sind und die Internseite kaum sichtbar überqueren. Auf Schalenresten zeichnet sich die Berippung deutlicher und schärfer ab. Sie ist auch auf der Internseite gut erkennbar. Es kommen pro Windungshöhe-äquivalente Strecke 10–12 Rippen vor. Zwei bis drei, selten vier Rippen verschmelzen an einem Ventralknoten. Zwischen den Ventralknoten kommen in der Regel vier (selten drei oder fünf) unbeknotete Rippen vor. Die Ventralknoten stehen nahe zusammen. Sie sind verhältnismäßig groß und plump und können in Richtung der Lateralseite unterschiedlich stark verlängert werden: Bei manchen Exemplaren sind richtige laterale Erhebungen vorhanden (vgl. Taf. 5, Fig. 6). Lateralknoten und Rippenduplikaturen wurden nicht beobachtet. Die Sutura weist einen leicht asymmetrisch tripartiten Umbilikallobus auf, der untiefer als der Laterallobus ist. Der Internlobus ist tripartit.

Verbreitung: Mittel-Albian von Frankreich und Spät-Albian von Sardinien; Mittel- bis frühes Spät-Albian von Vorarlberg.

Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans
PICTET & CAMPICHE, 1861

(Taf. 5, Fig. 9,10)

*1861 *Anisoceras pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE, S. 69, Taf. 50, Fig. 4,5.

1939 *Anisoceras pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE – SPATH, S. 556–559, Taf. 60, Fig. 2,3; Taf. 63, Fig. 12, Abb. 196a–d.

1968a *Anisoceras pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE – RENZ, S. 79, Taf. 14, Fig. 10–12; Taf. 16, Fig. 7, Abb. 27i,28k.

1968a *Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE – WIEDMANN, S. 68, Taf. 8, Fig. 2, Abb. 43.

1979a *Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE – SCHOLZ, S. 28,29, Taf. 4, Fig. 4–7; Taf. 5, Fig. 1–11; Taf. 6, Fig. 1–4, Abb. 8D–H.

Material: Zwei Fragmente aus der Wannenalp-Schicht.

Beschreibung: Das Bruchstück BF 2/10 läßt besonders stark akzentuierte, plumpe Ventral- und Lateral-knoten erkennen, welche durch eine laterale und eine weniger ausgeprägte ventrale Erhebung verbunden sind. Die Lateralknoten befinden sich deutlich unterhalb der Flankenmitte. Es verschmelzen drei Rippen an den Knoten. Zwischen den beknoteten Rippenbündeln schalten sich drei unbeknotete Rippen ein. Der Windungsquerschnitt ist hochoval, durch die Position der Lateralknoten asymmetrisch hexagonal. Die Sutura ist nur teilweise sichtbar. Der Umbilikallobus erreicht die Tiefe des Laterallobus.

Beim Fragment BG 4/2 handelt es sich um einen Vertreter mit rundlichem Querschnitt. Die Lateral- und Ventral-knoten sind um eine Rippe gegeneinander versetzt, d.h. die jeweils zwischen den Lateralknoten vorhandene unbeknotete Rippe verschmilzt mit den Ventral-knoten und umgekehrt (vgl. Taf. 5, Fig. 10).

Verbreitung: *dispar*-Zone von England, Frankreich, der Schweiz, Ungarn, Sardinien und Angola; Vorarlberg.

Gattung *Pseudhelicoceras* SPATH, 1921

Typusart *Turrilites Robertianus* d'ORBIGNY, 1841

Pseudhelicoceras robertianum (d'ORBIGNY, 1841)

(Taf. 5, Fig. 11)

- *1841 *Turrilites Robertianus* d'ORBIGNY, S. 585, Taf. 142, Fig. 1-4.
- 1849 *Turrilites Robertianus* d'ORBIGNY- QUENSTEDT, S. 302, Taf. 22, Fig. 5.
- 1937 *Pseudhelicoceras robertianum* (d'ORBIGNY) - SPATH, S. 532-534, Taf. 58, Fig. 34, 37, Abb. 187a-e, 189b.
- 1937 *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* SPATH, S. 531, Abb. 190d-f.
- 1968a *Pseudhelicoceras robertianum* (d'ORBIGNY) - WIEDMANN, S. 75, Taf. 8, Fig. 12, Abb. 54.
- 1979a *Anisoceras (Pseudhelicoceras) robertianum* (d'ORBIGNY) - SCHOLZ, S. 30-32, Taf. 6, Fig. 5-11, Abb. 9A-C.

Material: Ein Windungsfragment aus der Wannenalp-Schicht.

Beziehungen: Das vorliegende Fragment entspricht in den Skulpturverhältnissen sehr gut der summarischen Diagnose von *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* SPATH. Diese Art gehört jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit in die Synonymie der - wie SCHOLZ (1979a) aufzeigte - sehr variablen Art *Pseudhelicoceras robertianum* (d'ORBIGNY).

Verbreitung: Mittel- und Spät-Albian von Frankreich; Spät-Albian von England, der Schweiz, Vorarlberg, Sardinien, Ungarn, Texas und Madagaskar.

Pseudhelicoceras evolutum (QUENSTEDT, 1847/48)

(Taf. 5, Fig. 12)

- *1847/48 *Turrilites catenatus evolutus* QUENSTEDT, S. 300, Taf. 21, Fig. 25.
- 1850 ? *Helicoceras Astierianus* d'ORBIGNY, S. 127, No. 107.
- 1968a „*Turrilites catenatus evolutus*“ QUENSTEDT - WIEDMANN, S. 77.

Diagnose: *Pseudhelicoceras* mit offener Spirale und hochovalen Windungsquerschnitt. Die Berippung ist fein, besteht aus ca. 30-40 Rippen pro Umgang,

welche mit zwei Knotenreihen versehen sind und in einem deutlichen Sinus die Umgänge überqueren. Jede zweite Rippe auf der Abapikalseite trägt einen unteren Knoten und spaltet sich zwischen den beiden Knoten und über dem oberen Knoten auf. Die unbeknotete Rippe zieht als Zwischenrippe über die Externseite. Auf der Internseite bilden die Rippen eine feine, kaum wahrnehmbare Haarstreifung. Die unterste Knotenreihe befindet sich auf der Umbiegung zur Externseite, die zweite etwas über der Mitte der Externseite. Die Knoten sind stumpf und deutlich sichtbar.

Der Externlobus der Sutura befindet sich zwischen beiden Knotenreihen.

Material: Ein kleines Fragment aus der Plattenwald-Schicht (DP /47).

Beziehungen: *Pseudhelicoceras bituberculatum* (d'ORBIGNY) unterscheidet sich dadurch von vorliegender Art, daß von der unteren Knotenreihe zwei Rippen gegen unten und von der oberen Knotenreihe jeweils drei gegen oben abspalten. Es sind zudem zwei bis drei unbeknotete Rippen zwischengeschaltet. *Pseudhelicoceras catenatum* (d'ORBIGNY) steht vorliegender Art zweifellos ganz nahe, zeigt eine ähnliche Berippung, jedoch ohne jegliche Zwischenrippen. *Pseudhelicoceras subcatenatum* SPATH verfügt über einen subzirkulären Windungsquerschnitt und die Skulptur weicht insofern ab, als vom Knoten in der obersten Reihe jeweils drei bis vier Rippen gegen oben ausgehen. Bei *Pseudhelicoceras convolutum* (QUENSTEDT) ist auf der Abapikalseite eine dritte Knotenreihe vorhanden.

Verbreitung: Mittel-Albian von SE-Frankreich; Vorarlberg.

Pseudhelicoceras aff. convolutum (QUENSTEDT, 1847/48)

(Taf. 5, Fig. 13, 14)

- *1847/48 *Turrilites catenatus convolutus* QUENSTEDT, S. 299, Taf. 21, Fig. 24.
- 1968a *Pseudhelicoceras convolutum* (QUENSTEDT) - WIEDMANN, S. 76, 77, Taf. 8, Fig. 8; Taf. 15, Fig. 5, 6, Abb. 55, 56.

Material: Drei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Alle drei Exemplare sind gekammerte Steinkernfragmente von größeren Windungen. Ihnen gemeinsam ist eine schwach ausgebildete Skulptur. Das am deutlichsten hervortretende Element bilden die untersten (Abapikal-)Knoten, die in der Rippenrichtung stark verlängert sind. Hierüber kommen zwei weitere Knotenreihen, welche jedoch kaum wahrnehmbar sind. Es handelt sich um große, stumpfe, sich kaum erhebende Knoten. Sie sind unter sich durch zwei nur im Streiflicht beobachtbare Rippen verbunden. Unbeknotete Zwischenrippen wurden nicht beobachtet.

Die Sutura zeichnet sich durch einen ausgeprägten Laterallobus auf. Der Umbilikallobus ist unteuf.

Die vorliegenden Exemplare haben sowohl Querschnitt der Windungen als auch Position der drei Knotenreihen mit der von WIEDMANN revidierten Art *Pseudhelicoceras convolutum* (QUENSTEDT) gemeinsam. In Abweichung zu dieser Art fehlen beim vorliegenden Material die unbeknoteten Zwischenrippen, sind die Abapikalknoten viel ausgeprägter und die Skulptur

kaum mehr erkennbar. Dies mag auf die Größe der Windungen zurückgeführt werden, da bei *Pseudhelico-ceras* in adultem Stadium – wie SCHOLZ (1979a) aufzeigte – die Skulptur einer erhöhten Variabilität unterworfen ist.

Verbreitung: Mittel-Albian von SE-Frankreich und Sardinien; Vorarlberg.

4.3.3. Labeceratidae

FAMILIE LABECERATIDAE SPATH, 1925c

Die Labeceratidae (*Labeceras*, *Myloceras*, *Ellipsoceras*) sind von Angola (SPATH, 1925c), Mozambique (FÖRSTER, 1975), Madagaskar (COLLIGNON, 1932, 1950, 1963) sowie von Australien (WHITEHOUSE, 1926; REYMENT, 1964) und Neuguinea bekannt. Ihr erstes Auftreten ist scheinbar plötzlich, im frühen Spät-Albian, und ebenso rasch ist ihr Verschwinden im späten Spät-Albian.

Ein möglicher, europäischer Vertreter ist die ungenügend bekannte Gattung *Hamitoides* SPATH, 1925c (Typusart *Hamites Studerianus* PICTET, 1847). *Hamitoides* wurde von SPATH (1925c, 1939) und WIEDMANN (1962d, 1968a) auf Grund ihrer Skulptur dieser Gruppe zugewiesen. Eine Einordnung zu den Labeceratidae kann allerdings nur provisorisch sein, da Aufrollungsmodus und Sutura nur ungenügend bekannt sind (vgl. WRIGHT, 1957; KENNEDY, 1972; FÖRSTER, 1975).

Die Labeceratidae verfügen über eine typisch ancylocerate Sutura mit tripartitem Lateral-, Umbilikal- und Internlobus. FÖRSTER (1975, S. 172, 173) zweifelte daher die von WIEDMANN (1962d) vorgenommene Zuordnung zu den Anisoceratidae an. Er reihte die Labeceratidae unter Vorbehalt bei den Ancyloceratidae ein. Eine definitive Zuordnung ist dennoch schwierig, da die Labeceratidae als isolierte Gruppe erscheinen. Gleichaltrige Anisoceratidae unterscheiden sich durch Skulptur und ihren durchwegs bipartiten Laterallobus. Die jüngsten Vertreter der Ancyloceratidae mit vergleichbarer Sutura stammen aus dem Spät-Aptian und vermittelnde Zwischengruppen sind nicht bekannt. Deshalb wird hier den Labeceratidae ein provisorischer Status als eigene Familie in den Ancylocerataceae zugebilligt.

Gattung *Labeceras* (WHITEHOUSE Ms) SPATH, 1925c
Typusart *Labeceras bryani* WHITEHOUSE, 1826

Labeceras (?) *collignoni* sp. nov.

(Taf. 5, Fig. 15)

1932 *Hamites Studeri* PICTET – COLLIGNON, S. 22, Taf. 4, Fig. 10–13.
1963 *Hamitoides* aff. *studei* PICTET – COLLIGNON, S. 43, 44, Taf. 257, Fig. 1110, 1111.

Holotyp: *Hamites Studeri* PICTET in COLLIGNON, Taf. 4, Fig. 10.

Fundort: Mont Raynaud, Madagaskar, Spät-Albian.

Herkunft des Namens: Zu Ehren von M. COLLIGNON, der als erster Exemplare dieser Art beschrieb.

Diagnose: Ist unvollständig, da bis jetzt nur Wohnkammerfragmente bekannt sind. Es handelt sich bei dieser Art um einen eventuellen Labeceratiden, mit einem im Wohnkammerbereich hochovalen Win-

dungsquerschnitt. Die Skulptur besteht aus feinen Rippen. Pro Windungshöhe-äquivalente Strecke sind vier Hauptrippen vorhanden, die auf der Mitte der Flanke bi- oder trifurkieren. Zwischen den Hauptrippen kann eine Schaltrippe vorkommen. Die Rippen überziehen die Lateralseiten gerade oder leicht prorsiradiat. Sie sind auf der Ventralseite uniform ausgebildet und stehen nahe zusammen (ca. 8–10 pro Windungshöhe-äquivalente Strecke). Dorsal sind sie entweder ganz schwach sichtbar oder ausgelöscht.

Material: Ein Wohnkammerhaken aus der Wannentalp-Schicht NW Schwarzenberg.

	WH	WB
BF 2/11	7,5	6

Beziehungen: Das Fragment BF 2/11 gleicht in Gehäusegestalt, Windungsquerschnitt und Art der Berippung den hier neubenannten Formen von COLLIGNON (1932) bis ins Detail. Eine Verwechslung mit der *Labeceras*-ähnlichen, europäischen Art „*Idiohamites*“ *ellipticoides* SPATH (vgl. KENNEDY, 1972) dürfte auf Grund der Gehäusegestalt ausgeschlossen sein: Von „*Idiohamites*“ *ellipticoides* SPATH ist ein Wohnkammerhaken nicht bekannt.

Hamitoides studerianus (PICTET) unterscheidet sich von vorliegender Art durch runden Gehäusequerschnitt und anderen Berippungsmodus.

SPATH (1939, S. 601) verglich die von COLLIGNON beschriebenen Formen mit *Scaphites* und WIEDMANN (1968a, S. 74) verwies auf eine mögliche Identität mit *Eoscapites tenuicostatus* (PERVINQUIERE). Jene Art verfügt allerdings über einen breitovalen Wohnkammerschaft mit einfacher Berippung (vgl. WIEDMANN, 1965, S. 411, Taf. 53, Fig. 7; FÖRSTER, 1975, S. 179). FÖRSTER (1975, S. 179) wies seinerseits auf eine mögliche Zugehörigkeit zur Gattung *Labeceras* hin. Die Verwandtschaft mit *Labeceras* kann allerdings erst definitiv beurteilt werden, wenn weitere Exemplare mit Sutura gefunden werden. Bei einem Exemplar von COLLIGNON (1932, Taf. 4, Fig. 13) ist die Sutura ansatzweise erkennbar: Der Laterallobus ist möglicherweise bipartit (der Umbilikallobus tripartit). Würde sich dieser Sachverhalt bestätigen, käme eine Verwandtschaft mit *Labeceras* wohl kaum in Frage. Die Zuordnung von BF 2/11 und den von COLLIGNON beschriebenen Exemplaren zu *Labeceras* kann deshalb nur mit größeren Vorbehalten angenommen werden.

Verbreitung: Spät-Albian von Madagaskar und Vorarlberg.

4.3.4. Deshayesitidae

FAMILIE DESHAYESITIDAE STOYANOW, 1949

Vertreter der Familie Deshayesitidae sind rar in Vorarlberg. Durch HEIM & SEITZ (1934, S. 229, 235, 254) ist das Vorkommen von dieser Familie an Hand von je einem Fragment von *Deshayites* und *Dufrenoyia* bekannt geworden. Es können hier ein Paar neue Funde hinzugefügt werden.

Gattung *Deshayesites* KAZANSKY, 1914
Typusart *Ammonites Deshayesi*
(LEYMERIE in d'ORBIGNY, 1841)

***Deshayites* sp.**

(Taf. 6, Fig. 1)

Material: Ein Exemplar aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: FU 10/2 ist zu schlecht erhalten, um eine spezifische Bestimmung vorzunehmen. Der hochovale, seitlich komprimierte Windungsquerschnitt, die sigmoidalen Haupt- und Schaltrippen, die deutlich die Externseite überqueren, und die Massenverhältnisse weisen immerhin deutlich auf die generische Zugehörigkeit zu *Deshayites* hin. Vertreter der Parahoplitidae verfügen über einen stärker komprimierten Querschnitt und eine radiäre, oft bikonkave Berippung.

Bei FU 10/2 sind etwa 17 Rippen auf der halben Windung sichtbar. Die Massenverhältnisse und die Art der Berippung lassen eine Zugehörigkeit zu *Deshayites deshayesi* (LEYMERIE in d'ORBIGNY) vermuten. Allerdings ist *Deshayites* einer weitgehenden Artenaufsplitterung zum Opfer gefallen (CASEY, 1964), sodaß die taxonomischen Verhältnisse schwer überblickbar sind.

Verbreitung: Mit *Deshayites* sp. liegt der biostratigraphisch älteste Ammonit aus der Vorarlberger Garschella-Formation vor. Er ist eine weitverbreitete Leitform des Früh-Aptian (*deshayesi*-Zone).

Gattung *Dufrenoyia* BURCKHARDT
in KILIAN & REBOUL, 1915

Typusart *Ammonites furcatus* J. de C. SOWERBY,
1836

Dufrenoyia furcata

(J. de C. SOWERBY, 1836)

(Taf. 6, Fig. 2)

- *1836 *Ammonites furcatus* J. de C. SOWERBY, S. 339, Taf. 14, Fig. 17.
- 1841 *Ammonites Dufrenoyi* d'ORBIGNY, S. 200–202, Taf. 33, Fig. 4–6.
- 1850 *Ammonites furcatus* SOWERBY – d'ORBIGNY, S. 65, No. 49.
- 1964 *Ammonites furcata* (J. de C. SOWERBY) – CASEY, S. 378–382, Taf. 62, Fig. 2–3; Taf. 63, Fig. 1; Taf. 65, Fig. 1, Abb. 134a, 135, 136.
- 1971 *Dufrenoyia furcata* (J. de C. SOWERBY) – KEMPER, S. 361, 364, 365, Taf. 26, Fig. 2.
- 1980 *Dufrenoyia furcata* (SOWERBY) – THOMEL, S. 135, Taf. 268.

Material: Ein Fragment aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das Windungsbruchstück gehört unzweifelhaft obenstehender Art an. Die Rippen sind leicht geschwungen, enden an der Ventrolateralkante in einen kleinen, stumpfen, wenig nach vorne verlängerte Knoten. Die Ventralseite ist stark abgeflacht, leicht konkav. Die Lateralseiten sind flach und komprimiert.

Als Vergleichsmaterial konnten zahlreiche Exemplare aus der Gegend von Apt gesammelt werden (La Tuilière, Carniol, Montsalier). Sie bestechen durch ihre intraspezifische Variabilität: z.B. sind grobberippte Formen durch Übergänge kontinuierlich mit feinberippten verbunden. Sie verdeutlichen hierdurch, wie berechtigt die von vielen Autoren (d'ORBIGNY, 1850; KEMPER, 1971; THOMEL, 1980) erfolgte Zusammenlegung der Arten *furcata* und *dufrenoyii* ist.

Verbreitung: Europa und Amerika (*furcata*- und unterer Teil der *crassicoatum-subnodosocostatum*-Zone).

4.3.5. Parahoplitidae

FAMILIE PARAOPLITIDAE SPATH, 1922

Gattung *Colombiceras* SPATH, 1923b

Typusart *Ammonites crassicoatum*
d'ORBIGNY, 1841

Colombiceras tobleri

(JACOB & TOBLER, 1906)

(Taf. 6, Fig. 3–5)

- *1906 *Parahoplites Tobleri* JACOB & TOBLER, S. 11, Taf. 2, Fig. 4–6.
- 1908 *Acanthoplites Tobleri* JACOB – SINZOW, S. 486, 487, Taf. 5, Fig. 14, 15.
- 1913 *Acanthoplites Tobleri* JACOB – SINZOW, S. 113, Taf. 6, Fig. 2.
- 1960 *Colombiceras tobleri* JACOB & TOBLER – DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, S. 238, Taf. 14, Fig. 1, 2, Abb. 119.
- 1965 non *Colombiceras* cf. *tobleri* (SINZOW non JACOB) – CASEY, S. 420, 421, Taf. 70, Fig. 4, Abb. 154.
- 1968a non *Colombiceras tobleri* (JACOB) – WIEDMANN, S. 92, Taf. 9, Fig. 14, Abb. 65.

Diagnose: Verhältnismäßig involutes *Colombiceras* (NW:DM = 0,3–0,34) mit subquadratischem bis leicht subovalem Windungsquerschnitt (WB:WH = 0,86–0,94). Die Skulptur besteht aus kräftigen, ventral unterschiedlich abgeflachten Rippen, wovon ca. 36–40 auf einen Umgang entfallen. Bis zu einem DM von 18–25 mm entspringen alle Rippen am Nabelrand. Es kommen etwa 6–9 Hauptrippen vor, welche in der Regel in der Mitte der Flanken, gelegentlich bereits am Nabelrand bifurkieren (selten trifurkieren). Dazwischen können sich ohne Regelmäßigkeit 0–3 Rippen einschalten. Die Gabelpunkte sind gelegentlich beknötet. In dem darauffolgenden Skulpturstadium (ab einem DM von 18–25 mm) werden die dichotomen Rippen zugunsten einfacher Haupt- und Schaltrippen (etwa in der Mitte der Flanken einsetzend) ersetzt. Sutur: vgl. DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV (1960, S. 238, Abb. 119).

Material: 26 Exemplare aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Im vorliegenden Material sind Formen mit ventral nur wenig verbreiterten Rippen durch kontinuierliche Übergänge mit Formen verbunden, deren Rippen ventral deutlich abgeflacht und verbreitert sind. Letztere wurden von SEITZ (in HEIM & SEITZ, 1934, S. 229) als *Colombiceras crassicoatum* (d'ORBIGNY) bestimmt. Sie gehören jedoch noch in die Variationsbreite von *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER), zumal die übrigen Merkmale wie Maßverhältnis und Rippenzahl genau mit denen der „typischen“ Vertreter dieser Art übereinstimmen. Die französische Art *crassicoatum* weist eine kleinere Rippenzahl (28–32 Rippen pro Umgang) und wesentlich abgeflachtere Rippen auf.

Das Variieren der ventralen Rippenabflachung bei vorliegender Art ist SINZOW (1906, S. 186, 187) bereits aufgefallen. Unter der Variation „*discoidalis*“ bildete er Exemplare mit breiten Rippen ab, die sich außerdem durch größere Involution und einen ausgeprägt hochovalen Windungsquerschnitt unterscheiden.

Auch in DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV (1960) wurden sowohl Formen mit breiten als mit weniger breiten Rippen der Art *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER) zugeordnet. CASEY (1964, S. 420) unterschied zwischen *Colombiceras tobleri* (JACOB) mit relativ scharfen, ventral weniger verbreiterten Rippen und *Colombiceras*

tobleri (SINZOW non JACOB) mit verbreiterten Rippen. *Colombiceras subpeltoeceroide*s (SINZOW) weist gegenüber *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER) einen etwas hochmündigeren Windungsquerschnitt (vgl. SINZOW, 1908, 1913; DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, 1960) und stärker geschwungene Rippen auf. Die Windungen sind zudem involuter.

Colombiceras sinzowi (KASANSKY) und *Colombiceras caucasicum* LUPPOV unterscheiden sich, wie *Colombiceras crassicoatum* (d'ORBIGNY) durch eine deutlich kleinere Rippenzahl und stärkere Berippung sowie Evolution. *Colombiceras subtobleri* (KASANSKY) ist dichter berippt und weist eine größere Evolution auf (vgl. DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, 1960).

Colombiceras „tobleri“ (JACOB) in WIEDMANN (1968a) sowie *Colombiceras cf. tobleri* (SINZOW non JACOB) in CASEY (1965) gehören beide eher zu der Gruppe um *Colombiceras caucasicum* LUPPOV.

Verbreitung: Frühes Spät-Aptian von Süd-Rußland, Vorarlberg und der Schweiz.

***Colombiceras cf. caucasicum* LUPPOV, 1949**

(Taf. 6, Fig. 6)

- *1949 *Colombiceras crassicoatum* d'ORBIGNY var. *caucasicum* LUPPOV, S. 230, Taf. 67, Fig. 1, Abb. 58.
- 1960 *Colombiceras caucasicum* LUPPOV – DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, S. 330, Taf. 5, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 3, Abb. 124.
- 1967 ? *Colombiceras caucasicum* LUPPOV – DIMITROVA, S. 192, Taf. 89, Fig. 1, 2.
- 1968a *Colombiceras caucasicum tyrrhenicum* WIEDMANN, S. 93, Taf. 9, Fig. 13, Abb. 66.

Material: Zwei Windungsfragmente aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung: Die zwei vorliegenden Fragmente unterscheiden sich vom übrigen, zu *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER) gerechneten Material durch ihren breitovalen, ventral leicht abgeflachten Windungsquerschnitt und durch das Auftreten von Spaltrippen beim größeren Durchmesser. Die Rippen sind ventral mittelstark abgeflacht: Der Raum zwischen zwei Rippen entspricht der Breite einer Rippe.

Die beiden Fragmente stimmen gut mit *Colombiceras caucasicum tyrrhenicum* WIEDMANN überein, abgesehen von der geringeren ventralen Abflachung der Rippen. Die Windungsbruchstücke sind allerdings zu unvollständig erhalten, um sie definitiv dieser Art zuzuordnen. Die Rippenzahl z.B. läßt sich nicht eruieren.

Verbreitung: Spät-Aptian von Vorarlberg, Sardinien und Rußland.

Colombiceras sp.

(Taf. 6, Fig. 7)

Material: Ein Bruchstück von der Basis der Mittagspitz-Formation (Profil IA, IA 1/1).

Beschreibung: Das Fragment wird trotz seiner schlechten Erhaltung hier besonders erwähnt, da es von der Basis der Mittagspitz-Formation stammt. Das Bruchstück weist einen subquadratischen Windungsquerschnitt auf. Es kommen ca. 16 Rippen auf dem halben Windungsbruchstück vor, die in der Regel am Nabel entspringen. Jede dritte bis fünfte Rippe setzt im ersten Viertel der Flanken ein. Gelegentlich kom-

men Bifurkationen am Nabelrand vor. Die Rippen sind auf der Ventralseite verbreitert: Der Raum zwischen zwei Rippen entspricht der Breite einer Rippe. Mit diesem Fragment liegt ein typischer Vertreter der *Colombiceras* vor, dessen Erhaltung leider zu unvollständig ist, um eine spezifische Bestimmung vorzunehmen.

Gattung *Parahoplites* ANTHULA, 1899

Typusart *Parahoplites Melchioris* ANTHULA, 1899

Parahoplites melchioris

ANTHULA, 1899

(Taf. 6, Fig. 8)

- *1899 *Parahoplites Melchioris* ANTHULA, S. 110, 112–144, Taf. 8, Fig. 4, 5.
- 1906 *Parahoplites schmidti* JACOB & TOBLER, S. 12, 13, Taf. 2, Fig. 7, 8.
- 1960 *Parahoplites melchioris* ANTHULA – DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, S. 314, Taf. 2, Fig. 1, 2; Taf. 3, Fig. 3.
- 1965 *Parahoplites melchioris* ANTHULA – CASEY, S. 402–404, Abb. 146.
- 1971 *Parahoplites melchioris* ANTHULA – KEMPER, S. 367, Taf. 24, Fig. 4.
- 1980b *Parahoplites melchioris* ANTHULA – SEYED-EMAMI, S. 721, 722, Taf. 5, Fig. 1.
- 1982 *Parahoplites melchioris* ANTHULA – KEMPER, S. 367, Taf. 24, Fig. 4.

Material: Ein Fragment aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das Fragment (FU 10/5) stammt von einer größeren Außenwindung. Der Windungsquerschnitt ist hochoval (vgl. Taf. 6, Taf. 8c). Kräftige, gerundete Rippen überziehen das Gehäuse relativ geradlinig. Nach jeder Hauptrippe folgt eine Schaltrippe, die etwa in der Mitte der Flanken einsetzt. Die Hauptrippen sind bereits am Nabelrand kräftig entwickelt. Die Sutura ist nur teilweise sichtbar: Der Sattel E/L zeichnet sich durch leichte Asymmetrie aus.

Parahoplites melchioris ANTHULA verliert beim größeren Durchmesser die geschwungene Berippung, das Gehäuse wird hochmündiger (vgl. DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, 1960, Taf. 2, Fig. 1). Beim vorliegenden Fragment ist diese Phase der Skulpturenentwicklung vorhanden.

Verbreitung: *melchioris*-Zone von Frankreich, Vorarlberg, Deutschland, Süd-Rußland und Iran.

Gattung *Hypacanthoplites* SPATH, 1923b

Typusart *Acanthoceras Milletianus* (d'ORBIGNY) var. *plesiotypica* FRITEL, 1906

Nur durch die schon in der Literatur existierende Fülle an Arten, Unterarten und Variationen*) von *Hypacanthoplites* wird die Tendenz zu großer morphologischer Variabilität bei dieser Gattung offensichtlich. Sie ist Ausdruck der unsprünglich heteromorphen Abstammung und eignet sich deshalb schlecht für eine Artenaufspaltung (vgl. WIEDMANN, 1966b, S. 35). Allerdings fehlt eine Synthese, die den seit über 20 Jahren bekannten ancyloceratiden Ursprung berücksichtigt. Die Bestimmung gestaltet sich dementsprechend schwierig und ist oft nur möglich an gut erhaltenem Material, das in „normaler“ Ammonitengröße vorliegt: Die verschiede-

*) Bei CASEY (1965) werden insgesamt 40 Arten und vier Variationen beschrieben oder erwähnt.

nen Skulpturstadien der einzelnen *Hypacanthoplites*-Arten sind ungenügend bekannt.

***Hypacanthoplites rubricosus* CASEY, 1950**

- 1908 *Acanthoplites nolani* SEUNES – SINZOW, S. 504, Taf. 8, Fig. 3.
*1950 *Hypacanthoplites rubricosus* CASEY, S. 290, 291, Taf. 14, Fig. 3–10.
1965 *Hypacanthoplites rubricosus* CASEY – CASEY, S. 436–439, Taf. 72, Fig. 4; Taf. 73, Fig. 2–5; Taf. 74, Abb. 5, 6, Abb. 162e.
1973 *Hypacanthoplites rubricosus* CASEY – DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, S. 66, Abb. 5.

Material: Ein Bruchstück von der Basis der Rankweiler Schichten (IY 15/3).

Beschreibung: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist komprimiert und ausgesprochen hochoval. Die feine Skulptur weist etwa 16 Hauptrippen pro Windung auf, welche von einem Umbilikalknoten ausgehen und dort oder in der Mitte der Flanken in zwei oder drei Sekundärrippen aufspalten. Ab einem DM von ca. 18 mm heben sich die Hauptrippen in der inneren Hälfte der Flanken stärker hervor, während die Sekundärrippen in der Mitte der Flanken einsetzen. Die Rippen sind stark geschwungen und überqueren die flache Externseite nicht. Die Rippenspaltpunkte sind mit kleinen Knoten versehen; Ventrolateralknoten sind schwach ausgebildet. Die ventrale Rippenunterbrechung ist schmal. Das vorliegende Fragment ist vollkommen identisch mit der von CASEY (1965) beschriebenen Variation „*tenuiformis*“. Auch die Maßverhältnisse stimmen gut überein.

Verbreitung: England (mittlerer Teil der *jacobi*-Zone), Vorarlberg (*jacobi*-Zone) und Süd-Rußland (Spät-APTian).

***Hypacanthoplites sarasini* (COLLET, 1907) (Taf. 6, Fig. 9)**

- *1907 *Parahoplites Sarasini* COLLET, S. 522, 523, Taf. 8, Fig. 10, Abb. 3, 4.
1965cf. *Hypacanthoplites cf. sarasini* (COLLET), S. 450, Taf. 74, Fig. 4.
1971 *Hypacanthoplites sarasini* (COLLET) – KEMPER, Taf. 30, Fig. 5.
1980 *Hypacanthoplites sarasini* COLLET – THOMEL, S. 133, Abb. 263.

Material: Ein Fragment von der Basis der Rankweiler Schichten (IY 15/1).

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Bruchstück verfügt über einen relativ hochovalen Windungsquerschnitt mit gerundeten Flanken. Die Externseite ist flach, verhältnismäßig schmal. Die Berippung ist dicht gedrängt (ca. 14 Rippen pro $\frac{1}{3}$ Umgang). Die Hauptrippen gehen von einem kleinen Umbilikalknoten aus und spalten etwas über der Mitte der Flanken auf. Der Rippenspaltpunkt wird von einem plumpen Knoten gebildet. Zwischen den Hauptrippen befinden sich jeweils zwei Schaltrippen. Alle Rippen sind mit Ventrolateralknoten versehen und überqueren in abgeschwächter Form die Externseite. Auf den Flanken weist die Berippung einen relativ geraden, leicht prorsiradiaten Verlauf auf. *Hypacanthoplites clavatus* (FRITEL) ist nahe verwandt, wenn nicht identisch mit vorliegender Art (vgl. BREISTROFFER, 1931a, S. 210; CASEY, 1965, S. 450; WIEDMANN, 1966b, S. 35; KEMPER, 1975, S. 99). Unter-

scheidungskriterien sind lediglich der etwas schmalere Windungsquerschnitt sowie das längere Persistieren der lateralen Beknotung. Das gleiche gilt auch für *Hypacanthoplites nodosicostatus* (FRITEL), der als Zwischenform von *Hypacanthoplites sarasini* (COLLET) und *Hypacanthoplites clavatus* (FRITEL) betrachtet wird (vgl. CASEY, 1965, S. 450).

Hypacanthoplites hanovrensis (COLLET) ist eine etwas feiner berippte Variante dieser Artgruppe, der eine schwächere und weniger lang persistierende laterale Beknotung aufweist. *Hypacanthoplites inflatus* (BREISTROFFER Ms) SORNAY verfügt über einen breitovalen Windungsquerschnitt und ist insgesamt gröber berippt, mit fehlenden Umbilikalknoten.

Verbreitung: *jacobi*-Zone von Nord-Deutschland, Süd-Frankreich, England (?) und Vorarlberg.

***Hypacanthoplites subrectangulatus* (SINZOW, 1908) (Taf. 6, Fig. 10)**

- *1908 *Acanthoplites Nolani* var. *subrectangulata* SINZOW, S. 505, 506, Taf. 8, Fig. 6–10.
1936e *Acanthoplites (Hypacanthoplites) nolanisimilis* BREISTROFFER var. *subrectangulata* SINZOW – BREISTROFFER, S. 1692.
1947 *Hypacanthoplites subrectangulatus* SINZOW – BREISTROFFER, S. 83.
1960 ? *Hypacanthoplites subrectangulatus* SINZOW – DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, S. 333, Taf. 13, Fig. 8; Taf. 15, Fig. 16.
1965 *Hypacanthoplites subrectangulatus* (SINZOW) – CASEY, S. 438, Abb. 163d–g, h?

Material: Ein Fragment aus der Basis der Rankweiler Schichten (IY 15/2).

Beschreibung und Beziehungen: Charakteristisch für IY 15/2 ist der flache, tabulate Habitus der Windungen und die sigmoidal verlaufenden Hauptrippen, die von prorsiradiaten, radiär verlängerten Umbilikalknoten ausgehen. Es besteht weitgehende Übereinstimmung mit der von SINZOW abgebildeten „Varietät“, welche von BURCKHARDT (1925) als selbständige Art betrachtet wurde.

Hypacanthoplites elegans (FRITEL) ist eine ähnlich fein berippte Art, die sich allerdings durch größere Involution und weniger stark sigmoidal verlaufende Rippen unterscheidet. Die Umbilikalknoten sind zudem ausgeprägter und fungieren als Ausgangspunkt für zwei bis vier Rippen. *Hypacanthoplites nolanisimilis* (BREISTROFFER) verfügt über Lateralknoten; der Windungsquerschnitt ist breiter. *Hypacanthoplites pygmaeus* (SINZOW) weist eine der oben beschriebenen Art sehr nahe kommende Skulptur auf. Die Externseite ist allerdings schon bei einem DM von 30 mm gerundet.

Verbreitung: *Jacobi*-Zone von Frankreich, Vorarlberg und Süd-Rußland.

***Hypacanthoplites anglicus* CASEY, 1950 (Taf. 6, Fig. 11)**

- *1950 *Hypacanthoplites anglicus* CASEY, S. 291, Taf. 14, Fig. 1, 2.
1965 *Hypacanthoplites anglicus* CASEY – CASEY, S. 427–429, Taf. 71, Fig. 4–8; Taf. 74, Fig. 2, Abb. 157, 162b, d, g.
1971 *Hypacanthoplites anglicus* CASEY – KEMPER, Taf. 28, Fig. 4; Taf. 30, Fig. 4.
1975 *Hypacanthoplites anglicus* CASEY – KEMPER, S. 98, 99, Taf. 2, Fig. 10–13; Taf. 3, Fig. 1.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht (CC 6/1) und eines von der Basis der Rankweiler Schichten (HD 4/1).

Verbreitung: *jacobi*- und unterer Teil der *tardefurcata*-Zone von England; Spät-Aptian von Nord-Deutschland. Vergleichbare Formen liegen auch aus Frankreich und Süd-Rußland vor (vgl. CASEY, 1965, S. 427).

Hypacanthoplites inflatus
(BREISTROFFER Ms) SORNAY, 1955

(Taf. 6, Fig. 12)

1947 *Hypacanthoplites* nov. sp. BREISTROFFER, S. 83.

*1955 *Hypacanthoplites inflatus* BREISTROFFER Ms - SORNAY, S. 17-20, Taf. 2, Fig. 1-4, Abb. 7-9.

1965 *Hypacanthoplites inflatus* BREISTROFFER Ms - CASEY, S. 453, 454.

1975 *Hypacanthoplites* aff. *bigoureti* (SEUNES) - KEMPER, S. 99, Taf. 3, Fig. 2-6.

Material: Drei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: EC 8/1 und HK 3/3 können auf Grund ihrer schlechten Erhaltung mit dieser Art nur verglichen werden. JO /3 liegt als Negativ vor. Der Silikonabguß zeigt genügend Details, um eine sichere Zuordnung vorzunehmen. Der Windungsquerschnitt ist subhexagonal, breiter als hoch, mit deutlich abgeflachter, ganz schwach konkaver Externseite. Die Skulptur besteht aus ca. 10 Hauptrippen, die sich lateral stärker erheben als die Schaltrippen. Die Hauptrippen bifurkieren in der Mitte der Flanken. Auf dem Spaltpunkt ist ein scharfer, ausgeprägter Knoten vorhanden. Zwischen den Hauptrippen schaltet sich jeweils eine Zwischenrippe ein. Jede Rippe ist mit einem lateroventralen Knoten versehen. Die Rippen überziehen die Lateralseite gerade, leicht prorsiradiat. Auf der Externseite sind sie nicht unterbrochen. Umbilikalknoten fehlen.

Hypacanthoplites clavatus (FRITEL) ist im Vergleich zu vorliegender Art feiner berippt (bei DM = 25 mm ca. 40 Rippen pro Umgang; *Hypacanthoplites inflatus* (BREISTROFFER Ms) SORNAY ca. 25 Rippen) und weist, wie auch *Hypacanthoplites sarasini* (COLLET) Umbilikalknoten auf. *Hypacanthoplites shepherdi* CASEY weist nach CASEY (1965) beim vergleichbaren Durchmesser eine ähnliche Skulptur auf. Die Externseite ist jedoch schmaler und es kommen Umbilikalknoten vor. Die bei KEMPER (1975) unter *Hypacanthoplites* aff. *bigoureti* (SEUNES) abgebildeten Formen dürften zu einem großen Teil mit der vorliegenden Art identisch sein.

Verbreitung: *tardefurcata*-Zone von Frankreich, Nord-Deutschland, Vorarlberg und Algerien.

Hypacanthoplites trivialis
BREISTROFFER, 1947

(Taf. 6, Fig. 13)

1847 *Ammonites Milletianus* d'ORBIGNY - PICTET & ROUX, S. 53, Taf. 5, Fig. 1c, d.

1860 *Ammonites Milletianus* d'ORBIGNY - PICTET & CAMPICHE, S. 260, Taf. 37, Fig. 2.

*1947 *Hypacanthoplites trivialis* BREISTROFFER, S. 84.

1965 *Hypacanthoplites trivialis* BREISTROFFER - CASEY, S. 430-432, Taf. 74, Fig. 8, Abb. 158c-g, 162c.

1980b ? *Hypacanthoplites trivialis* BREISTROFFER - SEYED-EMAMI, S. 725, Taf. 3, Fig. 6, 8, 10.

Material: Sechs Bruchstücke aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: *tardefurcata*-Zone von England, Frankreich, Vorarlberg, Algerien und Iran (?).

Hypacanthoplites milletianus
(d'ORBIGNY, 1841)

(Taf. 6, Fig. 14, 15)

*1841 *Ammonites Milletianus* d'ORBIGNY, S. 263, Taf. 77, Fig. 1, 2.

1965 *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY) - CASEY, S. 433-436, Taf. 73, Fig. 7, Abb. 160.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Beide Exemplare sind durch einen subquadratischen Windungsquerschnitt mit deutlich abgesetzter, flacher Ventralseite und durch eine grobe, weit auseinanderstehende Berippung charakterisiert. Es kommen bei einem DM von ca. 30 mm etwa 30 Rippen pro Umgang vor. Sie sind ausgeprägt, kräftig hervorgehoben und verlaufen gerade über die Lateralseite. Zwischen den Hauptrippen kommt jeweils eine Schaltrippe (selten zwei) vor, welche auf der gegenüberliegenden Lateralseite zur Hauptrippe wird. Die Schaltrippen setzen etwa in der Mitte der Flanken ein.

Hypacanthoplites trivialis BREISTROFFER ist mit vorliegender Art nahe verwandt. Unterscheidungskriterium ist die bei vergleichbarer Größe dichtere Berippung (ca. 35 pro Umgang).

Verbreitung: Unterer Teil der *mammillatum*-Zone von Frankreich, England und Vorarlberg.

Hypacanthoplites* ex. gr. *milletianus
(d'ORBIGNY) - *trivialis* BREISTROFFER

(Taf. 7, Fig. 1)

Material: Es liegen zahlreiche Fragmente von großen Hypacanthopliten aus der Plattenwald-Schicht vor, welche aus dieser Artgruppe stammen.

Beschreibung und Beziehungen: Bruchstücke von größeren Hypacanthopliten sind in distalen Vorkommen der Plattenwald-Schicht recht häufig. Sie werden auf Grund ihrer groben, mehr oder weniger geraden Berippung aus Hauptrippen und sich regelmäßig einschaltenden Zwischenrippen zu der Gruppe von *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY) und *H. trivialis* BREISTROFFER gestellt.

Der Windungsquerschnitt ist beim vorliegenden Material hochoval, mit breit gerundeter Externseite. Die Berippung ist persistent, gerade oder leicht geschwungen. Am Ende des Phragmokons wird sie in der Mitte der Flanken schwächer. Die Hauptrippen setzen an der Naht ein und sind an der steilen Nabelwand kräftig ausgebildet. Auf jede Hauptrippe folgt eine Schaltrippe, die auf dem unteren Drittel der Flanken einsetzt. Bei einem Durchmesser von ca. 200 mm sind ca. 75 Rippen vorhanden (vgl. Taf. 7, Fig. 1).

Bei einem Exemplar (HK 3/5) konnten die Innenwindungen freigelegt werden. Sie zeigen die typische, kräftige und einfache Berippung und die ausgeprägte ventrale Abflachung, wie sie für die *milletianus-trivialis*-Gruppe üblich ist.

Verbreitung: Siehe *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY) bzw. *H. trivialis* BREISTROFFER.

4.3.6. Douvilleiceratidae

FAMILIE DOUVILLEICERATIDAE

PARONA & BONARELLI, 1896

Gattung *Chelonicer* HYATT, 1903

Typusart *Ammonites Cornuelianus* d'ORBIGNY, 1841

Die Gattung *Chelonicer* wird hier weit, im Sinne von KEMPER (1964) gefaßt, d.h. unter Einbezug von *Epicheloniceras* CASEY, 1954. Von den vier von KEMPER (1964) umrissenen, ins Spät-Aptian persistierenden Arten bzw. Artgruppen *Chelonicer* *tschernyschewi* (SINZOW), *C. subnodosocostatum* (SINZOW), *C. buxtorffi* (JACOB & TOBLER) und *C. laticostatum* (SINZOW) sind die ersten drei in Vorarlberg vorhanden.

Chelonicer tschernyschewi

(SINZOW, 1906)

(Taf. 6, Fig. 16)

- 1841 *Ammonites Martinii* d'ORBIGNY, S. 194–197, Taf. 58, Fig. 7–10.
1905 *Douvilleicer* *Martinii* var. *occidentalis* JACOB, S. 413.
*1906 *Douvilleicer* *Tschernyschewi* SINZOW, S. 182–187, Taf. 2, Fig. 11, 12; Taf. 3, Fig. 1–8.
1906 *Douvilleicer* *subnodosocostatum* SINZOW, Taf. 2, Fig. 7, 8; Taf. 4, Fig. 4, 5.
1906 *Douvilleicer* *Martini* d'ORBIGNY – SINZOW, Taf. 2, Fig. 14–17.
1960 *Epicheloniceras tschernyschewi* SINZOW – DRUSCHTCHITZ & KUDR-JAVCEV, S. 339, Taf. 19, Fig. 2, 3.
1961a *Chelonicer (Epicheloniceras) martinoides* CASEY, S. 595, Taf. 84, Fig. 2, Abb. 14 d, e.
1961a *Chelonicer (Epicheloniceras) debile* CASEY, S. 595, Taf. 84, Fig. 3a, b, Abb. 14 b.
1962 *Chelonicer (Epicheloniceras) tschernyschewi* (SINZOW) – CASEY, S. 236–239, Taf. 38, Fig. 6; Taf. 39, Fig. 6, 7, Abb. 82.
1962 *Chelonicer (Epicheloniceras) canticum* CASEY, S. 242, 243, Taf. 39, Fig. 10.
1964 *Chelonicer tschernyschewi* (SINZOW) – KEMPER, S. 49–50, Taf. 11, Fig. 5; Taf. 15, Fig. 3.

Material: Ein Windungsfragment aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Fragment läßt sich bezüglich Skulptur gut mit „*Ammonites Martinii*“ d'ORBIGNY (1841, Taf. 58, Fig. 9) vergleichen. Jene Form wurde von JACOB (1905, S. 413) als var. *occidentalis* bezeichnet. Das Fragment zeigt in der Tat große Ähnlichkeit mit *Chelonicer*aten aus den bekannten Lokalitäten in SE-Franreich (Montsalier, La Tuilière, Carniol). Jene Formen besitzen ab einem Durchmesser von ca. 15 mm eine *cornuelianum*-ähnliche Berippung mit sehr schwachen bis fehlenden Ventrolateralknoten. Im Vergleich dazu persistiert bei (jüngeren?) Vertretern aus England, Nord-Deutschland und Süd-Rußland die typische *tschernyschewi*-Skulptur im allgemeinen länger.

Verbreitung: Frühes Spät-Aptian von Frankreich, England, Spanien, Nord-Deutschland, Vorarlberg, Süd-Rußland und Nord-Afrika.

Chelonicer subnodosocostatum

(SINZOW, 1906)

(Taf. 6, Fig. 17–20)

- *1906 *Douvilleicer* *subnodosocostatum* SINZOW, S. 175–181, Taf. 2, Fig. 1–6, 9, 10.
1906 *Douvilleicer* *subnodosocostatum* SINZOW – JACOB & TOBLER, S. 14, 15, Taf. 1, Fig. 4–6, 12–14.
1960 *Epicheloniceras subnodosocostatum* SINZOW – DRUSCHTCHITZ & KUDR-JAVCEV, S. 341, Taf. 21, Fig. 3; Taf. 22, Fig. 4, 5.
1964 *Chelonicer subnodosocostatum* (SINZOW) – KEMPER, S. 51, 52, Taf. 8, Fig. 1, 2.

Material: Sieben Exemplare bzw. Bruchstücke aus der Luitere-Schicht.

Verbreitung: Frühes Spät-Aptian der Schweiz, von Nord-Deutschland, Vorarlberg, Süd-Rußland, Somalia und Mozambique.

Chelonicer cf. buxtorffi

(JACOB & TOBLER, 1906)

- *1906 *Douvilleicer* *buxtorffi* JACOB & TOBLER, S. 15, Taf. 1, Fig. 9–11.
1962 *Chelonicer (Epicheloniceras) buxtorffi* (JACOB & TOBLER) – CASEY, S. 253, 254, Taf. 39, Fig. 8, Abb. 88l–p.
1964 *Chelonicer buxtorffi* (JACOB & TOBLER) – KEMPER, S. 53, Taf. 11, Fig. 1.
1971 *Chelonicer (Epicheloniceras) buxtorffi* (JACOB & TOBLER) – KEMPER, S. 367, Taf. 27, Fig. 1.
1982 *Chelonicer (Epicheloniceras) ex gr. buxtorffi* (JACOB & TOBLER) – KEMPER, Taf. 8.4–2, Fig. 7, 13.

Material: Ein Fragment aus der Luitere-Schicht.

Verbreitung: Mittleres Spät-Aptian von England, Nord-Deutschland, der Schweiz und Vorarlberg.

Gattung *Douvilleicer* DE GROSSOUVRE, 1893

Typusart *Ammonites mammillatus* SCHLOTHEIM, 1813

Auch bei *Douvilleicer* ist die Artenaufsplitterung derart vorangeschritten, daß gesicherte Bestimmungen nur an relativ vollständigen und gut erhaltenen Exemplaren mit einem Durchmesser über 40 mm möglich sind. Dies ist z.B. der Fall beim Material aus England und Frankreich. Dort wurde ein Großteil der „Arten“ aufgestellt (vgl. CASEY, 1962; DESTOMBES, 1979). Das vorliegende Material umfaßt dagegen lediglich kleine Windungsbruchstücke oder Innenwindungen, welche nicht genau bestimmt werden können. Deshalb werden sie zwei Artgruppen zugewiesen (vgl. DESTOMBES, 1979; GEBHARD, 1983):

- 1 *Douvilleicer* ex gr. *mammillatum* (SCHLOTHEIM)
Zu dieser Artgruppe werden Formen (mit DM über 40 mm) mit mehr oder weniger gleichförmigen Rippen gestellt, z.B. *Douvilleicer* *mammillatum* (SCHLOTHEIM) mit den Varianten *aequinodum* (QUENSTEDT), *praecox* CASEY und *paucicostatum* PARONA & BONARELLI, *D. leightonense*, *scrabrosum* und *pustulosum* CASEY, *Douvilleicer* ex gr. *mammillatum* (SCHLOTHEIM), *D. monile* (SOWERBY), *D. clementinum* (d'ORBIGNY) und *D. perchoisense* DESTOMBE.
- 2 *Douvilleicer* ex gr. *inaequinodum* (QUENSTEDT)
Umfaßt ungleich stark berippte Formen. Die Artgruppe beinhaltet Formen wie *D. orbignyi* HYATT (Übergangsform zu erstgenannter Gruppe), *D. alternans* und *magnodosum* CASEY sowie *D. inaequinodum* (QUENSTEDT) selbst (die außereuropäischen Formen sind in dieser Aufzählung außer Betracht gelassen).

Wechsel in der Gehäusegestalt gut erkennen: Die Windungen – juvenil subquadratisch – nehmen gegen außen stark an Höhe zu. Die Flanken bleiben dabei mehr oder weniger subparallel.

Zwei weitere Exemplare fallen durch ihre komprimierten Flanken auf (DP /53 und DR 1/1, WB/WH = 0,84–0,88). Sie werden mit *Desmoceras* aff. *latidorsatum* (MICHELIN) bezeichnet (Taf. 8, Fig. 4).

Verbreitung: Albian, weit verbreitet, bevorzugt im Tethys-Bereich.

4.4.2. Puzosiinae

SUBFAMILIE PUSOZIINAE SPATH, 1922

Gattung *Puzosia* BAYLE, 1878

Die mit den Namen *Puzosia* und *Melchiorites* beschriebenen Formen der Puzosiinae gleichen sich derart, daß eine Trennung nur auf Untergattungsebene angebracht ist.

Untergattung *Melchiorites* SPATH, 1923b

Typusart *Ammonites Melchioris* TIETZE, 1872

Puzosia (Melchiorites) melchioris (TIETZE, 1872)

(Taf. 9, Fig. 1)

- *1872 *Ammonites Melchioris* TIETZE, S. 135, Taf. 9, Fig. 9, 10.
- 1920b *Puzosia Melchioris* TIETZE – FALLOT, S. 254–258, Taf. 3, Fig. 5, 6.
- 1968a *Melchiorites melchioris* (TIETZE) – WIEDMANN, S. 109, Taf. 10, Fig. 4.
- 1980 *Melchiorites emerici* RASPAIL – THOMEL, S. 122, Taf. 243.
- 1982 *Melchiorites melchioris* (TIETZE) – RENZ, S. 23, Taf. 2, Fig. 20.

Material: Acht Exemplare aus der Luitere-Schicht.

Verbreitung: Aptian von Frankreich, Sardinien, Vorarlberg, Ungarn, Süd-Rußland, Madagaskar und Venezuela.

Puzosia (Melchiorites) emerici (RASPAIL, 1831)

- *1831 *Ammonites Emerici* RASPAIL, S. 116, Taf. 12, Fig. 6.
- 1841 *Ammonites Emerici* RASPAIL – d'ORBIGNY, S. 160, Taf. 51, Fig. 1, 3.
- 1920b *Puzosia Emerici* RASPAIL – FALLOT, S. 249–254, Taf. 3, Fig. 1–4.
- 1968a *Puzosia emerici* (RASPAIL) – WIEDMANN, S. 109, Taf. 10, Fig. 5.

Material: Zwei Fragmente aus der Luitere-Schicht, eines von der Basis der Rankweiler Schichten (IY 15/11).

Beschreibung: Formen dieser Art unterscheiden sich von *Puzosia (Melchiorites) melchioris* (TIETZE) durch einen elliptischen Windungsquerschnitt mit breit gerundeter Externseite. Die maximale Breite der Windungen liegt im inneren Drittel der Flanken. IY 15/11 ist zu mangelhaft erhalten, um es sicher zu dieser Art zu stellen. Dadurch, daß der Involutionegrad nicht erkennbar ist, kann eine Zugehörigkeit zu *Puzosia (Melchiorites) falcistriatum* (ANTHULA) nicht ausgeschlossen werden.

Verbreitung: Spät-Aptian von Frankreich, Spanien, Vorarlberg und Sardinien.

Untergattung *Puzosia* BAYLE, 1878 Typusart *Ammonites planulatus* (J. de C. SOWERBY, 1827)

Vertreter der Untergattung *Puzosia (Puzosia)* aus der Vorarlberger Garschella-Formation können auf Grund ihrer Morphologie und Morphometrie zu vier Arten gestellt werden:

- ① *Puzosia (P.) communis* SPATH.
Sie ist charakterisiert durch ein hochmündiges, relativ involutes Gehäuse (WB/WH = 0,65–0,75, NW/DM = 0,23–0,25) mit schwach ausgebildeten Einschnürungen.
- ② *Puzosia (P.) quenstedti* (PARONA & BONARELLI).
Hierzu gehören Formen, deren Windungsquerschnitt im Vergleich zu *Puzosia (P.) communis* SPATH deutlich niedermündiger und deren Gehäuse etwas evoluter ist (WB/WH = 0,76–0,90, NW/DM = 0,28–0,33).
- ③ *Puzosia (P.) provincialis* (PARONA & BONARELLI).
Bei dieser Art ist die WB in der Regel gleich groß wie die WH und das Gehäuse evolut.
- ④ *Puzosia (P.) lata* SEITZ.
Diese Art zeichnet sich durch einen schon bei kleinem Durchmesser vorhandenen breitovalen Windungsquerschnitt aus.

Puzosia (Puzosia) communis SPATH, 1923a

(Taf. 9, Fig. 2, 3)

- *1923a *Puzosia communis* SPATH, S. 47, Taf. 2, Fig. 3, Abb. 11a.
- 1931 *Puzosia communis* SPATH – SEITZ, S. 404.
- 1968a *Puzosia communis* SPATH – WIEDMANN, S. 111, 112, Taf. 10, Fig. 9; Taf. 11, Fig. 11.
- 1968a *Puzosia communis* SPATH – RENZ, S. 20, 21, Taf. 1, Fig. 5, 10, 11, Abb. 6c, 7d.
- 1979a *Puzosia communis* SPATH – SCHOLZ, S. 68.

Material: Sieben Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Spätes Spät-Albian von England, Sardinien und Bulgarien (?); Vorarlberg (ca. Mittel-Albian).

Puzosia (Puzosia) quenstedti (PARONA & BONARELLI, 1896)

(Taf. 9, Fig. 4–7)

- 1857 *Ammonites octosulcatus* SHARPE, S. 42, Taf. 19, Fig. 3.
- *1896 *Desmoceras Quenstedti* PARONA & BONARELLI, S. 81, Taf. 11, Fig. 3.
- 1907 *Puzosia Mayoriana* var. *Furnitana* PERVINQUIERE, S. 158, Taf. 6, Fig. 27, 28.
- 1907 *Desmoceras (Puzosia) Mayorianum* d'ORBIGNY – JACOB, S. 38–41.
- 1931 *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – SEITZ, S. 401, 402, 404, Taf. 16, Fig. 3, 4.
- 1942 *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – HAAS, S. 149–151, Taf. 37, Fig. 2–11; Taf. 41, Fig. 1–8, Abb. 20a–j.
- 1968a *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – WIEDMANN, S. 114, 115, Taf. 10, Fig. 11; Taf. 12, Fig. 3, Abb. 72, 73.
- 1979a *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – SCHOLZ, S. 67.
- 1980 *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – THOMEL, S. 122, Abb. 244.
- 1982 *Puzosia quenstedti* (PARONA & BONARELLI) – RENZ, S. 34, 35, Taf. 4, Fig. 8.

Material: Ein Exemplar aus der Wannenalp-Schicht, vier aus der Plattenwald-Schicht und eines aus den Rankweiler Schichten.

Beziehungen: Einer der vorliegenden Vertreter weist statt der bei dieser Art üblichen fünf schwach ausgebildeten, leicht geschwungenen Einschnürungen deren acht auf, welche deutlich erkennbar sind und sinusförmig das Gehäuse überziehen (vgl. Taf. 9, Fig. 5). Das Exemplar kann der Variation *octosulcata* SHARPE (vgl. auch PERVINQUIÈRE, 1907, Taf. 6, Fig. 29,30 und PASSENDORFER, 1930, Taf. 3, Fig. 53) zugerechnet werden.

Bei einem anderen Exemplar (BN 16/11, vgl. Taf. 9, Fig. 7) sind die Einschnürungen stärker ausgebildet und von schwachen Wulstribben begleitet. Es liegt eine Übergangsform zu *Puzosia (P.) planulata* (J. de C. SOWERBY) (= *Ammonites Mayoriana* d'ORBIGNY = *Ammonites subplanulatus* SCHLÜTER) vor.

Puzosia Mayoriana var. *turnitana* PERVINQUIÈRE = *Puzosia turnitana* PERVINQUIÈRE in PASSENDORFER (1930), BREISTROFFER (1940) und WIEDMANN (1968a) wird hier auf Grund sehr ähnlicher Skulptur- und Maßverhältnisse als jüngeres Synonym von *Puzosia (P.) quenstedti* (PARONA & BONARELLI) betrachtet (vgl. SEITZ, 1931; WIEDMANN, 1968a; RENZ, 1982).

Verbreitung: Mittel- bis Spät-Albian von Frankreich, Sardinien, Vorarlberg, Angola, Madagaskar und Venezuela.

***Puzosia (Puzosia) provincialis* (PARONA & BONARELLI, 1896)**

(Taf. 8, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 8)

- 1855 *Ammonites planulatus* SOWERBY – SHARPE, S. 29, Taf. 12, Fig. 4.
 *1896 *Desmoceras provinciale* PARONA & BONARELLI, S. 81, Taf. 11, Fig. 4.
 1896 *Desmoceras* cfr. *Emerici* RASPAIL – PARONA & BONARELLI, S. 80, Taf. 11, Fig. 1.
 1923a *Puzosia sharpei* SPATH, S. 46, Taf. 1, Fig. 11,12, Abb. 11b.
 1931 *Puzosia quenstedti* var. *media* SEITZ, S. 402,403,405.
 1949 *Puzosia Quenstedti* var. *Breistrofferi* COLLIGNON, S. 64, Taf. 12, Fig. 1.
 1968a *Puzosia media* SEITZ – WIEDMANN, S. 115,116.
 1968a *Puzosia provincialis* (PARONA & BONARELLI) – WIEDMANN, S. 118–120, Taf. 10, Fig. 1,8; Taf. 11, Fig. 1,2,4,5,7,12, Abb. 74.
 1968a *Puzosia (Puzosia) sharpei* SPATH – RENZ, S. 21, Taf. 1, Fig. 4,8, Abb. 6b,7e.
 1979a *Puzosia planulata provincialis* (PARONA & BONARELLI) – SCHOLZ, S. 66, Taf. 11, Fig. 10; Taf. 12, Fig. 1,2,4,6,9,10.

Material: 16 Exemplare und Bruchstücke, drei aus der Wannenalp-Schicht, 13 aus der Plattenwald-Schicht.

Maße eines größeren Exemplares (DP /55, vgl. Taf. 8, Fig. 1):

DM	WH	NW	WB	WB/WH
155	56 (0,36)	58 (0,37)	64 (0,41)	1,14
118	42 (0,35)	44 (0,37)	46 (0,38)	1,09
± 88	33 (0,37)	33 (0,37)	34 (0,38)	1,03

Beschreibung und Beziehungen: Die vorliegenden Exemplare weisen folgende artbestimmende Merkmale auf: Windungsquerschnitt mit subparallelen Flanken und im adulten Stadium breit gerundete Externseite. Maximale Breite der Windungen am Nabelrand. Die WH ist etwa gleich groß wie die WB. Der Nabelabfall ist steil. Es kommen vier bis acht deutliche

che Einschnürungen vor, die unterschiedlich stark sigmoidal verlaufen.

Mit DP /55 ist ein größeres Exemplar gegeben, das Aufschluß über die ontogenetische Variabilität gibt. Bei zunehmendem Durchmesser werden die Windungen breitoval und die Anzahl der Einschnürungen größer.

Die von SEITZ aufgestellte Variation *media*, basierend auf *Desmoceras* cfr. *Emerici* RASPAIL in PARONA & BONARELLI wird in dieser Arbeit auf Grund der ähnlichen Maßverhältnisse als Synonym von *Puzosia (P.) provincialis* (PARONA & BONARELLI) betrachtet. Das von WIEDMANN (1968a) angeführte, zusätzliche Unterscheidungskriterium des hochovalen, subtriangulären Windungsquerschnittes fällt zu wenig ins Gewicht, da der Windungsquerschnitt während der Ontogenese zunehmend breitoval wird (vgl. DP /55).

Verbreitung: Mittel- bis Spät-Albian von England, Frankreich, Vorarlberg, Sardinien, Mallorca, Bulgarien, Madagaskar und Venezuela.

***Puzosia (Puzosia) lata* SEITZ, 1931**

- 1847/48 *Ammonites planulatus* SOWERBY – QUENSTEDT, S. 221, Taf. 17, Fig. 13a,c.
 *1931 *Puzosia lata* SEITZ, S. 403,405, Taf. 17, Fig. 2.
 1963 *Puzosia provincialis* var. *crassa* COLLIGNON, S. 64, Taf. 264, Fig. 1155.
 1968a *Puzosia lata* SEITZ – WIEDMANN, S. 121, Taf. 10, Fig. 10; Taf. 11, Fig. 9, Abb. 76.
 1982 *Puzosia lata* SEITZ – RENZ, S. 35, Taf. 4, Fig. 10.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Mittel- bis Spät-Albian von Frankreich, Vorarlberg, Sardinien, Madagaskar und Venezuela.

4.4.3. Beudanticeratinae

SUBFAMILIE BEUDANTICERATINAE BREISTROFFER, 1953

Gattung *Beudanticeras* HITZEL, 1902

Beudanticeras ist seit den von WIEDMANN (1968a, S. 126–128) vorgenommenen Vereinfachungen als Gattung recht gut interpretierbar. Bei einer spezifischen Bestimmung stößt man hingegen auf mehr Schwierigkeiten. Dies liegt zu einem Teil an der Seltenheit oder lokalen Vorkommen verschiedener Arten, andererseits dürfte dies auf die zahlreichen Beschreibungen von Arten aus eher marginalen Gebieten (z.B. England), in denen *Beudanticeras* nur zeitweise gehäuft auftritt und keine vertikale Entwicklung beobachtbar ist, zurückzuführen sein.

In dieser Arbeit wird notgedrungen konservativ vorgegangen, da wohl quantitativ reiches Material vorliegt, das jedoch qualitativ meist unbrauchbar ist und zudem aus einem Kondensationshorizont stammt. Z.B. läßt sich die These von JONES, MURPHY & PACCARD (1965) wonach neben glattschaligen, hochmündigen Formen gedrungenerer, skulpturierte Formen innerhalb einer Art vorkommen, nicht überprüfen (vgl. WIEDMANN, 1968a, S. 127). Denkbar wäre dies für das Paar *Beudanticeras (Beudanticeras) newtoni* CASEY und *B. (B.) dupinianum* (d'ORBI-

GNY), oder für *B. (B.) beudanti* (BRONGNIART) und *B. (B.) subparandieri* SPATH (vgl. SPATH, 1923a, S. 63).

Untergattung *Zürcherella*

Typusart *Desmoceras zürcheri*
JACOB & TOBLER, 1906

Beudanticeras (Zürcherella) seguenza (COQUAND in SAYN, 1890)

(Taf. 9, Fig. 9)

*1890 *Desmoceras Seguenza* COQUAND – SAYN, S. 40,41, Taf. 2, Fig. 10.
1906 *Desmoceras* gr. de *Seguenza* COQUAND in SAYN – JACOB & TOBLER, S. 9.

1961c *Zuercherella seguenza* (COQUAND) SAYN – CASEY, S. 161.

Material: Ein Exemplar aus der Luitere-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Charakteristisch für diese Art ist der subelliptische Windungsquerschnitt mit konvergierenden Flanken und maximaler Breite der Windungen gerade über dem Nabelabfall. Außer ganz leicht geschwungenen, schwach ausgebildeten Einschnürungen ist keine Skulptur vorhanden.

Maßverhältnisse beim vorliegenden Exemplar:

DM	WH/DM	NW/DM	WB/DM	WB/WH
23	0,45	0,26	0,34	0,76

Beudanticeras (Zürcherella) zürcheri (JACOB & TOBLER) besitzt eine im Vergleich zur vorliegenden Art größere Windungsbreite und eine Skulptur aus feinen Rippen, die im Bereich der Externseite stärker werden.

Verbreitung: Barremian (?) von Nord-Afrika; Spät-Aptian der Schweiz und von Vorarlberg.

Untergattung *Pseudorbulites* BREISTROFFER, 1953 Typusart *Uhligella convergens* JACOB, 1908

Beudanticeras (Pseudorbulites) convergens (JACOB, 1908)

(Taf. 9, Fig. 10,11)

*1908 *Uhligella convergens* JACOB, S. 29,30, Taf. 2, Fig. 24–26, Abb. 16.

1930 *Desmoceras (Uhligella) convergens* JACOB – PASSENDORFER, S. 642,643.

1931 *Beudanticeras convergens* (JACOB) – SEITZ, S. 409,410,412.

1953 *Beudanticeras (Pseudorbulites) convergens* JACOB – BREISTROFFER & VILLOUTREYS, S. 70,72.

1961c *Pseudorbulites convergens* (JACOB) – CASEY, S. 145,146, Abb. 46d–g.

1968a *Beudanticeras convergens* (JACOB) – WIEDMANN, S. 126,127.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht (JN 2/9) und eines von der Basis der Rankweiler Schichten (IY 15/13).

Beschreibung und Beziehungen: Abgesehen von einer etwas höheren Nabelweite lassen sich die zwei vorliegenden Exemplare gut mit den von JACOB (1908) und CASEY (1961c) abgebildeten Exemplaren vergleichen. Beide besitzen die typische, phylloceratenhafte Gehäusemorphologie; die Sutur ist weitgehend identisch mit der von JACOB (1908, S. 30, Abb. 16) abgebildeten. Bei IY 15/13 ist ein Teil der

Schale mit einer feinen, regelmäßigen Haarstreifung erhalten. Einschnürungen fehlen.

Eine der vorliegenden Art zweifellos nahestehende Form ist *Beudanticeras (Pseudorbulites) toucasi* (JACOB, 1905). Als Unterscheidungsmerkmal dienen lediglich die auf der Externseite akzentuierten, periodisch auftretenden Wulststreifen.

Verbreitung: Spätestes Aptian und frühestes Albian von Frankreich und Vorarlberg von Frankreich und Vorarlberg; Früh-Albian von Polen.

Untergattung *Beudanticeras* HITZEL, 1902

Typusart *Ammonites Beudanti* BRONGNIART, 1822

Beudanticeras (Beudanticeras) arduennense BREISTROFFER, 1947

(Taf. 9, Fig. 12)

1911 *Desmoceras dupinianum* d'ORBIGNY – DOUVILLÉ, S. 218, Fig. M.
1923a *Beudanticeras ligatum* (NEWTON & JUKES-BROWNE) – SPATH, Taf. 3, Fig. 3c,d.

*1947 *Beudanticeras ligatum* NEWTON & JUKES-BROWNE var. *arduennense* BREISTROFFER, S. 42,79.

1961c *Beudanticeras arduennense* BREISTROFFER – CASEY, S. 156,157, Taf. 27, Fig. 1; Taf. 28, Fig. 9–11, Abb. 48h.

1963 *Beudanticeras arduennense* BREISTROFFER – COLLIGNON, S. 74, Taf. 268, Fig. 1166.

1979 *Beudanticeras perchoisense* DESTOMBES, S. 65,66, Taf. 4.49, Fig. 1.

Material: Ein Fragment aus der Durschlägi-Schicht, zehn aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: Die vorliegende Art kann als Übergangsform zwischen *Beudanticeras (B.) newtoni* CASEY und *B. (B.) dupinianum* (d'ORBIGNY) betrachtet werden. Sie unterscheidet sich von beiden Arten in ihrem Windungsquerschnitt und von letzterer zusätzlich in ihrer schwächer ausgebildeten Skulptur (WB/WH beim vorliegenden Material 0,57–0,63).

B. (B.) subparandieri SPATH verfügt im Vergleich zu vorliegender Art über einen hochmündigeren Windungsquerschnitt, über ein etwas involuterer Gehäuse sowie über eine deutlichere Skulptur.

B. (B.) walleranti (JACOB) ist mit *B. (B.) arduennense* BREISTROFFER sehr nahe verwandt. Lediglich der Windungsquerschnitt ist leicht verschieden: Die Flanken konvergieren etwas stärker.

B. (B.) perchoisense DESTOMBES (1979) dürfte auf Grund ihrer Morphologie und Sutur identisch mit vorliegender Art sein.

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Beudanticeras (Beudanticeras) dupinianum (d'ORBIGNY, 1841)

(Taf. 9, Fig. 13)

*1841 *Ammonites Dupinianus* d'ORBIGNY, S. 276, Taf. 81, Fig. 6–8.

1923a *Beudanticeras dupinianum* (d'ORBIGNY) – SPATH, S. 60–62, Taf. 4, Fig. 1, Abb. 14.

1931 *Beudanticeras dupinianum* (d'ORBIGNY) – SEITZ, S. 409,411.

1961c *Beudanticeras dupinianum* (d'ORBIGNY) – CASEY, S. 152–155, Taf. 26, Fig. 11; Taf. 27, Fig. 6–8; Taf. 28, Fig. 5, Abb. 48a–g.

Material: Neun Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Von vorliegendem Material stellt ein Exemplar (BR 1/47, vgl. Taf. 9, Fig. 13) eine stark komprimierte Variation dar. Die restlichen Exemplare verfügen über höhere WB/WH-Koeffizienten (0,65–0,68).

Beudanticeras (B.) albense BREISTROFFER (1947) ist eine der vorliegenden Art sehr nahestehende Form, welche eine ähnliche Skulptur aufweist (vgl. PICTET & CAMPICHE, 1861, Taf. 39, Fig. 3–7). Es sind allerdings keine Zwischenrippen vorhanden, und der Windungsquerschnitt ist ausgeprägt triangulär (vgl. DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, 1973, S. 60, Taf. 4.4).

Bei *B. (Uhtigella) rebouli* (JACOB, 1908) sind vergleichbare Gehäusedimensionen vorhanden (abgesehen von einem etwas niedrigeren NW-Wert). Die Skulptur ist allerdings verschieden (vgl. JACOB, 1908).

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von England, Frankreich und Vorarlberg.

***Beudanticeras (Beudanticeras) subparandieri* SPATH, 1923a**

(Taf. 10, Fig. 1)

- *1923a *Beudanticeras subparandieri* SPATH, S. 62,63, Taf. 4, Fig. 2.
- 1931 *Beudanticeras subparandieri* SPATH–SEITZ, S. 409,411, Abb. 1e.
- 1961c *Beudanticeras subparandieri* SPATH – CASEY, S. 150, Abb. 47d.
- 1979a *Beudanticeras subparandieri* SPATH – SCHOLZ, S. 69.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: *Beudanticeras (B.) subparandieri* SPATH unterscheidet sich von *B. (B.) dupinianum* (d'ORBIGNY) durch größere Involution und durch den hochmündigeren, stärker komprimierten Windungsquerschnitt (WB/WH zwischen 0,54 und 0,67). *B. (B.) arduennense* BREISTROFFER ist ebenfalls etwas niedermündiger und evoluter, außerdem kommt bei jener Art eine weniger kräftige Skulptur vor.

SCHOLZ (1979a, S. 69) nahm diese Art in die Synonymie von *B. (B.) walleranti* (JACOB) auf. Letztere Art ist allerdings recht verschieden: Die Sutura ist differenzierter ausgebildet (vgl. JACOB, 1908). Der Windungsquerschnitt ist subtriangulär und die Skulptur viel schwächer ausgeprägt.

Verbreitung: Spät-Albian von England, Vorarlberg und Bulgarien (?).

***Beudanticeras (Beudanticeras) laevigatum* (J. de C. SOWERBY, 1827)**

(Taf. 9, Fig. 14)

- *1827 *Ammonites laevigatus* J. de C. SOWERBY, S. 93, Taf. 549, Fig. 1.
- 1923a *Beudanticeras laevigatum* (J. de C. SOWERBY) – SPATH, S. 55–58, Taf. 3, Fig. 2, Abb. 13.
- 1931 *Beudanticeras laevigatum* (J. de C. SOWERBY) – SEITZ, S. 409,410, Abb. 1f.
- 1961c *Beudanticeras laevigatum* (J. de C. SOWERBY) – CASEY, S. 157–160, Taf. 28, Fig. 6, Abb. 49a–f.

Material: Vier Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Material weist einen verhältnismäßig komprimierten Windungsquerschnitt auf (WB/WH = 0,54–0,61), mit maximaler Breite im inneren Drittel der Flanken.

Der Nabelabfall ist steil und kantig. Auf den Steinker-
nen sind 10–12 geschwungene Einschnürungen erkennbar. Die Sutura ist vereinfacht gegenüber anderen *Beudanticeraten* (vgl. Taf. 9, Fig. 14b).

Durch die Skulptur aus zahlreichen, sigmoidal verlaufenden Einschnürungen rückt das verliegende Material in die Nähe von *B. (B.) sanctaerucis* BONARELLI & NAGERA, 1921. Allerdings fehlen gute Beschreibungen und Abbildungen der vollständigen Sutura dieser Art (vgl. SEITZ, 1931; DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, 1973). Da beide Arten nahe verwandt sind (vgl. BREISTROFFER, 1974, S. 44) und durch Übergänge verbunden zu sein scheinen (vgl. CASEY, 1961c, S. 160), wird hier die Zuordnung zu *B. (B.) laevigatum* bevorzugt.

Verbreitung: Oberer Teil der *mammillatum*- und unterer Teil der *dentalus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

***Beudanticeras (Beudanticeras) newtoni* CASEY, 1961a**

(Taf. 10, Fig. 2)

- 1900 *Ammonites (Desmoceras) Beudanti* BRONGNIART var. *ligatus* NEWTON & JUKES-BROWNE, S. 443.
- 1907 *Desmoceras revoilli* PERVINQUIÈRE, S. 131, Taf. 5, Fig. 13–15.
- 1923a *Beudanticeras ligatum* (NEWTON & JUKES-BROWNE) – SPATH, S. 58–60, Taf. 3, Fig. 3a,b,e.
- 1931 *Beudanticeras ligatum* (NEWTON & JUKES-BROWNE) – SEITZ, S. 408,410,412, Abb. 1c.
- *1961a *Beudanticeras newtoni* CASEY, S. 591.
- 1961c *Beudanticeras newtoni* CASEY – CASEY, S. 147–152, Taf. 26, Fig. 12; Taf. 27, Fig. 2–5; Taf. 28, Fig. 7,8; Taf. 29, Fig. 2, Abb. 47a–c,e,f.
- 1968a *Beudanticeras ligatum* (SPATH non NEWTON & JUKES-BROWNE) – WIEDMANN, S. 126.

Material: Vier Exemplare aus der Durschlägi-Schicht und 50 aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Die vorliegenden Exemplare weisen einen stark komprimierten Windungsquerschnitt mit vergleichsweise schmaler Externseite auf. Die maximale Breite der Windungen befindet sich im unteren Drittel der Flanken (WB/WH = 0,50–0,56; NW/DM = 0,14–0,18). Die Nabelwand ist steil oder senkrecht. Die Skulptur ist schwach ausgebildet. Sie besteht aus sigmoidal verlaufenden Einschnürungen (können auch fehlen). Die Sutura ist komplex, mit schwach asymmetrischem Laterallobus (vgl. Taf. 10, Fig. 2b).

Das größte hier vorliegende Exemplar (EC 7/2) erreicht einen Durchmesser von ca. 295 mm. Auch bei dieser Größe zeigt die Art den typischen Windungsquerschnitt und die sinusförmigen Einschnürungen. Es ist auffallend, daß die Vorarlberger Formen oft etwas hochmündiger und engnabeliger als die englischen sind (vgl. SPATH, 1923a; CASEY, 1961c). Zum Teil dürften Übergangsformen zu *Beudanticeras (B.) beudanti* (BRONGNIART) vorliegen. Die Gehäusedimensionen dieser Formen sind identisch mit denen jener Art; die Sutura ist allerdings noch nicht so komplex. Andererseits kommen Formen vor, die *B. (B.) revoilli* (PERVINQUIÈRE, 1907) nahestehen. Diese Art ist eine hochmündige Variation von *B. (B.) newtoni* CASEY und wird in dieser Arbeit als Synonym betrachtet.

Verbreitung: *mammillatum*-Zone von England; Frankreich, Schweiz, Vorarlberg und Mittelmeer-Gebiet.

Beudanticeras (Beudanticeras) beudanti
(BRONGNIART 1822)

(Taf. 10, Fig. 3)

- *1822 *Ammonites Beudanti* BRONGNIART, S. 95, 99, 394, Taf. 7, Fig. 2.
1847/48 *Ammonites Beudanti* BRONGNIART – QUENSTEDT, S. 222, Taf. 17, Fig. 10.
1923a *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – SPATH, S. 49–53, Taf. 2, Fig. 4a–d, Abb. 12.
1931 *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – SEITZ, S. 406, 409, 410, 412.
1961c *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – CASEY, S. 146, Abb. 46a–c.
1968a *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – WIEDMANN, S. 128, Taf. 11, Fig. 10.
1979a *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – SCHOLZ, S. 68–70, Taf. 13, Fig. 1–6, Abb. 21A, B, E–H.
1980non *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART) – THOMEL, S. 124, Abb. 247.

Material: Zehn Exemplare aus der Wannenalp-Schicht, 14 aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Im Vergleich zu *Beudanticeras (B.) newtoni* CASEY sind die Vertreter dieser Art generell etwas involuter und hochmündiger (WB/WH = 0,44–0,52). Die Sutura ist zudem komplizierter (vgl. SPATH, 1923a, S. 51, Abb. 12c). Charakteristisch sind auch die periodisch auftretenden, schmalen, rippenartigen Erhebungen auf dem äußeren Drittel der Flanken (wenn vorhanden).

Im Vorarlberger Material sind Formen vorhanden, die – wie bereits erwähnt – zwischen *B. (B.) newtoni* CASEY und *B. (B.) beudanti* (BRONGNIART) vermitteln. Sie besitzen zwar die Maße von *B. (B.) beudanti* (BRONGNIART), weisen jedoch eine einfachere Sutura auf. Dies spricht für eine nahe Verwandtschaft von *B. (B.) beudanti* (BRONGNIART) und *B. (B.) newtoni* CASEY. Ein iteratives Abzweigen der vorliegenden Art von *B. (B.) walleranti* (JACOB) ist weniger wahrscheinlich (vgl. WIEDMANN, 1968a, S. 127, 129; SCHOLZ, 1979a, S. 69).

Die zeitliche Lücke zwischen dem Auftreten von *B. (B.) newtoni* CASEY und *B. (B.) beudanti* (BRONGNIART) in England ist sehr wahrscheinlich ökologisch bedingt (ähnliches gilt für das Auftreten der Anisoceratidae in England). Man darf annehmen, daß England für die Beudanticeraten eher marginales Gebiet darstellte, in dem sie zeitweise gehäuft auftraten, in vielen Horizonten jedoch fehlen, während im Tethys-Gebiet vielmehr eine kontinuierliche Entwicklung beobachtbar ist. Nur so läßt sich z.B. erklären wieso *B. (B.) newtoni* CASEY in England zeitlich sehr gut abgegrenzt werden kann, während dies in Frankreich offenbar nicht möglich ist (vgl. CASEY, 1961c, S. 149).

Verbreitung: Spät-Albian von Europa.

4.4.4. Leymeriellidae

FAMILIE LEYMERIELLIDAE BREISTROFFER, 1953

Die Stammesgeschichtliche Position der Leymeriellidae ist umstritten. WIEDMANN (1966b), SCHINDEWOLF (1967) und MIKHAILOVA (1973) befürworteten einerseits eine Stellung innerhalb der Hoplitidae auf Grund ihrer ähnlichen ontogenetischen Lobenentwicklung. WIEDMANN (1966b) schloß deshalb auf eine diphyletische Herkunft der Hoplitidae. CASEY (1957, 1978) und WRIGHT (1981) ordneten dieselbe Gruppe bei den Acan-

thocerataceae ein. Die Autoren maßen der Skulptur und der adulten Sutura – beide vergleichbar mit denen der Lyelliceratidae – mehr Gewicht bei. CASEY schloß deshalb auf einen monophyletischen Ursprung der Hoplitidae (via *Farnhamia* CASEY).

Als dritte, plausible Möglichkeit kann eine von beiden Gruppen unabhängige, teilweise konvergente Entwicklung der Leymeriellidae in Erwägung gezogen werden, welche mit dem Aussterben der Gruppe im späten Früh-Albian ein frühes Ende fand. Die Leymeriellidae können somit als eigenständige Familie innerhalb der Desmoceratidae betrachtet werden.

Gattung *Leymeriella* JACOB, 1907

Die hier folgende Beschreibung stützt sich im wesentlichen auf die Arbeit von SEITZ (1930), der eine ausführliche und sehr genaue Studie über die Vorarlberger Vertreter verfaßte.

Untergattung *Leymeriella* JACOB, 1907

Typusart *Ammonites tardefurcatus*
(LEYMERIE Ms) d'ORBIGNY, 1841

Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata (LEYMERIE Ms) d'ORBIGNY, 1841

(Taf. 10, Fig. 4, 5)

- *1841 *Ammonites tardelurcatus* LEYMERIE – d'ORBIGNY, S. 248, Taf. 71, Fig. 4, 5.
1842 *Ammonites tardelurcatus* LEYMERIE, S. 16, Taf. 18, Fig. 3.
1847 *Ammonites tardelurcatus* LEYMERIE – PICTET & ROUX, S. 76, Taf. 7, Fig. 4.
1848/49 *Ammonites canterius nudus* QUENSTEDT, S. 152.
1908 *Hoplites (Leymeriella) tardelurcatus* LEYMERIE – JACOB, S. 52, Taf. 7, Fig. 9–12.
1913 *Hoplites (Leymeriella) tardelurcatus* LEYMERIE – SINZOW, S. 101, Taf. 4, Fig. 37a.
1925a *Leymeriella tardelurcata* (LEYMERIE) d'ORBIGNY – SPATH, S. 84–86, Taf. 7, Fig. 1; Taf. 8, Fig. 3, Abb. 17.
1937 *Leymeriella tardelurcata tardelurcata* BRINKMANN, S. 12, 13.
1957 *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (LEYMERIE Ms) d'ORBIGNY – CASEY, S. 45, Taf. 7, Fig. 9; Taf. 8, Fig. 2, 8; Taf. 10, Fig. 10, 11.
1973 *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (LEYMERIE) d'ORBIGNY – SAVELIEV, S. 192, Taf. 25, Fig. 1–5; Taf. 34, Fig. 2, Abb. 41.
1975 *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (LEYMERIE in d'ORBIGNY) – KEMPER, Taf. 1, Fig. 1–5, 7, 8, 10, 11; Taf. 2, Fig. 3, 4, 7, 8.
1978 *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (LEYMERIE Ms) d'ORBIGNY – CASEY, S. 598–601, Taf. 98, Fig. 6, 7, Abb. 223, 225.
1979 *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (d'ORBIGNY) – KENNEDY & KOLLMANN, S. 8, 9, Taf. 2, Fig. 3, 5, 6, 8; Taf. 4, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 1–11; Taf. 7, Fig. 1–10.
1980a *Leymeriella (Leymeriella) tardelurcata* (LEYMERIE in d'ORBIGNY) – SEYED-EMAMI, S. 20, Taf. 2, Fig. 10–12; Taf. 3, Fig. 1–4, 6.

Material: Zehn Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beziehungen: *Leymeriella (L.) densicostata* SPATH ist eine der vorliegenden Art sehr nahekommende Art, die sich lediglich durch eine dichtere Berippung unterscheidet. *L. (L.) acuticostata* BRINKMANN weist scharfe, gegen die Externseite hin nur wenig abgeflachte Rippen auf. Bei *L. (L.) weberi* SAVELIEV sind dagegen die Rippen bis zum Nabelrand verbreitert. *L. (L.) astrica* GLAZUNOVA besitzt einen ausgeprägt hochmündigen, *L. (L.) germanica* CASEY einen breitovalen Windungsquerschnitt.

- 1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) multicostata* Saveliev, S. 267, Taf. 43, Fig. 1-4; Taf. 44, Fig. 1, Abb. 62.
 1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* SPATH - CASEY, S. 611-613, Taf. 98, Fig. 5; Taf. 99, Fig. 3,4; Taf. 100, Fig. 8, Abb. 231.
 1980a *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* SPATH - SEYED-EMAMI, S. 22,23, Taf. 3, Fig. 14.

Material: Drei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Oberer Teil der *tardefurcata*-Zone von England, Frankreich, Vorarlberg, Süd-Rußland und Iran.

***Leymeriella (Neoleymeriella) aff. crassa*
SPATH, 1925a**

(Taf. 10, Fig. 9)

- 1908 *Hoplites (Leymeriella) regularis* BRUGUIÈRE - JACOB, Taf. 7, Fig. 24.
 *1925 *Leymeriella regularis* (BRUGUIÈRE) d'ORBIGNY var. *crassa* SPATH, S. 87, Taf. 7, Fig. 3.
 1930non *Leymeriella pseudoregularis* var. *crassa* SPATH - SEITZ, S. 27,28.
 1947 *Leymeriella crassa* SPATH - BREISTROFFER, S. 39,86.
 1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) crassa* SPATH - CASEY, S. 617, Abb. 233a-c.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Exemplar ist durch breitovale Windungen (WB/WH = 1,12) und durch verhältnismäßig starke Evolution (NW/DM = 0,42) gekennzeichnet. Die Rippen stehen relativ dicht und überziehen die Flanken gerade. Etwas unterhalb der Mitte der Flanken kommen kräftige, längsgezogene Lateralknoten vor. Über den Lateralknoten, im äußeren Drittel der Flanken verbreitern sich die Rippen beträchtlich. Sie sind in der Mitte der Verbreiterung eingetieft. Die Rippen enden in nach vorne gerichteten, kräftigen Ventral-knoten, die einen stumpfen Winkel mit ihrem jeweiligen Opponenten bilden. Leider sind fast alle Knoten beim vorliegenden Exemplar abgebrochen.

Mit *Leymeriella (N.) crassa* SPATH hat das vorliegende Exemplar die Art der Berippung und Beknotung sowie den breitovalen Windungsquerschnitt gemeinsam. Bei *L. (N.) crassa* SPATH nehmen die Windungen allerdings viel schneller an Größe zu und der NW-Wert ist im allgemeinen etwas kleiner.

Die von SEITZ (1930, S. 27,28) beschriebene Variation *Leymeriella pseudoregularis* var. *crassa* gehört auf Grund der Ausbildung der Rippen nicht zu dieser Art. Sie wird unten als *L. (N.) seitzii* sp. nov. beschreiben.

Verbreitung: *tardefurcata*-Zone von Frankreich.

***Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis*
SEITZ, 1930**

(Taf. 10, Fig. 10,11)

- 1908 *Hoplites (Leymeriella) regularis* BRUGUIÈRE - JACOB, Taf. 7, Fig. 23.
 *1930 *Leymeriella pseudoregularis* SEITZ, S. 24-28, Taf. 5, Fig. 3-5.
 1947 *Leymeriella canteriata* DEFRANCE in BRONGNIART - BREISTROFFER, S. 38,39,86.
 1957 *Leymeriella (Leymeriella) pseudoregularis* SEITZ - CASEY, S. 52, Taf. 10, Fig. 1.
 1973 *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ - Saveliev, S. 239, Taf. 36, Fig. 1-4,6,7; Taf. 37, Taf. 1-3, Abb. 55,56.
 1978 *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ - CASEY, S. 613-615, Taf. 99, Fig. 1, Abb. 232.
 1980a *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ - SEYED-EMAMI, S. 23,24, Taf. 3, Fig. 7,10,13.

Material: Drei Exemplare aus der Durschlägi-Schicht und 12 aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: Oberer Teil der *tardefurcata*-Zone von England, Frankreich, Vorarlberg, Süd-Rußland und Iran.

***Leymeriella (Neoleymeriella) seitzii* sp. nov.**

(Taf. 10, Fig. 12)

- 1930 *Leymeriella pseudoregularis* var. *crassa* SPATH - SEITZ, S. 27,28, Taf. 5, Fig. 6.

Holotyp: CA 1/18 (Taf. 10, Fig. 12). Deponiert am Paläontologischen Institut der Universität Zürich.

Fundort: Plattenwald-Schicht, Aufschluß CA, E Dornbirner Ache, SW Vorder Schaner-Alp: 776.300/247.600/ca. 870.

Herkunft des Namens: Zu Ehren von Dr. O. SEITZ, Paläontologe, Bearbeiter der Vorarlberger Leymeriellidae.

Diagnose: *Neoleymeriella* mit einem durch die Knoten bedingten hexagonalen Windungsquerschnitt und mit großer Nabelweite. Die Rippen ziehen gerade oder nach vorne geneigt über die Flanken. Sie sind hoch, dünn und ausgesprochen scharf, versehen mit segelförmigen Lateral- und Marginalknoten. Die Lateral-knoten befinden sich in der Mitte der Flanken. Die Marginalknoten der beiden Seiten bilden einen sehr stumpfen Winkel (ca. 140-150°) miteinander und begrenzen eine tiefe, schmale Externfurche. Die Innenwindungen sind unbekannt, entsprechen jedoch sehr wahrscheinlich denen der Art *L. (N.) pseudoregularis* SEITZ.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

	DM	WH	NW	WB	WB/WH
CA 1/18	25	7,5 (0,30)	13 (0,52)	9 (0,36)	1,20 unter Einbeziehung der Knoten

Beschreibung und Beziehungen: Bei CA 1/18 ist ein Teil der Wohnkammer erhalten. Die letzten zwei Lobenlinien sind deutlich gedrängt, sodaß man annehmen kann, daß es sich um ein ausgewachsenes Individuum handelte. Das Gehäuse ist stark evoluit: Die Wohnkammer berührt die vorletzte Windung leicht. Die Marginalknoten der vorletzten Windung sind gut sichtbar.

Durch die auffallend scharfen und hohen Rippen, die mit segelförmigen Knoten versehen sind, sowie durch die große Nabelweite unterscheidet sich vorliegende Art von allen anderen Arten.

Verbreitung: Höherer Teil der *tardefurcata*-Zone in Vorarlberg.

4.4.5. Cleoniceratinae

- FAMILIE HOPLITIDAE DOUVILLE, 1890
 SUBFAMILIE CLEONICERATINAE WHITEHOUSE, 1926
 Gattung *Cleoniceras* PARONA & BONARELLI, 1896
 Untergattung *Cleoniceras* PARONA & BONARELLI, 1896
 Typusart *Ammonites Cleon* d'ORBIGNY, 1841

***Cleoniceras (Cleoniceras) aff. morgani*
SPATH, 1927a**

(Taf. 11, Fig. 1)

- *1927a *Cleoniceras morgani* SPATH, Taf. 17, Fig. 7; Taf. 18, Fig. 5.
1942 *Cleoniceras morgani* SPATH – SPATH, S. 702, 703, Abb. 248.
1966 *Cleoniceras (Cleoniceras) morgani* SPATH – CASEY, S. 564–566,
Taf. 93, Fig. 3–5; Taf. 94, Fig. 3–6.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Exemplar weist einen subtriangulären Windungsquerschnitt mit maximaler Breite im unteren Drittel der Flanken auf. Die Nabelwand ist gerundet. Die Skulptur besteht aus einer feinen, schwach ausgeprägten Berippung. Nur die Hauptrippen überqueren die Externseite. Sie ziehen schwach sigmoidal über die Flanken. Dazwischen schalten sich, teilweise von den Hauptrippen abspaltend, etwa drei Sekundärrippen ein. Sie setzen etwa am Anfang des mittleren Drittels der Flanken ein. Die Sutura ist vereinfacht. Sie zeichnet sich durch einen relativ breiten Externlobus aus. Der Laterallobus ist viel tiefer als der Externlobus und asymmetrisch.

Das Fragment erinnert in vielem an die Gruppe um *Cleoniceras (C.) morgani* SPATH. Mit jener Art hat es den Windungsquerschnitt, den sanften Nabelabfall und den asymmetrischen Laterallobus gemeinsam. Die Berippung ist bei *C. (C.) morgani* SPATH allerdings etwas dichter und ventralwärts stärker nach vorne gerichtet. Außerdem weist die Art einen viel tieferen Externlobus auf.

C. (C.) quercifolium d'ORBIGNY zeichnet sich durch eine stärkere Berippung und das Vorhandensein von Umbilikalknoten aus. Die Lobenlinie ist ebenfalls verschieden. *C. (C.) leightonense* SPATH weist eine ähnlich skulptur auf, allerdings ist auch bei dieser Art die Sutura verschieden. Das gleiche gilt auch für *C. (C.) floridum* CASEY. *C. (C.) lanceolata* DESTOMBES ist schließlich durch eine stärker geknickte Berippung ausgezeichnet.

Verbreitung: Oberer Teil der *tardefurcata*- und unterer Teil der *mammillatum*-Zone von England; Vorarlberg.

4.4.6. Hoplitinae

SUBFAMILIE HOPLITINAE DOUVILLE, 1890

Die Hoplitinae stellen insgesamt eine dynamische und äußerst entwicklungsfreudige Subfamilie dar. Sie brachten eine große Vielfalt an Formen hervor, die in der Schönheit ihrer Skulptur manchmal unübertroffen sind. Diese Vielfalt äußert sich auch in einer großen Variabilität innerhalb der Artgruppen. Die meisten Arten sind durch zahlreiche Übergänge als Glieder eines feinmaschigen Komplexes innig miteinander verbunden. SPATH (1925–1930) bearbeitete die Subfamilie in einer extensiven Abhandlung, die auch nach 60 Jahren kaum an Gültigkeit verloren hat. Er sah sich durch die hohe morphologische Variabilität zur Aufstellung von zahlreichen neuen Gattungen und Arten veranlaßt, für welche – wie es SCHINDEWOLF (1966, S. 731) formulierte – ihm die Verantwortung überlassen bleibt. In der Tat sind viele Genera zunächst ohne Diagnose publiziert und einige Arten völlig unzureichend, oft in einer Fußnote – ohne Diagnose und adäquate Abbildung – beschrieben worden.

CASEY (1965), der im übrigen SPATH als Artenschöpfer nicht nachsteht, untersuchte vor allem die frühen Hoplitinae. Ihm gelang der Nachweis, daß innerhalb der Gattung *Otohoplites* schon viele Entwicklungslinien der Hoplitinae (z.B. *Hoplites*, *Anahoplites*, *Dimorphoplites*) vorgezeichnet sind. Andererseits darf man allerdings nicht aus dem Auge verlieren, daß verschiedene Entwicklungslinien unter sich durch Übergänge verbunden sind. Dieses Dilemma ist ohne eine intensive Neubearbeitung der Hoplitinae nicht lösbar und hat sich niedergeschlagen in einer weitgehend künstlichen Nomenklatur, in der die horizontale (= stratigraphische) Komponente die vertikale (= phylogenetische) dominiert (vgl. WRIGHT, 1981, S. 163).

BREISTROFFE (1947, S. 100) versuchte, diesen Sachverhältnissen in einem ersten Anlauf etwas gerechter zu werden, indem er *Epihoplites* und *Dimorphoplites* als Untergattungen von *Anahoplites* betrachtete und in *Euhoplites* die Gattung *Otohoplites* (= *Hoplites*) als Untergattung einbezog. BREISTROFFER machte zudem schon darauf aufmerksam, daß zwischen Vertretern von *Otohoplites* und gewissen Vertretern der Hoplitinae eine Verwandtschaft besteht. Diese taxonomischen Änderungen von BREISTROFFER sind allerdings bis jetzt unbeachtet geblieben, vielleicht auch, weil WRIGHT & CASEY (in CASEY, 1965, S. 458) *Hoplites* als Gattung revalidieren konnten.

In Vorarlberg wurden überraschend viele Vertreter der Hoplitinae gefunden (152 Exemplare und Fragmente). Der Hauptteil davon entfällt auf *Hoplites (Hoplites)* und *Anahoplites*. Vertreter von *Hoplites (Isohoplites)*, *Otohoplites*, *Epihoplites* und *Euhoplites* liegen bloß vereinzelt und zudem meist recht fragmentarisch vor.

Gattung *Otohoplites* STEINMANN, 1925

Typusart *Ammonites raulinianus* d'ORBIGNY, 1841

Otohoplites sp. nov.

(Taf. 10, Fig. 13)

Diagnose: *Otohoplites* mit breitovalem, subhexagonalem Windungsquerschnitt. Die maximale Breite der Windungen befindet sich an den Umbilikalknoten. Die Nabelwand ist steil und insgesamt hoch. Die Flanken sind abgeflacht und verlaufen konvergent zu der verhältnismäßig schmalen, eingetieften Externseite. Die Skulptur besteht im adulten Stadium aus ca. 13 plumpen Primärrippen, welche auf der Nabelwand einsetzen und am Umbilikalrand mit kräftigen Knoten versehen sind. Vom Umbilikalknoten spalten sich zwei bis drei Rippen ab, die stark vorwärtsgerichtet die Flanken überziehen. Die vorderste Rippe kommt in der Regel mit der hintersten Rippe der nächsten Umbilikalknoten in einen Ventralknoten zusammen; die mittlere Rippe beansprucht einen Ventralknoten für sich. Bei einem DM von ca. 100 mm spalten zwei Rippen vom Umbilikalknoten ab, welche entweder wieder an einem Ventralknoten zusammenkommen (Nadelöhrrippen) oder unabhängig bleiben. In diesem Stadium treten zusätzliche Schaltrippen auf, die auf der Höhe der Umbilikalknoten einsetzen und ebenfalls unabhängig sind. Die Ventralknoten bestehen aus eigentlichen Erhebungen der Rippen und arrangieren sich in einem 45°-Winkel zur Medianfläche, alternierend entlang einer ausgeprägten ventralen Vertiefung. Die Sutura ist nur teilweise sichtbar. Die Ele-

mente sind nicht stark differenziert: Sattel E/L ist breit, asymmetrisch, relativ tief eingeschnitten. Der Laterallobus ist subsymmetrisch, trifid.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

	DM	WH	NW	WB	WB/WH
BR 1/87	±105	41 (0,39)	±35 (0,33)	49 (0,46)	1,19
		24		31	1,29

Diameter und Nabelweite sind rekonstruiert. Das Exemplar ist vollständig gekammert.

Beschreibung und Beziehungen: Charakteristisch für das vorliegende Fragment sind der gedrungene, breite Windungsquerschnitt, die stark nach vorne gerichtete Berippung, welche aus Zick-Zack-Rippen und im adulten Stadium vermehrt aus einfachen Schaltrippen und Nadelöhrrippen besteht, sowie die Ventralseite mit schräg vorwärts gerichteten, alternierenden Ventralknoten und einer deutlichen ventralen Furche. Die typischen, claviformen, zickzack-artig miteinander verbundenen Ventralknoten, wie sie bei *Otohoplites* üblich sind, fehlen bei vorliegender Art. Eine mit der vorliegenden Art vergleichbare Beknotung ist allerdings auch von *O. simplex* CASEY sowie von *O. waltoni* CASEY bekannt. Sie nimmt in ihrer Art die ventrale Beknotung von der späteren Hoplitin, z.B. *Hoplites (Hoplites) dentatus* (SOWERBY) und *H. (H.) baylei* (SPATH), vorweg. *Otohoplites waltoni* CASEY unterscheidet sich in der Art der Berippung und in der Position der Umbilikalknoten. *O. simplex* CASEY weist eine unterschiedliche Morphometrie auf.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Skulptur bei einem DM von 100 mm unvermindert kräftig ausgebildet ist. In den bekannten Adultstadien von *Otohoplites* aus England (z.B. *O. raulinianus* (d'ORBIGNY), *O. elegans* (SPATH), *O. polygonalis* CASEY und *O. waltoni* CASEY, vgl. CASEY, 1965) wird die Skulptur soweit reduziert, daß ein *Farnhamia*-ähnliches Endstadium vorhanden ist.

Verbreitung: Vertreter der Gattung *Otohoplites* sind aus dem oberen Teil der *mammillatum*- und dem unteren Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich, sowie aus Vorarlberg bekannt.

Gattung *Hoplites* NEUMAYR, 1875
Untergattung *Isohoplites* CASEY, 1954
Typusart *Parahoplites steinmanni* JACOB, 1907

Isohoplites wurde von CASEY (1954, 1965) als Bindeglied zwischen *Pseudosonneratia* und *Hoplites (Hoplites)* betrachtet. DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT (1973) konnten dagegen eine größere Zeitlücke zwischen dem Vorkommen von *Pseudosonneratia* und *Hoplites (Isohoplites)* und *Hoplites (Hoplites)* an der Basis der *dentatus*-Zone belegen (vgl. auch DESTOMBES, 1979, S. 99).

Hoplites (Isohoplites) aff. eodentatus
CASEY, 1961 a
 (Taf. 11, Fig. 2)

- *1961 a *Hoplites (Isohoplites) eodentatus* CASEY, S. 112, Taf. 83, Fig. 4.
- 1965 *Hoplites (Isohoplites) eodentatus* CASEY - CASEY, S. 583, Abb. 202 g-h.
- 1973 *Isohoplites aff. eodentatus* CASEY - DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, S. 82, Taf. 3, Fig. 2, Abb. 8.5a,b,c.

1979 *Isohoplites eodentatus* CASEY - DESTOMBES, S. 99.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt ist beim vorliegenden Material hochoval (WB/WH = 0,80). Die Flanken konvergieren schwach. Die Skulptur besteht aus einer deutlichen, relativ groben Berippung. Die Hauptrippen setzen auf der schwach gerundeten Nabelwand ein und nehmen im inneren Viertel der Flanken einen längsgezogenen Umbilikalknoten auf, von dem sich zwei Rippen abspalten. Die zweite Rippe kann auch, losgelöst vom Umbilikalknoten, im inneren Drittel der Flanken einsetzen. Die Rippen verlaufen sichelförmig und kommen in einem Winkel von 90° auf der Ventralseite zusammen. Manche Rippen können ventral unterbrochen sein und flankieren, leicht alternierend, ein schmales ventrales Band.

Die Berippung des vorliegenden Materials ist verschieden von *Hoplites (I.) eodentatus* CASEY. In der Robustheit erinnert sie an *Isohoplites aff. eodentatus* CASEY in DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT (1973, Taf. 3, Fig. 2) oder an *Hoplites (H.) svalbardensis* NAGY.

Nach OWEN (1971, S. 119) ist eine streckenweise auftretende, ventrale Rippenunterbrechung, wie sie beim vorliegenden Material vorhanden ist, bei Vertretern von *Isohoplites* durchaus üblich. Hierin manifestiert sich die enge Verwandtschaft mit *Hoplites (Hoplites)*.

Verbreitung: Unterer Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Untergattung *Hoplites* NEUMAYR, 1875

Typusart *Ammonites dentatus* J. SOWERBY, 1821

In der Abgrenzung der Gattung *Hoplites* spiegelt sich das Nomenklaturdilemma der Hoplitinae. In dieser Gattung treten Entwicklungslinien hervor, die teilweise bereits von *Otohoplites* bekannt sind; z.B. läßt sich die Gruppe um *Hoplites (H.) dentatus* (J. SOWERBY) höchstwahrscheinlich von *Pseudosonneratia* ableiten (vgl. CASEY, 1965, S. 539). Eine zweite Gruppe um *H. (H.) benettianus* (J. SOWERBY) und *H. (H.) baylei* SPATH zeigt große Verwandtschaft mit *Otohoplites waltoni* CASEY. Eine dritte Gruppe, in der die „lautiform“ berippten Hoplitin enthalten sind, dürfte ihre Wurzeln in *Otohoplites* haben. Z.B. ist *Otohoplites cunningtoni* SPATH ein direkter Vertreter oder Nachfolger der Gruppe um *Otohoplites elegans* SPATH (vgl. KENNEDY & HANCOCK, 1976, S. V6). Gleichzeitig dürfte die Gruppe als Vorläufer der Gattung *Euhoplites* fungieren. Z.B. zeigen *Hoplites (H.) canavarii* PARONA & BONARELLI, *H. (H.) maritimus* OWEN und *H. (H.) dorsetensis* SPATH einerseits große Ähnlichkeit mit *Otohoplites* der *polygonalis-destombi* CASEY-Gruppe, andererseits mit Vertretern der Gruppe um *Euhoplites pricei* SPATH. Das gleiche gilt auch für die beiden schlecht definierten Arten *H. (H.) pretethydis* und *canavariformis* SPATH.

Alle diese Entwicklungslinien wurden von SPATH, 1925a,b) - aus stratigraphischen Gründen? - in einer Gattung zusammengefaßt. SPATH hielt die Diagnose in der Gattung dementsprechend kurz. Er hob den Aspekt der deutlichen ventralen Furche als gemeinsames Merkmal der Hoplitin hervor. Trotz dieses Trennungskriterium wurden Formen mit undeutlicher Ventralfurche zu der Gattung gestellt (z.B. *H. (H.) pseudodeluci*

SPATH) und andererseits solche mit ausgeprägter Ventralfurche zu den Gattungen *Epihoplites* und *Euhoplites* gerechnet.

Es braucht eine sehr viel tiefer gehende Bearbeitung, als es im Rahmen dieser Arbeit möglich ist, um die Gattung *Hoplites* zu revidieren. Deshalb muß hier die Nomenklatur von SPATH notgedrungen beibehalten werden.

Hoplites (Hoplites) caletanus
DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, 1973

(Taf. 11, Fig. 3)

*1973 *Hoplites caletanus* DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, S. 84, 85, Taf. 4, Fig. 5, Abb. 8.6a.

1979 *Hoplites caletanus* DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT - DESTOMBES, S. 99.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Exemplars ist subquadratisch (WB/WH = 0,96). Das Gehäuse ist evolut (NW/DM = 0,37). Die Skulptur besteht aus kräftigen, relativ weit auseinanderstehenden Rippen. Die Hauptrippen setzen am schwach abgerundeten Nabelrand ein, sind im ersten Drittel der Flanken mit einem längsgezogenen Umbilikalknoten versehen, von dem sich eine zweite Rippe abspaltet. Oft sind einfache Rippen zwischengeschaltet. Die Rippen überqueren die Lateralseiten gerade; im äußeren Drittel der Flanken sind sie leicht nach vorne geneigt. Auf der Externseite erheben sie sich leicht und werden durch ein äußerst schmales Band unterbrochen. Die Sutura ist nicht erkennbar.

Verbreitung: Unterer Teil der *dentatus*-Zone von NW-Frankreich; Vorarlberg.

Hoplites (Hoplites) dentatus
(J. SOWERBY, 1821)

(Taf. 11, Fig. 4-7)

*1821 *Ammonites dentatus* J. SOWERBY, S. 3, Taf. 308, Fig. 3.

1925a *Hoplites dentatus* (J. SOWERBY) - SPATH, S. 101-105, Taf. 7, Fig. 5-10, Abb. 23, 24.

1930 *Hoplites dentatus* (J. SOWERBY) - SEITZ, S. 10-13, Taf. 2, Fig. 1-3, 5, Abb. 1a-d.

1947 *Euhoplites (Odonthoplites) dentatus* SOWERBY - BREISTROFFER, S. 100.

1967 *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY) - DIMITROVA, S. 193, 194, Taf. 93, Fig. 5.

1971 *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY) - OWEN, S. 153, Taf. 2, Fig. 4.

1980 non *Hoplites dentatus* (J. SOWERBY) - THOMEL, S. 138, Abb. 273, 274 (= *H. (H.) pseudodeluci* SPATH)

1982 *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY) - AMEDRO & LEPLAT, S. 239, Taf. 11, Fig. 7.

Material: 17 Exemplare und Fragmente aus der Plattenwald-Schicht, eines aus den Sellamatt-Schichten (BG 6/2).

Beschreibung: Charakteristisch für das vorliegende Material ist der hochmündige Windungsquerschnitt (WB/WH = 0,66-0,76), die relativ starke Involution (NW/DM = 0,23-0,25), die „steife“, leicht prorsiradierte Berippung, sowie - abgesehen von Formen der Variation *sulcata* SEITZ - die untiefe ventrale Rippenunterbrechung, die während des Wachstums persistiert. Die Ventralknoten werden von schräg vorwärts

gerichteten, peripheren Verdickungen der Rippen gebildet. Sie sind in einem stumpfen Winkel zueinander angeordnet.

Nach einem desmocerotoiden, unberippten Anfangsstadium wird ab einem DM von 10 mm eine Skulptur aus Umbilikalknoten sichtbar, von welchen sich drei bis vier Rippen abspalten. Von einem DM von ca. 15 mm an zweigen in der Regel zwei Rippen vom Umbilikalknoten ab, dazu werden eine bis zwei Rippen zwischengeschaltet. Bei einem DM von 20 mm sind etwa 13 Umbilikalknoten vorhanden. Die Zahl der Schaltrippen wird bei zunehmendem DM kleiner, sodaß bei einem DM von 25-30 mm auf einem Umbilikalknoten nur noch zwei Rippen vorkommen. Bei noch größerem DM (ab ca. 45-50 mm, ist jedoch nicht einheitlich) geht nur noch eine Rippe von einem Umbilikalknoten aus; die zweite (und selten eine dritte) ist nun eine Schaltrippe. In diesem Stadium sind durchschnittlich 14-17 Umbilikalknoten vorhanden. Die Rippenzahl beträgt 40-50 (50 bei der Variation *densicostata* SPATH). Die Sutura weist einen breiten, leicht asymmetrischen Sattel E/L, einen breiten, symmetrisch tripartiten Laterallobus sowie einen stark asymmetrischen Sattel L/U₂ auf (vgl. Taf. 11, Fig. 5c). Im Vergleich zum englischen Material sind die WB/WH-Werte insgesamt niedriger. Die Koeffizienten des von SEITZ 1930 aus Vorarlberg beschriebenen Materials liegen dagegen im gleichen Bereich.

Aus Profil AF stammen Formen mit einer ausgeprägten, schmalen Ventralfurche und einem etwas höheren NW-Wert. Sie können der Variation *sulcata* SEITZ zugerechnet werden und bilden Übergangsformen zu *Hoplites (H.) latesulcatus* und *H. (H.) escragollensis* SPATH.

Verbreitung: Mittlerer und oberer Teil der *dentatus*-Zone von England, Frankreich, Deutschland, der Schweiz, Vorarlberg und Ost-Europa.

Hoplites (Hoplites) latesulcatus
(SPATH, 1925b)

(Taf. 11, Fig. 8)

*1925b *Hoplites latesulcatus* SPATH, S. 126, Abb. 33.

1971 *Hoplites (Hoplites) latesulcatus* SPATH - OWEN, S. 153.

Material: Drei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Die vorliegenden Formen sind nahe verwandt mit *Hoplites (H.) dentatus* (J. SOWERBY): Das Gehäuse ist etwas evoluter (NW/DM = 0,27-0,29) und weniger hochmündig (WB/WH = 0,80-0,83). Die „steife“, leicht prorsiradierte Berippung erreicht die Dichte der Variation *densicostata* SPATH (ca. 48-50 Rippen auf ca. 18 Umbilikalknoten bei einem DM von 40 mm). Charakteristisch für diese Art ist vor allem die übertiefte, breite Ventralfurche, die bereits ab einem DM von 20 mm einsetzt. Die ontogenetische Entwicklung der Skulptur ist im Vergleich zu *H. (H.) dentatus* (J. SOWERBY) verlangsamt. Das desmocerotoiden, glatte Anfangsstadium persistiert bis zu einem DM von 12-13 mm und auch die anderen Phasen setzen im Vergleich zu *H. (H.) dentatus* (J. SOWERBY) später ein.

Mit *H. (H.) latesulcatus* SPATH liegt eine Übergangsform zwischen *H. (H.) dentatus* (J. SOWERBY) und *H. (H.) escragollensis* SPATH vor. Von *H. (H.) escragollensis* SPATH ist eine ähnlich übertiefte Ventralfurche, wenn auch in

der Regel nicht so breit, sowie ein ähnliches, in der Regel noch längeres Persistieren der desmoceratoiden Innenwindungen bekannt.

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Hoplites (Hoplites) escragnollensis
SPATH, 1925b

(Taf. 11, Fig. 9–11)

- 1847/48 *Ammonites dentatus* SOWERBY – QUENSTEDT, S. 153, Taf. 10, Fig. 11.
1896 *Hoplites dentatus* SOWERBY – PARONA & BONARELLI, S. 91, Taf. 12, Fig. 2.
*1925b *Hoplites escragnollensis* SPATH, S. 80, 127, 128, Abb. 34.
1930 *Hoplites escragnollensis* SPATH – SEITZ, S. 9, 10, 13, 14, Taf. 2, Fig. 4; Taf. 3, Fig. 1, Abb. 1e, f.

Material: 24 Exemplare und Fragmente aus der Plattenwald-Schicht, eines aus der Wannenalp-Schicht (aufgearbeitet!).

Beschreibung: Charakteristisch ist das verhältnismäßig evolute Gehäuse (NW/DM = 0,34–0,36, WB/WH = 0,76–0,93), die steile Nabelwand, die Skulptur aus kräftigen, leicht geschwungenen Rippen (ca. 45 Rippen und 18–19 Umbilikalknoten bei einem DM von 60 mm), die übertiefte Ventralfurche, sowie die Sutura aus subsymmetrischen bis symmetrischen Lobenelementen (vgl. Taf. 11, Fig. 10).

Die Innenwindungen sind bis zu einem DM von 12–13 mm ohne Skulptur, desmoceratoid. Nach diesem Stadium setzen kräftige Umbilikalknoten ein, von denen etwa drei Rippen abspalten. Dazu kann sich in der Regel noch eine Rippe zwischenschalten. Ab einem DM von 20–25 mm entspringen zwei Rippen an einem Umbilikalknoten und werden eine bis zwei Rippen zwischengeschaltet. Die Zahl der Schaltrippen nimmt bis zu einem DM von 45–50 mm kontinuierlich ab und pendelt sich zwischen null und eins ein. Nach dieser Phase lösen sich die Spaltrippen auf, sodaß die Skulptur im adulten Stadium durch ein regelmäßiges Abwechseln von Haupt- und Schaltrippen bestimmt wird. Die Übertiefung der Ventralfurche kann schon bei einem DM von 25 mm, oft aber auch erst nach 40 mm einsetzen.

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von Frankreich, England; Vorarlberg.

Hoplites (Hoplites) cf. spathi
BREISTROFFER, 1940

- 1896 *Hoplites deluci* BRONGNIART in LEYMERIE – PARONA & BONARELLI, S. 93, Taf. 8, Fig. 3.
1925a *Hoplites bonarellii* SPATH, S. 106–108, Taf. 8, Fig. 9.
1930 *Hoplites bonarellii* SPATH – SEITZ, S. 18–20.
*1940 *Hoplites spathi* BREISTROFFER, S. 119.
1971 *Hoplites spathi* BREISTROFFER – OWEN, S. 121, 153, Taf. 2, Fig. 3.
1982 *Hoplites (Hoplites) spathi* BREISTROFFER – AMÉDRO & LEPLAT, S. 240, Taf. 11, Fig. 5.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Die zwei vorliegenden Fragmente sind leider sehr unvollständig erhalten und liefern nicht alle erforderlichen Daten, um eine zuverlässige Bestimmung vorzunehmen. Der Windungsquerschnitt mit maximaler Breite an den Umbilikalknoten (WB/

WH = ca. 1,00), die tiefe, relativ schmale Externfurche, sowie die Berippung aus verhältnismäßig weitstehenden, je zwei von einem Umbilikalknoten ausgehenden, nach vorne gebogenen Rippen lassen die Zugehörigkeit zu dieser Art als sehr wahrscheinlich erscheinen.

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von England, Frankreich, Deutschland und Vorarlberg.

Hoplites (Hoplites) paronai
SPATH, 1925b

(Taf. 12, Fig. 1)

- 1896 ? *Hoplites benettianus* SOWERBY – PARONA & BONARELLI, S. 91, Taf. 12, Fig. 11a, b.
*1925b *Hoplites paronai* SPATH, S. 114–116, Taf. 9, Fig. 2.
1930 *Hoplites paronai* SPATH – SEITZ, S. 16, 17, 20.
1980 ? *Hoplites paronai* SPATH – THOMEL, S. 139, Abb. 276.

Material: Zwei Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Bezeichnend für diese Art ist der breite, leicht komprimierte Windungsquerschnitt mit maximaler Breite der Windungen an den ausgeprägten Umbilikalknoten (WB/WH = 1,25–1,50), die relativ geringe Involution (NW/DM = 0,30) und die nicht übertiefte Ventralfurche.

Nach einem skulpturlosen, desmoceratoiden Anfangsstadium (bis ca. 6–7 mm DM) setzt eine Skulptur aus kräftigen Umbilikalknoten ein, von denen etwa drei Rippen abspalten. Bei einem DM von ca. 15 mm sind die Windungen ausgeprägt breitoval. Das Gehäuse kann in dieser Phase gut mit Jugendwindungen von *H. (H.) baylei* SPATH verglichen werden. Ab einem DM von ca. 25 mm nimmt die WH im Vergleich zur WB stärker zu. In diesem Stadium spalten zwei Rippen von einem Umbilikalknoten ab. Eine dritte Rippe tritt anfänglich als Schaltrippe auf. Sie verschwindet bei zunehmendem Durchmesser nach und nach, sodaß bei einem DM von ca. 35 mm nur mehr zwei Rippen pro Umbilikalknoten vorkommen. In dieser Phase wird auch die zweite Rippe in eine Schaltrippe umgewandelt. Die Skulptur weist bei einem DM von ca. 45 mm etwa 30 Rippen und 14 kräftige Umbilikalknoten auf. Die nach vorne geschwungenen Rippen heben sich in Richtung der Ventralseite zunehmend stark ab. Die ventrale Furche ist in diesem Stadium nicht übertieft, relativ schmal, aber durch die etwa 2 mm hohen Ventralknollen doch recht markant.

Sattel E/L der Sutura ist breit, leicht asymmetrisch; der Laterallobus ist ebenfalls breit, symmetrisch tripartit.

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von England, Nord-Deutschland (?), Frankreich (?); Vorarlberg.

Hoplites (Hoplites) rudis
PARONA & BONARELLI, 1896

(Taf. 12, Fig. 2)

- *1896 *Hoplites rudis* PARONA & BONARELLI, S. 92, Taf. 13, Fig. 2.
1925a *Hoplites rudis* PARONA & BONARELLI – SPATH, S. 108–110, Taf. 8, Fig. 10a, b, e (c, d = *Hoplites (H.) maritimus* OWEN, 1971)
1930 *Hoplites rudis* PARONA & BONARELLI – SEITZ, S. 20.
1980 *Hoplites rudis* PARONA & BONARELLI – THOMEL, S. 139, Abb. 275.

Material: Vier Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Charakteristisch für diese Art sind der breitovale, leicht komprimierte Windungsquerschnitt, die Skulptur aus kräftigen, relativ weitstehenden Rippen, markanten Umbilikknoten und großen, lappenförmigen Ventrikknoten, die leicht übertiefte, schmale Externfurche, sowie die ausgeprägte Evolution des Gehäuses (NW/DM = ca. 0,40). Die ontogenetische Entwicklung der Skulptur ist am vorliegenden Material leider nicht beobachtbar.

Hoplites (H.) rudis PARONA & BONARELLI ist im Vergleich zu *H. (H.) paronai* SPATH evoluter, die Berippung ist weniger dicht (ca. 25 Rippen pro Umgang bei einem DM von 70 mm) und die Ventrikknoten sind ausgeprägter lappenförmig.

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von England, Frankreich, Deutschland und Vorarlberg.

***Hoplites (Hoplites) mirabilis* PARONA & BONARELLI, 1896**

- *1896 *Hoplites mirabilis* PARONA & BONARELLI, S. 92, Taf. 13, Fig. 1.
1925b *Hoplites mirabilis* PARONA & BONARELLI – SPATH, S. 115, 125.
1930 *Hoplites mirabilis* PARONA & BONARELLI – SEITZ, S. 20.

Material: Ein größeres Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist leicht komprimiert (WB/WH = 0,96), mit konvergierenden Flanken. Die Externseite ist verhältnismäßig schmal. Die maximale Breite der Windungen befindet sich an den ausgeprägten Umbilikknoten. Auf den äußeren Windungen sind etwa 13–14 prominente, relativ hoch auf den Flanken liegende Umbilikknoten vorhanden, aus denen je zwei Rippen entspringen. Zusätzlich wird häufig eine Rippe zwischengeschaltet, so daß insgesamt etwa 36 Rippen vorhanden sind (bei einem DM von ca. 65 mm). Die Rippen überqueren die Lateralseiten in einem vorwärtsgerichteten Bogen und erheben sich auf der Ventralseite zu einem deutlichen Knoten. Durch die Rippenunterbrechung wird eine markante Ventralfurche gebildet, welche jedoch nicht übertieft ist.

Die Sutura läßt sich gut mit der von *Hoplites (H.) paronai* SPATH vergleichen.

Hoplites (H.) mirabilis PARONA & BONARELLI unterscheidet sich von *H. (H.) spathi* BREISTROFFER durch eine größere Rippendichte pro Umbilikknoten und durch die nicht übertiefte Ventralfurche.

Verbreitung: Höchster Teil der *dentatus*-Zone von England, Frankreich; Vorarlberg.

***Hoplites (Hoplites) mirabiliformis* SPATH, 1925b (Taf. 12, Fig. 3)**

- *1925b *Hoplites mirabiliformis* SPATH, S. 125, 126, Taf. 11, Fig. 6, Abb. 31b.

Material: Ein Windungsfragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Fragment weist einen subquadratischen, unter Einbezug der Umbilikknoten subhexagonalen Windungsquerschnitt mit abgeflachten, schwach konvergierenden Flanken und breiter, ebenfalls abgeflachter Externseite auf (WB/WH = 0,98). Auf der gerundeten Nabelwand kommen stumpfe Hauptrippen vor, die im inneren Viertel der Flanken mit deutlichen Umbilikknoten versehen sind. Von einem Umbilikknoten gehen ventralwärts zwei bis drei leicht vorwärts geschwungene Rippen aus, die sich entweder direkt abspalten oder zwischenschalten. Auf der Ventralseite enden die Rippen in wenig markanten Ventrikknoten, welche in einem stumpfen Winkel angeordnet sind und eine schmale, nicht übertiefte Externfurche einschließen.

Die Sutura weist einen breiten Sattel E/L und einen symmetrisch bipartiten Laterallobus auf. Der Sattel L/U₂ ist symmetrisch (vgl. Taf. 12, Fig. 3a).

In der Art der Skulptur ist *Hoplites (H.) mirabiliformis* SPATH gut vergleichbar mit *H. (H.) mirabilis* PARONA & BONARELLI. Bei *H. (H.) mirabilis* sind allerdings die Umbilikknoten deutlicher ausgebildet und kommen höher auf den Flanken vor. Zudem weist jene Art einen recht verschiedenen Windungsquerschnitt mit schmaler Externseite auf. *H. (H.) pseudodeluci* SPATH besitzt im Vergleich zur vorliegenden Art eine einfachere Berippung mit zwei Rippen pro Umbilikknoten (im adulten Stadium).

Verbreitung: Oberer Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

***Hoplites (Hoplites) cf. pseudodeluci* SPATH, 1925b (Taf. 12, Fig. 4, 5)**

- *1925b *Hoplites pseudodeluci* SPATH, S. 120–123, Taf. 10, Fig. 6; Taf. 11, Fig. 9, Abb. 30.
1930 *Hoplites escagnollensis* var. *angustumbilicata* SEITZ, S. 14–16, Taf. 3, Fig. 1.
1980 *Hoplites dentatus* (SOWERBY) – THOMEL, S. 138, Abb. 273, 274.

Material: Drei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Charakteristische Merkmale dieser Art sind ein leicht komprimierter Windungsquerschnitt (WH entspricht etwa der WB) mit leicht konvergierenden Flanken und maximaler Breite der Windungen an den Umbilikknoten, eine kräftige Skulptur aus nach vorne geschwungenen Rippen (es kommen in der Regel zwei, selten drei Rippen auf einen Umbilikknoten), sowie eine schmale, untiefe Externfurche. Das Gehäuse ist unterschiedlich stark involut (NW/DM = 0,24–0,34). Die Skulptur und ihre Entwicklung sind gut mit denen von *Hoplites (H.) escagnollensis* SPATH vergleichbar (vgl. SEITZ, 1930, S. 15).

Die vorliegenden Fragmente können nur bedingt zu dieser Art gestellt werden. Ein Exemplar weist einen stärker komprimierten Windungsquerschnitt mit subparallelen Flanken, sowie eine feinere Berippung auf (vgl. Taf. 12, Fig. 4). Die beiden anderen stammen von Außenwindungen und sind fragmentarisch erhalten (vgl. Taf. 12, Fig. 5).

Verbreitung: Unterer Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Gattung *Anahoplites* HYATT, 1900
Typusart *Ammonites splendens*
SOWERBY in d'ORBIGNY, 1841

Anahoplites praecox
SPATH, 1925b
(Taf. 12, Fig. 6,7)

- *1925b *Anahoplites praecox* SPATH, S. 130–133, Taf. 11, Fig. 3,4,12, Abb. 32b,35a–d,f.
1971 *Anahoplites intermedius* SPATH – OWEN, Taf. 3, Fig. 2.
1985 *Hoplites (Anahoplites) praecox* SPATH – GEBHARD, Taf. 3, Fig. 4.

Material: Sieben Exemplare aus der Plattenwald-Schicht, eines aus den Sellamatt-Schichten.

Beschreibung und Beziehungen: Die vorliegende Art läßt sich durch die anahoplitiden Innenwindungen, die dichte Berippung und durch den sich im Verlauf der Ontogenese verändernden Windungsquerschnitt und die damit verbundene Egression der Nabelwand und deutlicher hervortretende, größere Berippung gut von allen anderen Anahopliten unterscheiden (WB/WH bei DM = 30 mm: ca. 0,65; WB/WH bei DM = 50 mm: ca. 0,75–0,80).

Im Aufschluß DP kommt eine Reihe von Anahopliten vor, welche sich mit einer von SPATH (1925b, Abb. 35e) abgebildeten Variante vergleichen lassen. Der Windungsquerschnitt ist gegenüber *Anahoplites praecox* SPATH komprimierter (WB/WH = 0,69–0,75) und die Berippung größer und weiter auseinander stehend. Die Ventralknoten sind zudem kräftiger ausgebildet (vgl. Taf. 12, Fig. 7). Die Innenwindungen sind identisch mit denen von *A. praecox* SPATH. Die Formen werden als *Anahoplites* aff. *praecox* bestimmt.

Verbreitung: Unterer Teil der *loricatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Anahoplites intermedius
SPATH, 1925b
(Taf. 12, Fig. 8,9)

- *1925b *Anahoplites intermedius* SPATH, S. 133–135, Taf. 10, Fig. 1, Abb. 36.
1925b *Anahoplites evolutus* SPATH, S. 131,134, Abb. 37.
1971non *Anahoplites intermedius* SPATH – OWEN, Taf. 3, Fig. 2.
1979 *Anahoplites intermedius* SPATH – DESTOMBES, S. 101, Taf. 4–27, Fig. 2.

Material: Sieben Exemplare aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Vertreter dieser Art sind charakterisiert durch einen hochmündigen Windungsquerschnitt (WB/WH = 0,61–0,67) mit abgeflachter Externseite und gerundeter Nabelwand, durch eine schwache, feine, sigmoidal verlaufende Berippung mit schmalen, nach vorne gerichteten Umbilikalknoten und schwachen Ventralknoten. Auf einen Umbilikalknoten kommen bei einem DM von 40 mm zwei bis drei Rippen. Bei einem DM von 60 mm sind etwa 20 Umbilikalknoten und ca. 50–55 Rippen vorhanden. Die NW variiert zwischen 0,26 und 0,32. Die Sutura ist relativ einfach. Der Sattel E/L ist breit, leicht asymmetrisch. Der Laterallobus ist symmetrisch tripartit und tiefer als der Externlobus. Sattel L/U₂ ist asymmetrisch (vgl. Taf. 12, Fig. 8,9). *Anahoplites evolutus* SPATH (1925b) wird hier als jüngeres Synonym betrachtet. SPATH (1925b, S. 134) führt

als einziges Unterscheidungskriterium den etwas höheren NW-Wert an. Andererseits bildet der Autor unter *A. intermedius* Formen ab, welche eine gleich große oder noch größere NW aufweisen als der Holotyp von *A. evolutus* (vgl. SPATH, 1925b, Taf. 10, Fig. 1, S. 133, Abb. 36c).

Verbreitung: Höchster Teil der *dentatus*-Zone und unterer Teil der *loricatus*-Zone von England, sowie unterer Teil der *loricatus*-Zone von Frankreich; Vorarlberg.

Anahoplites planus
(MANTELL, 1822)
(Taf. 12, Fig. 10)

- 1815 *Ammonites splendens* J. SOWERBY, Taf. 103, Fig. 1.
*1822 *Ammonites planus* MANTELL, S. 90, Taf. 21, Fig. 3.
1841 *Ammonites splendens* SOWERBY – d'ORBIGNY, S. 222, Taf. 63, Fig. 1–4.
1841 *Ammonites Fittoni* d'ARCHIAC in d'ORBIGNY, S. 225, Taf. 64, Fig. 1,2.
1925b *Anahoplites planus* (MANTELL) – SPATH, S. 137–144, Taf. 12, Fig. 8,9, Abb. 39–41.
1926a *Anahoplites planus* (MANTELL) – SPATH, Taf. 13, Fig. 2,9; Taf. 14, Fig. 4.
1927a *Anahoplites planus* (MANTELL) – SPATH, Taf. 17, Fig. 9; Taf. 18, Fig. 7.
1968a *Anahoplites planus* (MANTELL) – WIEDMANN, S. 134,135, Taf. 17, Fig. 14, Abb. 82.
1980 *Anahoplites planus* (MANTELL) – THOMEL, S. 139, Abb. 227.

Material: Zwei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht, eines aus der Sellamatt-Schicht.

Verbreitung: Basis der *loricatus*-Zone bis oberer Teil der *inflatum*-Zone von England, Frankreich, Vorarlberg, Sardinien, Bulgarien und Süd-Rußland.

Anahoplites* cf. *splendens
(J. SOWERBY, 1815)
(Taf. 12, Fig. 11)

- *1815 *Ammonites splendens* J. SOWERBY, S. 1, Taf. 103, Fig. 2,3.
1925b/26a *Anahoplites splendens* (J. SOWERBY) – SPATH, S. 144–148, Taf. 12, Fig. 10, Abb. 42a–e.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: *Anahoplites splendens* (J. SOWERBY) unterscheidet sich nach SPATH (1925b) von *A. planus* (MANTELL) durch einen breiteren und tieferen Nabel, durch eine geringere Anzahl an Umbilikalknoten (ca. 10–14 pro Umgang), sowie durch das gelegentliche Zusammenkommen von zwei Rippen an einem Ventralknoten.

Diese Eigenschaften können alle beim vorliegenden Fragment beobachtet werden, außer dem paarweisen Zusammenkommen von Rippen an den Ventralknoten. Daher ist die Zuordnung zu dieser Art nicht gesichert.

Bei *Anahoplites splendens* (J. SOWERBY) dürfte es sich, wie auch bei *A. picteti* SPATH, um eine Skulpturvariante der langlebigen Art *A. planus* (MANTELL) handeln, wie BREISTROFFER (1947, S. 100) bereits erwähnte.

Verbreitung: Unterer Teil der *loricatus*-Zone bis zum oberen Teil der *inflatum*-Zone von England, Frankreich und Vorarlberg.

Anahoplites daviesi

SPATH, 1926a

(Taf. 12, Fig. 12)

*1926a *Anahoplites daviesi* SPATH, S. 152–154, Taf. 14, Fig. 5, 7.

1971 *Anahoplites daviesi* SPATH – OWEN, S. 125, 153, Taf. 3, Fig. 8.

Material: Drei Fragmente aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Die vorliegende Art unterscheidet sich von *Anahoplites planus* (MANTON) durch ihre Adultskulptur aus schwachen, relativ weit auseinanderstehenden, sigmoidal verlaufenden Rippen und aus deutlichen Umbilikalknoten. Die Rippen spalten sich paarweise von einem Umbilikalknoten ab. Unregelmäßig kommt eine Schaltrippe dazu. Verbreitung: Oberer Teil der *lautus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Anahoplites? aff. mimeticus

SPATH, 1925b

(Taf. 12, Fig. 13)

*1925b *Anahoplites mimeticus* SPATH, S. 131, Taf. 11, Fig. 7.

1927anon *Anahoplites mimeticus* SPATH – SPATH, S. 188, Taf. 17, Fig. 8 (= *A. osmingtonensis* OWEN).

1966 *Anahoplites mimeticus* (SPATH) – CASEY, S. 547, 548, Abb. 207.

1971 *Anahoplites mimeticus* SPATH – OWEN, S. 47, 51.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht (DP /102).

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist discoidal, mit maximaler Breite in der Mitte der Flanken ($WB/WH = 0,60$). Die Externseite weist eine deutliche Einfurchung auf; die Innenwindungen dagegen besitzen eine tabulate Externseite. Der Nabelabfall ist gerundet. Im äußeren Drittel der Flanken kann eine ganz schwache Skulptur aus relativ dicht aufeinanderstehenden, breiten Rippen beobachtet werden. Peripher münden sie in unscheinbare Ventralnuten. Die Sutura ist verhältnismäßig einfach. Der Externlobus weist einen ziemlich plumpen Zwischensattel auf, der beidseitig von äußerst schmalen, spitzen Inzisionen begrenzt ist. Der Sattel E/L weist einen asymmetrischen Bauplan auf. Der Laterallobus ist tief, symmetrisch tripartit. Der Sattel L/U₂ ist ebenfalls asymmetrisch (vgl. Taf. 12, Fig. 13a).

In Bezug auf die Skulptur besteht bei DP/102 große Ähnlichkeit zu *Anahoplites planus* var. *sulcata* SPATH und in einem etwas geringeren Maß auch zu *A. osmingtonensis* OWEN (= *A. mimeticus* in SPATH, 1927a, Taf. 17, Fig. 8). Die Sutura ist allerdings recht verschieden von jener dieser beiden Arten (vgl. SPATH, 1925b, Abb. 40: Der Laterallobus ist breiter und asymmetrisch). Gute Übereinstimmung besteht hingegen mit der Sutura von *Anahoplites mimeticus* (SPATH) in CASEY (1966, S. 547, Abb. 207). Von jener Art ist allerdings keine Externfurchung bekannt. DP/102 wird daher als *Anahoplites? aff. mimeticus* SPATH bestimmt.

Anahoplites mimeticus SPATH ist aus der Literatur nur durch einige Fragmente bekannt und insgesamt schlecht dokumentiert. Durch das Vorhandensein von stark berippten Innenwindungen muß die Zugehörig-

keit zu *Anahoplites* überhaupt in Frage gestellt werden (vgl. OWEN, 1971, S. 151).

Verbreitung: Oberster Teil der *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Gattung Euhoplites SPATH, 1925a

Typusart *Euhoplites truncatus* SPATH, 1928

Euhoplites* aff. *lautus

(PARKINSON Ms in J. SOWERBY, 1821)

(Taf. 12, Fig. 14)

*1821 *Ammonites lautus* PARKINSON – J. SOWERBY, S. 3, Taf. 309, Fig. 1.

1925b *Euhoplites lautus* (PARKINSON Ms) J. SOWERBY – SPATH, Abb. 26b.

1927a/28 *Euhoplites lautus* (PARKINSON Ms) J. SOWERBY – SPATH, S. 261–265, Taf. 18, Fig. 4; Taf. 25, Fig. 5–13.

1947 *Hoplites (Euhoplites) lautus* PARKINSON in SOWERBY – BREISTROFFER, S. 45.

1971 *Euhoplites lautus* (J. SOWERBY) – OWEN, S. 154, Taf. 3, Fig. 7.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Fragment ist leider zu schlecht erhalten, um es mit Sicherheit zu *Euhoplites lautus* (PARKINSON Ms in SOWERBY) zu stellen. Zudem ist der WB/WH-Koeffizient (= 0,68) etwas niedriger als bei den aus England stammenden Formen (vgl. SPATH, 1928; OWEN, 1971).

Verbreitung: *lautus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Gattung Epihoplites SPATH, 1925a

Typusart *Ammonites denarius* J. de C. SOWERBY, 1826

***Epihoplites* sp. juv.**

(Taf. 12, Fig. 15)

Material: Ein Exemplar aus der Wannenalp-Schicht.

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar zeichnet sich durch einen breitovalen Windungsquerschnitt mit abgeflachter Externseite ($WB/WH = 1,21$) aus. Die Skulptur wird durch kräftige Umbilikalknoten gebildet, von denen in der Regel zwei radiär verlaufende Rippen abzweigen. Zwischen den Rippenpaaren kommt eine Schaltrippe vor. Bei einem DM von 20 mm sind etwa 11 Umbilikalknoten und ca. 30 Rippen vorhanden.

Verwandtschaft besteht am ehesten mit *Epihoplites denarius* (J. de C. SOWERBY). Allerdings ist das Exemplar zu klein, um es definitiv dieser Art zuzuordnen.

Verbreitung: *Epihoplites* aus der Gruppe *denarius* (J. de C. SOWERBY) – *gibbosus* SPATH sind aus dem unteren Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich bekannt.

4.5. Acanthocerataceae

4.5.1. Brancoceratinae

SUPERFAMILIE ACANTHOCERATACEAE

HYATT, 1900

FAMILIE BRANCOCERATIDAE SPATH, 1933

SUBFAMILIE BRANCOCERATINAE SPATH, 1933

Gattung *Brancoceras* STEINMANN, 1881

Die Gattung *Brancoceras* kommt in Vorarlberg äußerst selten vor. Es konnte ein einziges Fragment dieser Gattung gefunden werden.

Brancoceras sp.

(Taf. 13, Fig. 1)

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist subquadratisch, und der Nabelabfall gerundet. Die Skulptur wird von einfachen Rippen gebildet, welche zunächst radiär verlaufen, anschließend im äußeren Drittel der Flanken leicht nach vorne umbiegen und sich dabei verdicken. Die Rippen überqueren die Externseite. Es kommen acht Rippen auf dem Fragment, das aus einer halben Windung besteht, vor. Die Sutura ist primitiv.

Das vorliegende Bruchstück weist – was die Skulptur anbelangt – Ähnlichkeit mit *Brancoceras (Eubrancoceras) aegocerotoides* STEINMANN auf. Es ist allerdings zu schlecht erhalten, um es definitiv zu bestimmen.

Verbreitung: *dentatus*- und unterer Teil der *loricatus*-Zone von Europa; außerdem in Afrika und Amerika verbreitet.

Gattung *Hysterocheras* HYATT, 1900

Typusart *Ammonites varicosus* J. de C. SOWERBY, 1824

Hysterocheras orbigny

(SPATH, 1922)

(Taf. 13, Fig. 2)

1841 *Ammonites varicosus* SOWERBY – d'ORBIGNY, S. 294, Taf. 87, Fig. 3.

1847 *Ammonites varicosus* SOWERBY – PICTET & ROUX, Taf. 9, Fig. 3.

*1922 *Brancoceras orbigny* SPATH, S. 99.

1929 *Inflatoceras varicosum* (SOWERBY) – JAYET, S. 1–9 (pars).

1934 *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – SPATH, S. 483–488, Taf. 49, Fig. 4, 6; Taf. 50, Fig. 2–5; Taf. 52, Fig. 2–4, 8; Taf. 54, Fig. 8; Taf. 56, Fig. 15, Abb. 161a–d, 166–169.

1940 *Hysterocheras Laferrerei* var. *Orbigny* – BREISTROFFER, S. 133.

1963 *Hysterocheras orbigny* SPATH – COLLIGNON, S. 123, Taf. 298, Fig. 1262–1264.

1968a *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – WIEDMANN, S. 137, 138, Taf. 13, Fig. 1–3, Abb. 84, 85.

1971 *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – RENZ, S. 578–582, Taf. 1, Fig. 1–8, Taf. 3, Fig. 4–6, Abb. 2a–e, 3a.

1975 *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – FÖRSTER, S. 217–220, Taf. 11, Fig. 1–4, Abb. 65–67.

1976 *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – MARCINOWSKI & NAIDIN, S. 103, Taf. 12, Fig. 1, 3, 4.

1982 *Hysterocheras orbigny* (SPATH) – RENZ, S. 48, 49, Taf. 11, Fig. 6, Abb. 34a.

Material: Vier Exemplare aus der Wannenalp-Schicht, eines aus der Plattenwald-Schicht.

Verbreitung: *inflatum*-Zone, weltweit verbreitet.

Hysterocheras crassicosatum

(JAYET, 1929)

(Taf. 13, Fig. 3, 4)

1907 cf. *Brancoceras laferreerei* BOULE, LEMOINE & THEVENIN, S. 25, Taf. 9, Fig. 6, Abb. 25.

*1929 *Inflatoceras varicosum* (SOWERBY) var. *crassicosata* JAYET, S. 4, 5, nur Fig. 7, No. 2.

1932 *Schloenbachia (Pervinquieria) varicosa* SOWERBY var. *crassicosata* JAYET – COLLIGNON, S. 14, 15, Taf. 2, Fig. 5–10.

1934 *Hysterocheras orbigny* var. *crassicosata*? JAYET – SPATH, S. 487, Taf. 52, Fig. 2, 4.

1947 *Hysterocheras Laferrerei* BOULE, LEMOINE & THEVENIN – BREISTROFFER, S. 91.

1947 *Hysterocheras Laferrerei* BOULE, LEMOINE & THEVENIN var. *subcrassicosata* BREISTROFFER, S. 92.

1968anon *Hysterocheras* nov. sp. cf. *crassicosatum* (JAYET) – WIEDMANN, S. 138, 139, Taf. 13, Fig. 8, Abb. 86.

Diagnose: *Hysterocheras* mit breitmündigem Windungsquerschnitt (WB/WH = 1,26–1,31), mit steilem Nabelabfall und einer kräftigen Skulptur aus weit auseinanderstehenden Rippen (ca. 24 pro Umgang). Die Berippung setzt sehr früh ein (ab einem DM von ca. 4 mm) und ist von Anfang an kräftig und weitständig. Im juvenilen Stadium sind mehrheitlich Spaltrippen vorhanden. Gelegentlich kommen Einfachrippen dazu (etwa nach jedem zweiten Spaltrippenpaar). Nach einem kurzen Stadium zwischen ca. 20 und 25 mm DM, in welchem nur Spaltrippen vorhanden sind, setzt eine grobe Skulptur aus sich regelmäßig abwechselnden Schalt- und Einfachrippen ein. In diesem Stadium (ab einem DM von 25 mm) werden die juvenil wenig hervorgetretenen Umbilikalknoten zu spitzen und kräftigen Knoten. Die Rippen überziehen leicht geschwungen die Lateralseiten, verdicken sich im äußeren Drittel derselben und sind extern im juvenilen Stadium in einem spitzen Winkel angeordnet und mit einem deutlichen Kiel versehen. Ab einem DM von 25 mm schwächt der Kiel zusehends ab, persistiert jedoch auch auf der Wohnkammer. In diesem Stadium kommen die Rippen extern in einem zunehmend stumpfen Winkel zusammen. Die Sutura ist identisch mit jener von *Hysterocheras orbigny* (SPATH).

Material: Drei Exemplare aus der Wannenalp-Schicht.

	DM	WH	NW	WB	WB/WH
AX 6/23	21	7 (0,33)	9,5(0,45)	9 (0,42)	1,28
BA /1	29	9,5(0,32)	13 (0,44)	12 (0,41)	1,26
BF 2/24	–	8	–	10,5	1,31

Beziehungen: WIEDMANN (1968a, S. 138, 139) erhob die Variation *crassicosata* JAYET in den Rang einer selbständigen Art und betrachtete die von COLLIGNON abgebildeten Vertreter (1932, Taf. 2, Fig. 5–10) als typisch für diese Art.

BREISTROFFER machte seinerseits schon 1947 (S. 91) auf die Verwandtschaft der von COLLIGNON abgebildeten Formen mit „*Brancoceras*“ *laferreerei* BOULE, LEMOINE & THEVENIN (1907, Taf. 9, Fig. 6, Abb. 25) aufmerksam. Dies blieb leider unbeachtet und „*Brancoceras*“ *laferreerei* BOULE, LEMOINE & THEVENIN wurde bei *Hysterocheras orbigny* (SPATH) untergebracht (vgl. RENZ, 1971;

Tabelle 9.

Tabelle der gesammelten Ammonoidea (Acanthocerataceae) mit Angabe des Fundortes, der Fundschicht und der Anzahl (vgl. Liste der Lokalitäten im Anhang).

ACANTHOCERATACEAE	AL	PS	PS	PS	AF 1	AF 6	WS	WS	BN 16	BN 16	BR 1	BR 1	BS 2	BS 2	CV 13	CV 13	DP	DP	JB 6	JB 6	
	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
<i>Brancoceras</i> sp.																				1	
<i>Hysterocheras orbigny</i> (SPATH)						2														1	
<i>Hysterocheras cf. orbigny</i> (SPATH)								1					1								
<i>Hysterocheras crassicoatum</i> (JAYET)							1	1	1												
<i>Hysterocheras bucklandi</i> (SPATH)						1							1								
<i>Hysterocheras ascendens</i> SPATH																1					
<i>Hysterocheras</i> sp.	3		1						2						1						
<i>Oxytropidoceras (Oxytropidoceras)</i> sp.											1										
<i>Oxytropidoceras (Manuaniceras)</i> cf. <i>carbonarium</i> (GABB)		1																			
<i>Dipoloceras (Dipoloceras) pseudoaon</i> SPATH					1																
<i>Dipoloceras</i> sp.																					1
<i>Mortonoceras (Deiradoceras)</i> aff. <i>exile</i> (VAN HOEPEN)					1																
<i>Mortonoceras</i> sp.					1			1	1												
<i>Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli</i> (J.SOW.)					1																
<i>Neophlycticeras (Eotropidoites) jayeti</i> BREISTROFFER												1									
<i>Stoliczkaia (Stoliczkaia)</i> sp.					1																

GS Götzis-Schichten
 PS Plattenwald-Schicht
 WS Wannenalp-Schicht
 SEL Sellamatt-Schichten
 DUS Durschlägi-Schicht
 RS Rankweiler Schichten
 KLS Klauser Schichten
 LS Luitere-Schicht

FÖRSTER, 1975; COOPER, KENNEDY & KOLLMANN, 1977). Dies ist in Anbetracht des madagassischen Materials nicht unverständlich. Der Holotyp ist nur 15 mm groß und daher zu wenig aussagekräftig. Die Art läßt sich allerdings – was Rippendichte und -verlauf, Ausbildung der Umbilikknoten, sowie den Windungsquerschnitt anbelangt – viel eher mit *H. crassicoatum* (JAYET) als mit *H. orbigny* (SPATH) vergleichen. In Anbetracht des wenig aussagekräftigen madagassischen Materials wird hier auf den Artnamen *lafferrerei* verzichtet und stattdessen die von WIEDMANN zur Art erhobene Variation *crassicoatata* JAYET übernommen. Die von JAYET ursprünglich recht breit definierte Variation wird dabei auf die in der Literaturliste vorkommenden Formen eingeschränkt (sensu SPATH, 1934, S. 487).

H. varicosum (J. DE C. SOWERBY) ist eine ähnlich grob berippte Form, unterscheidet sich jedoch durch das spätere Einsetzen der Skulptur auf den Innenwindungen, durch die Seltenheit der Spaltrippen, durch das frühere Aussetzen des Kieles, sowie durch die die Ventralseite fast gerade überziehenden Rippen.

H. orbigny (SPATH) unterscheidet sich durch eine dichtere Berippung, sowie durch einen weniger breiten Windungsquerschnitt.

Die von WIEDMANN (1968a, S. 138, 139) beschriebene Form *Hysterocheras* sp. nov. cf. *crassicoatum* (JAYET) weist in Gegensatz zu vorliegender Art kleine Ventrolateral-knoten auf den Innenwindungen auf.

Verbreitung: Mittlerer Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich; Spät-Albian von Vorarlberg und Madagaskar.

Hysterocheras bucklandi (SPATH, 1922)

(Taf. 13, Fig. 5,6)

*1922 *Brancoceras bucklandi* SPATH, S. 99.

1934 *Hysterocheras bucklandi* (SPATH) – SPATH, S. 488–490, Taf. 56, Fig. 1, Abb. 169b,c, 170.

1971 *Hysterocheras bucklandi* (SPATH) – RENZ, S. 588, 589, Taf. 2, Fig. 10–13; Taf. 3, Fig. 14, Abb. 2q–r, 3e.

1982 *Hysterocheras bucklandi* (SPATH) – RENZ, S. 50, Taf. 12, Fig. 3, 4, Abb. 34e.

Material: Zwei Exemplare aus der Wannenalp-Schicht.

Beziehungen: Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich von Vertretern der Art *Hysterocheras orbigny* (SPATH) durch einen Windungsquerschnitt mit gerundeter Externseite (WB/WH = ca. 1,0), durch eine größere Rippendichte (ca. 40 Rippen pro Umgang) und eine uniforme Berippung aus relativ gerade verlaufenden Rippen, die sich extern nicht verdicken. Das Stadium von sich regelmäßig abwechselnden Schalt- und Haupttrippen wird beim vorliegenden Material schon bei einem DM von 15–20 mm erreicht. Außerdem persistiert der Externkiel länger als bei *H. orbigny* (SPATH). Die Rippen auf der Externseite sind deutlich unterbrochen; erst auf der Wohnkammer wird der Kiel schwächer und die Rippen beider Flanken treffen in einem stumpfen Winkel zusammen. Die für die Innenwindungen charakteristische ventrolaterale Beknotung ist beim vorliegenden Material infolge der schlechten Erhaltung nicht sichtbar.

Verbreitung: Höherer Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich; Spät-Albian von Vorarlberg und Venezuela.

Hysterocheras ascendens

SPATH, 1934

(Taf. 13, Fig. 7)

*1934 *Hysterocheras carinatum* mut. *ascendens* SPATH, S. 482, 483, Taf. 56, Fig. 11.

1947 *Hysterocheras carinatum* SPATH var. *ascendens* SPATH – BREISTROFFER, S. 52.

1976 *Hysterocheras carinatum ascendens* SPATH – KENNEDY & HANCOCK, S. V9

Diagnose: *Hysterocheras* mit hochovalem Windungsquerschnitt, gerundeter Externseite und steilem Nabelabfall. Das Gehäuse ist verhältnismäßig involut. Die Externseite weist einen deutlichen Kiel auf. Die Innenwindungen sind skulpturlos. Die Skulptur setzt erst ab ca. 15 mm DM ein. Sie besteht aus einer dichten, geschwungenen Berippung mit ca. 18 deutlichen Umbilikknoten und ca. 40 Rippen pro Umgang. Die Sutura ist primitiv, gut vergleichbar mit jener von *Hysterocheras carinatum* SPATH.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

	DM	WH	NW	WB	WB/WH
BX 5/8	±21	8(0,38)	7(0,33)	6,5(0,30)	0,81

Beschreibung und Beziehungen: Die Charakteristika in der obenstehenden Diagnose rechtfertigen die Abtrennung der Variation *ascendens* als selbständige Art. *Hysterocheras carinatum* SPATH weist ein evoluteres Gehäuse auf (NW/DM = ca. 0,40); die Innenwindungen sind weitgehend skulptiert.

Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit *Diploceras boucardianum* var. *alticarinata* SPATH (1931, S. 374, Taf. 34, Fig. 6, 7). Bei dieser Variation sind die Innenwindungen ebenfalls nicht skulptiert. Die Skulptur weist allerdings keine deutlichen Umbilikalknoten auf. Vielleicht liegt bei dieser Variation eine Vorläuferform der vorliegenden Art vor (vgl. SPATH, 1934, S. 483).

Morphologisch kaum abtrennbar sind Jugendformen von *Prohysterocheras* (*Goodhallites*) *goodhalli* (SOWERBY) und *P. (G.) candollianum* (PICTET) (vgl. SPATH, 1934, S. 447–457). Jene Formen zeigen eine fast identische Berippung. Ein unsicheres Unterscheidungskriterium sind die etwas stärkeren Umbilikalknoten, sowie das Abschwächen der Berippung in der Mitte. Die Suture von *Prohysterocheras* ist allerdings viel differenzierter ausgebildet, und sollte eine sichere Abtrennung ermöglichen.

Verbreitung: Oberer Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

4.5.2. Mojsosovicsiinae

SUBFAMILIE MOJSISOVICSIINAE HYATT, 1903

Gattung *Oxytropidoceras* STIELER, 1920

Untergattung *Oxytropidoceras* STIELER, 1920

Typusart *Ammonites Roissyanus* d'ORBIGNY, 1841

Oxytropidoceras (Oxytropidoceras) sp.

(Taf. 13, Fig. 8)

Material: Ein kleines Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Die Skulptur des vorliegenden Fragmentes besteht aus gegen die Externseite hin stark gebogenen Rippen. Die Rippen sind im Querschnitt gerundet, an der Oberseite leicht abgeflacht. Der Raum zwischen den Rippen entspricht etwa einer Rippenbreite.

Auf Grund der Skulptur gehört das Fragment am ehesten zu *Oxytropidoceras (O.) roissyanum* (d'ORBIGNY). *O. (O.) mirapelianum* (d'ORBIGNY) unterscheidet sich u. a. durch eine weniger dichte Berippung, welche gegen die Externseite weniger stark nach vorne biegt.

Verbreitung: *dentatus*-Zone von England und Frankreich; Vorarlberg.

Untergattung *Manuaniceras* SPATH, 1925c

Typusart *Pseudophacoceras manuanense* SPATH, 1921

Oxytropidoceras (Manuaniceras) cf. carbonarium (GABB, 1877)

(Taf. 13, Fig. 9)

1869 *Ammonites Peruvianus* DE BUCH? – GABB, S. 63, Taf. 10, Fig. 9.

*1877 *Ammonites carbonarius* GABB, S. 269, 270, Taf. 38, Fig. 2, 2a, b.

1966 *Manuaniceras carbonarium* (GABB) – YOUNG, S. 99–103, Taf. 1, Fig. 1; Taf. 3, Fig. 4; Taf. 10, Fig. 2–4; Taf. 17, Fig. 1–6, Taf. 30, Fig. 1; Taf. 35, Abb. 9b, 12e, g, k, 13a, d, f, g, 15c, d.

1971 *Oxytropidoceras cf. carbonarium* (GABB) – OWEN, S. 155.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Bei vorliegendem Fragment besteht die Skulptur aus dichten, leicht geschwungenen Rippen, die gegen die Externseite hin stark nach vorne umbiegen. Die Rippen sind deutlich abgeflacht, die Rippenzwischenräume recht schmal (ca. $\frac{1}{3}$ – $\frac{1}{2}$ Rippenbreite). Rippengabelungen treten im inneren Viertel der Flanken häufig auf. Zwischen jedes Rippenpaar schaltet sich bisweilen eine Einfachrippe ein.

Was die Skulptur anbelangt, kann dieses Fragment gut mit der von YOUNG (1966, Taf. 17, Fig. 6) abgebildeten Übergangsform zu *Oxytropidoceras (M.) peruvianum multifidum* (STEINMANN) verglichen werden. *O. (M.) peruvianum* (VON BUCH) unterscheidet sich von vorliegender Art durch mehrfach bifurkierende Rippen. Die Bifurkationspunkte können bis unterhalb der Mitte der Flanken vorkommen.

O. cantianum SPATH gehört mit großer Wahrscheinlichkeit in die Synonymie von *O. (M.) peruvianum* (VON BUCH) und nicht zur vorliegenden Art (vgl. YOUNG, 1966, S. 95; OWEN, 1971, S. 136).

Verbreitung: Oberer Teil des Mittel-Albian von Texas; Kalifornien, Mexiko, Indien und Vorarlberg.

Gattung *Diploceras* HYATT, 1900

Untergattung *Diploceras* HYATT, 1900

Typusart *Ammonites cristatus*

(DELUC in BRONGNIART, 1822)

Diploceras (Diploceras) pseudoan SPATH, 1931

(Taf. 13, Fig. 10)

*1931 *Diploceras pseudoan* SPATH, S. 373, 374, Taf. 34, Fig. 1–3.

1963 *Diploceras pseudoan* SPATH – COLLIGNON, S. 143, 144, Taf. 298, Fig. 1289.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung: Der Windungsquerschnitt des vorliegenden Fragmentes ist breitoval, mit maximaler Breite der Windungen im inneren Drittel der Flanken und mit steilem, gerundetem Nabelabfall. Ventral ist ein kräftiger Kiel vorhanden, der beidseitig von schmalen Furchen begrenzt wird. Charakteristisch ist eine feine, unregelmäßige Berippung, die ventralwärts nach vorne umbiegt (vgl. SPATH, 1931, Taf. 34, Fig. 2b). Sie besteht aus Hauptrippen und in unterschiedlicher Höhe der Flanken einsetzenden Schaltrippen, sowie aus bis dreifach aufspaltenden Rippen, deren Position an deutliche, laterale Erhebungen gebunden sind (ca. 4 pro Umgang).

Verbreitung: Unterer Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich; unterer Teil des Spät-Albian von Vorarlberg und Madagaskar.

4.5.3. Mortoniceratinae

SUBFAMILIE MORTONICERATINAE SPATH, 1925c

Gattung *Mortoniceras* MEEK, 1876

Untergattung *Deiradoceras* VAN HOEPEN, 1931

Typusart *Subschloenbachia prerostrata* SPATH, 1921

Mortoniceras (Deiradoceras) aff. exile (VAN HOEPEN, 1941)

(Taf. 13, Fig. 11)

- *1941 *Deiradoceras exilis* VAN HOEPEN, S. 78, Taf. 14, Abb. 40, 41.
 1950b *Deiradoceras cf. exile* VAN HOEPEN - COLLIGNON, S. 74, 75, Taf. 13, Fig. 1, 1a, Abb. 4.
 1971 *Mortoniceras (Deiradoceras) cf. exile* (VAN HOEPEN) - RENZ, S. 602, 604, Taf. 11, Fig. 1, Abb. 6e, 7l.
 1982 *Mortoniceras (Deiradoceras) cf. exile* (VAN HOEPEN) - RENZ, S. 54, Taf. 12, Fig. 5.

Material: Ein Exemplar aus der Plattenwald-Schicht.

	WH	WB	WB/WH	
AF 1/92	28	40	1,42	mit Knoten gemessen zwischen den Knoten gemessen
		30	1,07	

Beschreibung: Das Fragment zeichnet sich aus durch einen breiten, trapezoidalen Windungsquerschnitt mit leicht konkaver Externseite und steiler, hoher Nabelwand, durch ein evolutives Gehäuse, sowie durch eine grobe, kräftige Berippung mit stark hervorgehobenen, plumpen Umbilikalknoten und weniger kräftigen Ventrolateralknoten. Von jedem Umbilikalknoten gehen ein oder zwei Rippen aus. Die zweite Rippe kann auch als Schaltrippe, losgelöst vom Umbilikalknoten, hervortreten. Die Rippen weichen zwischen den Knoten stark zurück, sind jedoch noch erkennbar.

Die Sutura weist einen breiten Sattel E/L, sowie einen ausgeprägten, nahezu symmetrischen Laterallobus auf. Von den Umbilikalloben ist nur U₂ sichtbar (vgl. Taf. 13, Fig. 11b)

Die hervorstechenden Merkmale des vorliegenden Fragments sind der sehr breite, niedere Windungsquerschnitt und die kräftigen Umbilikalknoten. AF 1/92 kann am ehesten mit *Mortoniceras (D.) cf. exile* (VAN HOEPEN) in COLLIGNON (1950b) und in RENZ (1971, 1982) verglichen werden. Der Holotyp dieser Art weist dagegen eine geringere WB auf (vgl. VAN HOEPEN, 1941).

Verbreitung: Spät-Albian von Süd-Afrika und Madagaskar; oberer Teil der *inflatum*-Zone von Venezuela; Vorarlberg.

Gattung *Prohysterocheras* SPATH, 1921

Untergattung *Goodhallites* SPATH, 1932

Typusart *Ammonites Goodhalli* J. SOWERBY, 1820

Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli (J. SOWERBY, 1820)

(Taf. 13, Fig. 12)

- *1820 *Ammonites Goodhalli* J. SOWERBY, S. 100, Taf. 255.

- 1934 *Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* (J. SOWERBY) - SPATH, S. 447-452, Taf. 49, Fig. 3; Taf. 50, Fig. 1; Taf. 51, Fig. 2, 6; Taf. 54, Fig. 2, 10; Taf. 56, Fig. 6-9, Abb. 153-155, 158a, b.
 1971 *Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* (SOWERBY) - RENZ, S. 593, 594, Taf. 3, Fig. 15, Abb. 4.
 1982 *Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* (SOWERBY) - RENZ, S. 51, Taf. 12, Fig. 7.

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.
Beziehungen: Die Berippung tritt beim vorliegenden Fragment im Vergleich zu den englischen Vertretern stärker hervor (vgl. SPATH, 1934). Eine ähnlich starke Berippung ist bei *Prohysterocheras richardsi* WHITEHOUSE (1926) vorhanden. Diese Art wurde bereits von SPATH mit *P. (G.) goodhalli* (J. SOWERBY) gleichgesetzt. Die übrigen Merkmale des Fragmentes passen gut zu der von SPATH ausführlich beschriebenen Art.

Verbreitung: Höherer Teil der *inflatum*-Zone von England, Frankreich, Bulgarien (?), Australien und Venezuela; Vorarlberg.

4.5.4. Stoliczkainae

FAMILIE LYELLICERATIDAE SPATH, 1921

SUBFAMILIE STOLICZKAINAE BREISTROFFER, 1953

Gattung *Neophlycticeras* SPATH, 1921

Untergattung *Eotropidoites* CASEY, 1965

Typusart *Neophlycticeras jayeti* BREISTROFFER, 1936d

Neophlycticeras (Eotropidoites) jayeti (BREISTROFFER, 1936d)

(Taf. 13, Fig. 13)

- 1931 *Neophlycticeras blancheti* (PICTET & CAMPICHE) - SPATH, S. 323, 324, Taf. 34, Fig. 13.
 *1936d *Neophlycticeras jayeti* BREISTROFFER, S. 65.
 1965 *Neophlycticeras (Eotropidoites) jayeti* BREISTROFFER - CASEY, S. 462, Abb. 173a.
 1975 *Neophlycticeras (Eotropidoites) jayeti* BREISTROFFER - AMEDRO, S. 108, 109.
 1979a *Neophlycticeras jayeti* BREISTROFFER - SCHOLZ, S. 90.

Material: Ein Exemplar aus der Wannenalp-Schicht.
Beschreibung und Beziehungen: Das Gehäuse des vorliegenden Exemplars ist vollständig gekammert. Es zeichnet sich aus durch einen engen Nabel (NW/DM = 0,18), durch rasch an Höhe gewinnende Windungen (WH/DM = 0,5, DM = 38 mm), sowie durch einen hochovalen, komprimierten Windungsquerschnitt mit zunächst parallelen, im äußeren Drittel der Windungen konvergierenden Flanken, mit gerundeter Externseite und steilem, leicht kantigem Nabelabfall. Die Skulptur ist recht schwach ausgebildet. Im äußeren Drittel der Flanken sind etwa 30 stumpfe, leicht prorsiradiare Rippen erkennbar. Extern werden sie durch einen unauffälligen, zopfartig ausgebildeten Kiel unterbrochen.

Neophlycticeras (E.) destombesi AMEDRO (1975) ist recht nahe verwandt. Es unterscheidet sich durch eine feinere Berippung (etwa 40 pro Umgang) und eine ausgeprägtere Involution.

Verbreitung: Unterer Teil der *inflatum*-Zone von England und Frankreich. Frühes Spät-Albian von Vorarlberg.

Gattung *Stoliczkaia* NEUMAYR, 1875
Untergattung *Stoliczkaia* NEUMAYR, 1875
Typusart *Ammonites dispar* d'ORBIGNY, 1841

Stoliczkaia (Stoliczkaia) sp.

(Taf. 13, Fig. 14)

Material: Ein Fragment aus der Plattenwald-Schicht.

Beschreibung und Beziehungen: Das vorliegende Fragment umfaßt etwa $\frac{1}{4}$ Windung. Das Gehäuse ist stark involut. Der Windungsquerschnitt ist deutlich hochoval (WB/WH = 0,74), mit konvexen Flanken und einer gerundeten Externseite. Der Nabelabfall ist gerundet und untief. Die Skulptur auf dem Fragment besteht aus leicht geschwungenen, prorsiradiaten Rippen. Von den scharfen, deutlichen Umbilikalknoten geht jeweils eine Hauptrippe aus. Zwischen den Hauptrippen kommen zwei Schaltrippen vor, welche im inneren Drittel der Flanken einsetzen. Die Rippen überziehen die Externseite in einem leicht vorwärts gerichteten Bogen.

Die relativ einfache Sutura zeichnet sich durch einen breiten, asymmetrisch tripartiten Laterallobus, durch einen hohen, schmalen Sattel L/U₁ und durch fünf sichtbare Umbilikalloben vor der Naht aus.

SCHOLZ (1979a) konnte an Hand von umfangreichem Material die große Variabilität dieser Gattung aufzeigen. Er stellt aus diesem Grund sämtliche bis dahin bekannten Arten in die Synonymie von *Stoliczkaia (S.) dispar* (d'ORBIGNY) und unterscheidet lediglich drei Unterarten. Da beim vorliegenden Fragment keine Marginal- und Siphonalknoten sichtbar sind (verwittert?), ist eine Zuordnung zu einer dieser drei Unterarten nicht möglich. Bezüglich Berippung läßt sich das vorliegende Exemplar gut mit den von SPATH (1931, Taf. 32, Fig. 7) und SCHOLZ (1979a, Taf. 14, Fig. 4) abgebildeten Formen vergleichen.

Verbreitung: Oberster Teil der *inflatum*-Zone sowie *dispar*-Zone von West- und Mittel-Europa, Afrika und Indien.

5. Biostratigraphie und -geographie

5.1. Aptian

Die von MIKHAILOVA (1979) und DRUSCHTCHITZ & GORBATSCHIK (1979) vorgeschlagene Zonierung für das Aptian Süd-Rußlands kann als realistische Grundlage für die Abfolge der Vorarlberger Faunen verwendet werden, da mit den russischen Faunen gute Übereinstimmung besteht. Die von CASEY (1961a) aufgestellte, detaillierte Zonengliederung erscheint auf dem ersten Blick zwar attraktiv, kann dennoch wegen taxonomischer Unsicherheiten einzelner Zonenfossilien (z. B. *Chelonicerases „martinoides“* CASEY) und wegen der ungünstigen Ausbildung bestimmter Schichtglieder in England (z. B. Kondensation des „Lower Greensand“ im Bereich des Spät-Aptian) hier nicht angewendet werden (vgl. KEMPER, 1964, S. 57; 1982, S. 30).

5.1.1. Früh-Aptian

Als älteste Faunenelemente liegen *Deshayesites* sp. (Profil FU) und *Dufrenoyia furcata* ([J. de C. SOWERBY] Pro-

fil FR) aus der Gegend der Unter-Wäldle-Alp (NW Alpkopf) vor. Sie belegen die *deshayesi*- bzw. die *furcata*-Zone. Von HEIM & SEITZ (1934) ist das Auftreten der gleichen Gattungen aus dem Gebiet von Röhthi und Tisis bekannt. In der sonst fossilreichen Lokalität Margarethenkapf (Profil JF) in Feldkirch konnten dagegen keine Vertreter der *Deshayesitidae* festgestellt werden. Frühaptische Ammonoidea scheinen demnach nur lokal in Vorarlberg vorzukommen.

Die bekannten Lokalitäten der Luitere-Schicht in der Schweiz weisen alle eine Fauna aus dem frühen Spät-Aptian auf (vgl. JACOB & TOBLER, 1906; GANZ, 1912; Arn. HEIM, 1913; FICHTER, 1934; KELLER, 1983). Eine Ausnahme bildet der Fund von *dufrenoyia* cf. *truncata* SPATH (vgl. RICK, 1985).

Die osthelvetische Lokalität am Grünten (Allgäu) hat dagegen eine reiche Fauna aus dem gesamten Früh-Aptian, sowie aus dem unteren Teil des Spät-Aptian geliefert (vgl. GEBHARD, 1983, 1985).

5.1.2. Spät-Aptian

Eine altbekannte Fundlokalität für Spät-Aptian-Fossilien in Vorarlberg ist die Luitere-Schicht im Profil JF bei Margarethenkapf in Feldkirch (vgl. ESCHER v. D. LINTH, 1853; VACEK, 1879; TRÜMPY, 1916; SCHAAD, 1925; HEIM & SEITZ, 1934). Das weitaus häufigste Faunenelement ist *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER). Eine weitere häufige Form ist *Chelonicerases subnodosocostatum* (SINZOW). Diese Formen weisen auf die *crassocostatum*-*subnodosocostatum*-Zone hin. Selten kommen dagegen Formen der Gattung *Parahoplites* vor (je ein Exemplar in Profil JF und FU). Damit dürfte auch die *melchioris*-Zone belegt sein.

Die übrigen Ammonoidea aus diesen Fundstellen (*Phylloceras [Hypophylloceras]*, *Hamiticeras*, *Puzosia [Melchiorites]* und *Beudanticeras [Zürcherella]*) stellen schlechte Zeitindikatoren dar.

Ein Vergleich mit den klassischen Vorkommen in SE-Frankreich zeigt große Unterschiede bezüglich der Ammonitenfauna. Die in Vorarlberg häufige Gattung *Colombiceras* tritt in Frankreich nur untergeordnet auf (*C. crassocostatum* [D'ORBIGNY], vgl. THOMEL, 1963). *C. tobleri* (JACOB & TOBLER) ist aus Frankreich nicht bekannt. *Chelonicerases* kommt in SE-Frankreich zwar ebenfalls häufig vor, allerdings in Form von anderen Arten (z. B. *C. tschernyschewi* [SINZOW], diese Art ist in Vorarlberg äußerst selten; *C. subnodosocostatum* [SINZOW] fehlt dagegen in SE-Frankreich). Die in Frankreich häufigen Gattungen *Aconeceras* und *Gargasiceras* kommen – vielleicht auch aus ökologischen Gründen – in Vorarlberg nicht vor. Auch mit den Faunen englischer Vorkommen bestehen keine sehr engen Beziehungen (vgl. CASEY, 1960–1980).

Eine recht gute Verwandtschaft besteht dagegen zu den osteuropäischen Vorkommen. Reiche Vergesellschaftungen von *Colombiceras*, *Chelonicerases* und *Parahoplites* sind vor allem aus Süd-Rußland bekannt (vgl. SINZOW, 1906, 1908; KARAKASCH, 1907; KAZANSKY, 1914; NIKCHITCH, 1915; DRUSCHTCHITZ & KUDRJAVCEV, 1960; MIKHAILOVA, 1979). Die meisten in Vorarlberg vorkommenden Arten wurden entweder im russischen Raum aufgestellt, oder sind von dort beschrieben worden.

Die Affinität der Vorarlberger Spät-Aptian-Ammonoidea zu osteuropäischen Ammonoidea kann auf das damalige Vorhandensein einer E–W gerichteten, küstenparallelen Strömung zurückgeführt werden (FÖLLMI, 1986, im Druck).

Die vorliegende Fauna weist viele Tethys-Elemente auf. *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER) ist auf den mittleren Tethysraum beschränkt; *Puzosia* (*Melchiorites*), *Phylloceras* (*Hypophylloceras*), *Sowerbyceras* (*Holcophylloceras*) und in geringerer Masse *Beudanticeras* (*Zürcherella*) bevorzugen den Tethysraum.

Die *melchioris*-Zone ist, wie oben bereits erwähnt, bloß dürftig belegt, und für die nachfolgende *nolani-nodosocostatum*-Zone sind gar keine paläontologischen Belege vorhanden. Wichtige Formen aus dieser Zone wie *Acanthoplites* oder *Diadochoceras* fehlen in Vorarlberg.

Bisher unbekannt war das Vorkommen von Ammonoidea aus der höchsten Aptian-Zone (*jacobi*-Zone: oberer Teil des „Clansayesen“ SE-Frankreichs) in Vorarlberg. Die Zone kann durch die Fossilien von der Basis der Rankweiler Schichten im Typusprofil in Rankweil (Profil IY) nachgewiesen werden (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987). Die Vergesellschaftung von *Hypacanthoplites rubricosus* CASEY, *H. sarasini* (COLLET) und *H. subrectangulatus* (SINZOW), mit einer Begleitfauna aus *Desmoceras* sp., *Puzosia* [*Melchiorites*] cf. *emerici* (RASPAIL) und *Beudanticeras* [*Pseudorbulites*] *convergens* (JACOB) weist eindeutig auf die *jacobi*-Zone hin.

Ein Vergleich zu anderen Lokalitäten zeigt, daß dieselbe und ähnliche *Hypacanthoplites*-Arten in Süd-Rußland (vgl. SINZOW, 1908; DRUSCHTCHITZ & KUDRJAWEV, 1960), in Nord-Deutschland (vgl. KEMPER, 1971, 1975, 1982), in England (vgl. CASEY, 1965) und in SE-Frankreich (vgl. BREISTROFFER, 1947) vorkommen. *Puzosia* (*Melchiorites*) und *Beudanticeras* (*Pseudorbulites*) sind auf den Tethysraum begrenzt.

Die Gegensätze zu England und Frankreich scheinen im Vergleich zum frühen Spät-Aptian geringer zu sein. Die zu dieser Zeit erfolgte Öffnung der Straße über dem Pariser Becken (vgl. JUIGNET, RIOULT & DESTOMBES, 1973) dürfte eine gewisse Faunenhomogenisierung im europäischen Raum herbeigeführt haben.

„Clansayesen“-Faunen sind bisher aus dem östlichen helvetischen Raum nicht bekannt. Eine Ausnahme bildet vielleicht der Einzelfund von *Hypacanthoplites newingtoni* CASEY aus dem allgäuischen Steinbruch „an der Schanz“ (vgl. WEIDICH, SCHWERD & IMMEL, 1983). Allerdings sind Adultstadien von *Hypacanthoplites* generell sehr schwer bestimmbar: Die in der Diagnose angeführten Merkmale könnten ebenso gut auf ein *Hypacanthoplites* des Früh-Albian zutreffen.

5.2. Albian

Die vorliegenden Albian-Ammonoidea stammen zu einem großen Teil aus der Plattenwald-Schicht. Ein kleinerer Teil wurde in der Durschlägi- und in der Wannenalp-Schicht gefunden. Weitere, vereinzelte Ammonoidea wurden in den Sellamatt-Schichten, in den Klausen und in den Rankweiler Schichten gefunden.

Gute Früh-Albian-Faunen lieferten vor allem die Profile im Gebiet der Dornbirner Ache (Profile BZ, CA und DB), im Gebiet E Hangspitz (Profil HK), in der Gegend von Klaus und Plattenwald (Profile DV, DZ, DW) und in Gegend E Feldkirch (Profile JN, JO und JP).

Reiche Mittel-Albian-Faunen konnten im Profil AF beim Müselbach, in Profil BR N Strahlkopf und im Profil DP am Emmabach bei Meschach gefunden werden.

Ammoniten des Spät-Albian sind im Profil AF, Müselbach, im Profil AX E Hohenems, sowie in den Profilen BG und BT beim Schwarzenberg gut vertreten.

Die Zuordnung von Ammonoidea ohne großen Leitwert zu einer bestimmten Zone stellte sich infolge der starken und lang andauernden Kondensation der Plattenwald-Schicht und der daraus resultierenden Faunenvermischung als sehr schwierig heraus.

5.2.1. *tardefurcata*-Zone

Als Indikatoren dieser Zone können *Hypacanthoplites inflatus* (BREISTROFFER Ms) SORNAY und *H. trivialis* BREISTROFFER, sowie die Vertreter der Gattung *Leymeriella* herangezogen werden. Der Grenzbereich spätestes Aptian/frühestes Albian ist durch das Vorkommen von *Hypacanthoplites anglicus* CASEY dokumentiert. Die ältesten Vertreter der Leymeriellidae stellen die Arten *Leymeriella* (*L.*) *tardefurcata* (LEYMERIE in D'ORBIGNY) und *L.* [*L.*] *tenuicostata* SAVELIEV. Zahlenmäßig dominieren allerdings die Vertreter der Untergattung *Neoleymeriella*. Vorläufer der Gattung *Leymeriella*, die für den unteren Teil der *tardefurcata*-Zone charakteristisch sind (z. B. *Proleymeriella schrammeni* [JACOB]), wurden in Vorarlberg bis jetzt nicht gefunden. Ebenso fehlen Vertreter der Hoplitinae und Cleoniceratinae (mit einer Ausnahme: *Cleoniceras* [*C.*] aff. *morgani* SPATH). Ökologisch ungünstige Bedingungen können hierbei durchaus im Vordergrund stehen. Nach KEMPER (1982, S. 31) sind *Leymeriella* und *Hypacanthoplites* eher an tieferes Wasser gebunden, während die Mitglieder der Hoplitinae und Cleoniceratinae normalerweise in Sedimenten des Flachwassers vorkommen.

Mit der zahlenmäßig untergeordnet auftretenden Begleitfauna aus *Partschiceras baborense* (COQUAND), *Hamites gibbosus* J. SOWERBY und *H. compressus* J. SOWERBY, sowie *Beudanticeras* (*Pseudorbulites*) *convergens* (JACOB) sind Tethysformen vertreten. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Hamites* in dieser Periode: In NW-Europa sind aus der *tardefurcata*-Zone keine Anisoceratidae bekannt. CASEY (1961b, S. 93) nimmt aus diesem Grund Stellung gegen eine Abstammung der Anisoceratidae von den Ancyloceratidae. Das Vorkommen von *Hamites* in Vorarlberg ist ein Indiz dafür, daß die lückenhafte Abfolge der Anisoceratidae in NW-Europa vor allem ökologisch bedingt ist.

Im Vergleich zu der Begleitfauna dominieren die Leymeriellen, die als boreale Formen gelten (vgl. SEYED-EMAMI, 1980; KEMPER, 1983), zahlenmäßig bei weitem. *Hypacanthoplites* kann als eurytherme Form mit größerem Verbreitungsgebiet betrachtet werden. Durch das massenhafte Vorkommen von Aucellinen in den Aufschlüssen JN, JO und JP E Feldkirch wird der boreale Einfluß auf die Fauna unterstrichen (vgl. BREISTROFFER, 1935; KEMPER, 1982).

Eine ähnliche Faunenzusammensetzung kann auch in benachbarten Gebieten wie z. B. SE-Frankreich (vgl. BREISTROFFER, 1947) beobachtet werden. Wie in Vorarlberg treten auch dort typische Tethysformen wie *Phylloceras* und Mitglieder der Lytoceratina zahlenmäßig stark zurück. Es kommt zu einer Dominanz von eurythermen und borealen Formen. Dieser Einfluß wurde durch die im spätesten Aptian erfolgte Öffnung der Straße über das Pariser Becken und die nachfolgende Zufuhr von borealem Wasser im helvetischen Schelfbereich ermöglicht.

5.2.2. *mammillatum*-Zone

In Vorarlberg wird die obere Zone des Früh-Albian durch die schwer bestimmbaren Vertreter der Gattung

Douvilleicer belegt. Die effektive zeitliche Verbreitung dieser Gattung ist allerdings größer. Manche Formen setzten bereits im oberen Teil der *tardefurcata*-Zone ein, andere kommen bis in den unteren Teil der *dentatus*-Zone vor. Der Grenzbereich *tardefurcata*-/*mammillatum*-Zone ist durch *Cleoniceras* aff. *morgani* SPATH angedeutet. Als Leitfossil für den unteren Teil dieser Zone kann eventuell *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORBIGNY) herangezogen werden. Allerdings sind Vertreter dieser viel zitierten Art in Wirklichkeit selten; daher ist die vertikale Verbreitung schlecht bekannt. Der obere Teil der *mammillatum*-Zone wird durch *Otohoplites* indiziert. Einige Vertreter der Gattung persistieren allerdings in den unteren Teil der *dentatus*-Zone (vgl. DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT, 1973).

In den Aufschlüssen der Plattenwald-Schicht, in denen Formen dieser Zone dominieren (Gegend von Klaus: Profile DV, DW, DZ) treten als begleitende Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Kossmatella*, *Puzosia*, *Beudanticeras*, *Hamites* und *Anisoceras* (*Protanisoceras*) auf. Mitglieder der Cleoniceratinae und Hoplitinae wie z. B. *Sonneratia*, *Pseudosonneratia*, *Cleoniceras*, *Protohoplites* und *Otohoplites* sind generell stark unterverteten; die der Superfamilie der Acanthocerataceae wie *Platinknemiceras*, *Tegoceras* und *Parerigonoceras* fehlen ganz. Bezeichnend ist auch das Fehlen von *Uhligella* bei den Beudanticeratinae (dies auch in den übrigen Albian-Zonen). Insgesamt überwiegen die hochmündigen, glattschaligen Vertreter von *Beudanticeras* (*Beudanticeras*) im Vergleich zu den stärker skulptierten, gedrungeneren Formen. Im übrigen scheint die kurze zeitliche Verbreitung der einzelnen Arten von *Beudanticeras* (*B.*) in England (nach wie vor das am besten dokumentierte Gebiet in Europa) vor allem ökologisch bedingt und nicht ohne weiteres auf den Tethysraum übertragbar zu sein.

Durch das oben erwähnte Fehlen vieler Gattungen, die in England und Frankreich vorhanden sind, wird ein Vergleich mit diesen Gebieten erschwert. Andererseits ist durch das im Vergleich zu der *tardefurcata*-Zone verstärkte Auftreten von Mitgliedern der Phyllo- und Lytoceratina der Einfluß der Tethys offensichtlich. Diese findet eine Bestätigung im Fehlen der Aucellinen. *Birostrina* der Gruppe *salomoni* (D'ORBIGNY) – *concentrica* (PARKINSON) hat ihre ökologische Nische eingenommen.

5.2.3. *dentatus*-Zone

Überraschend ist die große Anzahl der in Vorarlberg gefundenen Hoplitinae, welche aus dieser Zone stammen. Sie stellen die wichtigsten Leitfossilien der *dentatus*-Zone. Mit *Hoplites* (*Isohoplites*) aff. *eodentatus* CASEY und *H. (H.) caletanus* DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT ist der untere Teil der *dentatus*-Zone belegt. *H. (H.)* cf. *pseudodeluci* SPATH ist charakteristisch für den mittleren Teil der Zone und der obere Teil wird durch Formen wie *H. (H.) rudis* PARONA & BONARELLI und *H. (H.)* cf. *spathi* BREISTROFFER indiziert. Eine weitere Art, die zu dieser Zone gerechnet werden kann, ist die in einer erstaunlichen Zahl auftretende *Pictelia astieriana* (D'ORBIGNY). Die Einzelfunde von *Brancoeras* sp. im Profil DP und *Oxytropidoceras* (*O.*) sp. im Profil BR weisen ebenfalls auf die *dentatus*-Zone hin. Die Begleitfauna kann mit der nötigen Vorsicht (da auch ältere und jüngere Formen vorhanden sind) aus den Fossilisten der Profile BR und DP abgelesen werden. Auffallend ist dabei die Anzahl und Diversität der Lytoceratina (*Lytoceras*, *Protetragonites*, *Pictelia*, *Kossmatella*, *Jauberticeras* und *Tetragonites*). Nennenswert

ist auch die Vielfalt der Vertreter der Anisoceratidae. *Puzosia* (*P.*) und *Beudanticeras* (*B.*) sind zahlenmäßig ebenfalls gut vertreten. Die Acanthocerataceae sind dagegen bloß durch ein Fragment von *Brancoeras* und *Oxytropidoceras* (*O.*) vertreten. Gattungen wie *Lyelliceras* und *Mojisoviczia* fehlen.

Die *dentatus*-Zone kann als Blütezeit der Vorarlberger Hoplitinae betrachtet werden. Jüngere Gattungen wie *Euhoplites* und *Epihoplites* sind dagegen mit nur wenigen Exemplaren vertreten. Einzig *Anahoplites* kommt häufiger vor.

Insgesamt stellt die *dentatus*-Zone die am besten belegte und wohl auch reichhaltigste Zone im Vorarlberger Albian dar. Gute Übereinstimmung besteht – was die Hoplitinae anbelangt – mit England und Frankreich (z.B. Escagnolles!). Andererseits weist die Diversität und zahlenmäßige Präsenz der Phyllo- und Lytoceratinae auf den vorherrschenden Tethys-Charakter der vorliegenden Fauna hin.

5.2.4. *loricatus*- und *lautus*-Zone

In der Zeit der beiden hier zusammengefaßten Zonen treten die borealen Faunenelemente stark zurück. Da jedoch der Hauptteil der Leitfossilien dieser beiden Zonen charakteristisch für den nördlich gemäßigten Bereich ist, fällt es schwer, sich ein Bild über diesen Zeitabschnitt zu machen.

Die Basis der *loricatus*-Zone kann durch *Anahoplites praecox* SPATH und *A. intermedius* SPATH eindeutig belegt werden. Ein weiteres Indiz für die Zone kann im Vorhandensein der Art *Turrillitooides* (*Proturrillitooides*) cf. *senequierianus* (D'ORBIGNY) gesehen werden.

Die *lautus*-Zone wird durch *Euhoplites* aff. *lautus* (PARKINSON Ms in J. SOWERBY) angedeutet. *Anahoplites daviesi* SPATH und *Oxytropidoceras* (*Manuaniceras*) cf. *carbonarium* (GABB) sind nach Literaturangaben (SPATH, 1926a; YOUNG, 1966; OWEN, 1971) für den oberen Teil dieser Zone leitend. Das Auftreten von *Oxytropidoceras* (*Manuaniceras*) cf. *carbonarium* (GABB) ist bemerkenswert, da die Untergattung in Europa kaum bekannt ist.

Über die Begleitfauna kann nicht viel ausgesagt werden, da Sequenzen mit Ammonoidea, welche lediglich diese beiden Zonen umspannen, fehlen.

5.2.5. *inflatum*-Zone

Diese Zone ist in Vorarlberg gut belegt. Als Leitformen des unteren Abschnittes gelten *Epihoplites* sp. juv. (ex gr. *denarius* [J. de C. SOWERBY] – *gibbosus* SPATH), *Dipoloceras* (*D.*) *pseudaoon* SPATH und *Neophlycticeras* (*Eotropidoites*) *jayeti* BREISTROFFER. Der obere Teil wird durch *Hystoceras bucklandi* (SPATH) und *H. ascendens* SPATH, durch *Mortoniceras* (*Deiradoceras*) aff. *exile* (VAN HOEPEN), *Prohysteroeras* (*Goodhallites*) *goodhalli* (J. SOWERBY), sowie durch *Eoscapites subcircularis* (SPATH) angedeutet.

Während im späten Früh- und Mittel-Albian die Mitglieder der Acanthocerataceae deutlich unterverteten sind, stellen sie in dieser Zone einen wichtigen Anteil der gesamten Ammonitenfauna. Vertreter der Hoplitinae kommen dagegen – wie bereits im oberen Teil der *loricatus*- und in der *lautus*-Zone – kaum vor.

Ein gutes Bild über die Begleitfauna kann aus den Aufschlüssen in der Wannenalp-Schicht in der Gegend von Schwarzenberg (Profile AX, BF, BG, BT) gewonnen werden. Die Fauna setzt sich zusammen aus *Phylloceras* (*Hypophylloceras*), *Tetragonites*, *Turrillitooides*, *Hamites*, *Anisoceras*

(*A.*), *Pseudhelicoceras*, *Puzosia* (*P.*), *Beudanticeras* (*B.*), *Hystoceras* und Vertretern der Acanthocerataceae.

Von speziellem Interesse ist ein Fragment aus Aufschluß BF, das als *Labeceras* (?) *collignoni* sp. nov. bestimmt wurde. Wenn sich die Zugehörigkeit zu *Labeceras* bestätigt, wäre erstmals ein europäischer Vertreter dieser Gattung gegeben. Insgesamt ist der kosmopolitische Charakter der dieser Zone zugehörigen Fauna aus Vorarlberg offensichtlich. Viele der in Vorarlberg vorkommenden Ammonoidea sind auch aus Afrika, Amerika und Australien bekannt. Das Spät-Albian ist eine Zeit umfassender Transgressionen, welche das weiträumige Vorkommen der aus Vorarlberg vorliegenden Formen bedingen.

5.2.6. *dispar*-Zone

Die *dispar*-Zone ist durch einige unsichere Belege bloß schlecht indiziert. Aus der Plattenwald-Schicht von Profil AF stammen zwei Exemplare der Art *Anisoceras* (*Protanisoceras*) *dorsetensis* SPATH, sowie ein Vertreter der Gattung *Stoliczkaia*. In der Wannenalp-Schicht der Aufschlüsse BF und BG konnte je ein Fragment von *Anisoceras* (*A.*) *pseudoelegans* PICTET & CAMPICHE gefunden werden. Die Plattenwald-Schicht des Profiles CX lieferte ein Fragment von *Anisoceras* (*Protanisoceras*) cf. *recticostatus* (RENZ). Die *Stoliczkaia*en sind charakteristische Leitformen der *dispar*-Zone. Frühe Vertreter der Gattung kommen allerdings bereits im obersten Teil der *inflatum*-Zone vor (vgl. SCHOLZ, 1979a, S. 88). Die obenerwähnten *Anisoceras*en wurden bisher nur aus dieser Zone beschrieben (vgl. SPATH, 1939; BREISTROFFER, 1940, 1947; RENZ, 1968a; SCHOLZ, 1979a).

Von HEIM & SEITZ (1934, S. 205) ist ein Fund von *Stoliczkaia* aus dem Gebiet des Strahlkopfes (Profil DH) bekannt. GEBHARD (1983, S. 96, 97) gibt *Neophlycticeras sexangulatum* (SEELEY) und „*Bergericeras*“ *gresslyi* (PICTET & CHAMPICHE) aus der Gegend von Gütle (Profile W, X) und von Schwarzenberg an (vgl. auch GEBHARD, 1985). Dies sind weitere Belege für das Vorhandensein der *dispar*-Zone in Vorarlberg.

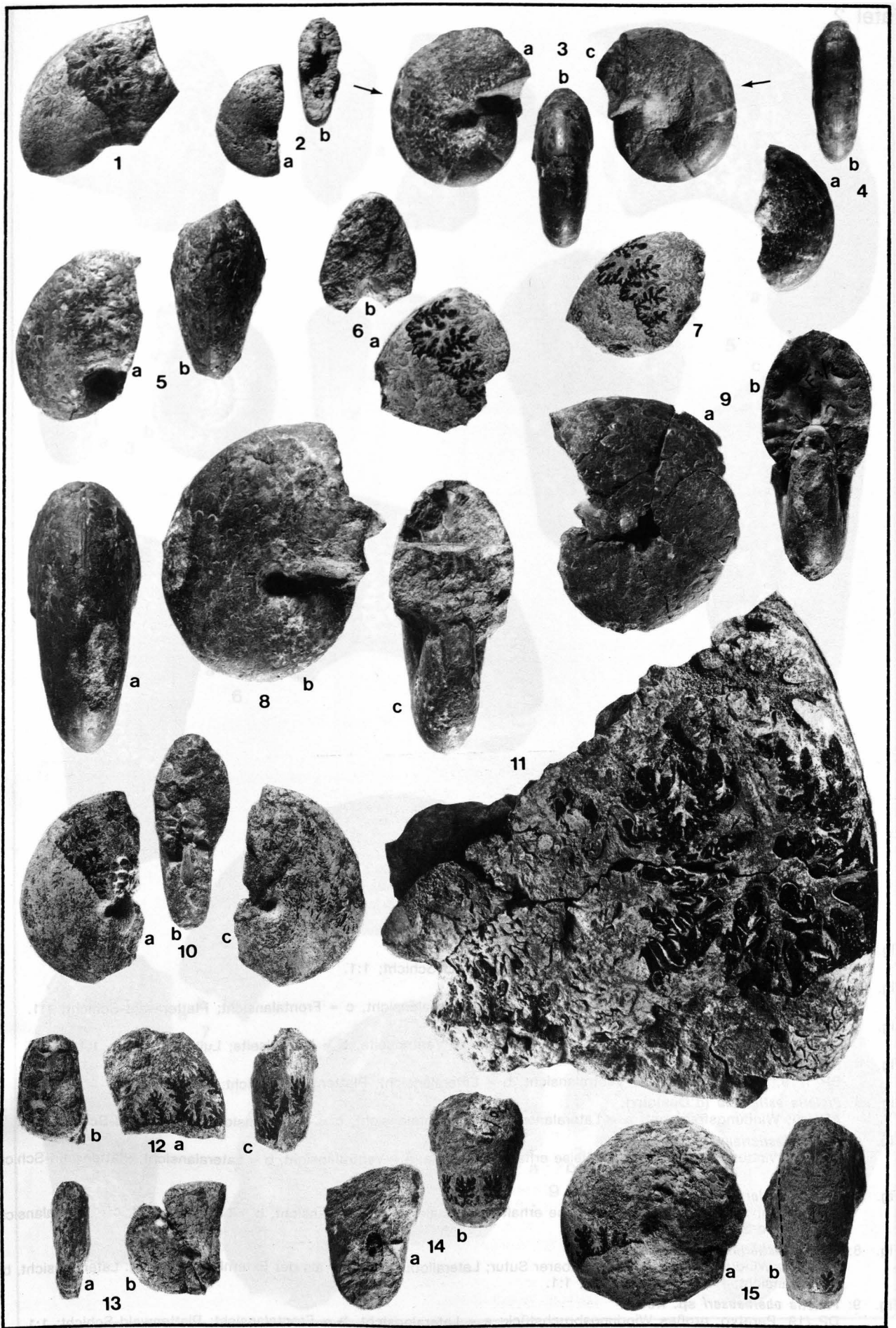
Dank

Die vorliegende Arbeit ist eine revidierte Fassung des paläontologischen Teils meiner Dissertation. Die notwendigen Arbeiten hierzu konnte ich während eines Aufenthaltes an der University of California, Santa Cruz, U. S. A. – ermöglicht durch ein Nachwuchsstipendium des Schweizerischen Nationalfonds – durchführen.

An dieser Stelle möchte ich Prof. Dr. H. RIEBER und Prof. Dr. R. TRÜMPY – Betreuer der Doktorarbeit – herzlich für ihre Unterstützung danken. Dr. R. OBERHAUSER (Wien) und mit ihm der Geologischen Bundesanstalt möchte ich danken für die Erlaubnis, in Vorarlberg arbeiten zu dürfen. Dr. R. OBERHAUSER überließ mir zudem unveröffentlichte Manuskriptkarten von Vorarlberg. Den Präparatoren F. FASSNACHT, H. LANZ, B. BALZARINI und T. BADETSCHER des Paläontologischen Institutes (Univ. Zürich) sei hier gedankt für ihre Hilfe bei der Präparation des Fundmaterials. Insbesondere möchte ich H. LANZ für die umfangreichen und aufwendigen Fotoaufnahmen danken. Dank gebührt ebenso Prof. Dr. R. GARRISON (Santa Cruz) und mit ihm der University of California für die Bereitstellung der Infrastruktur.

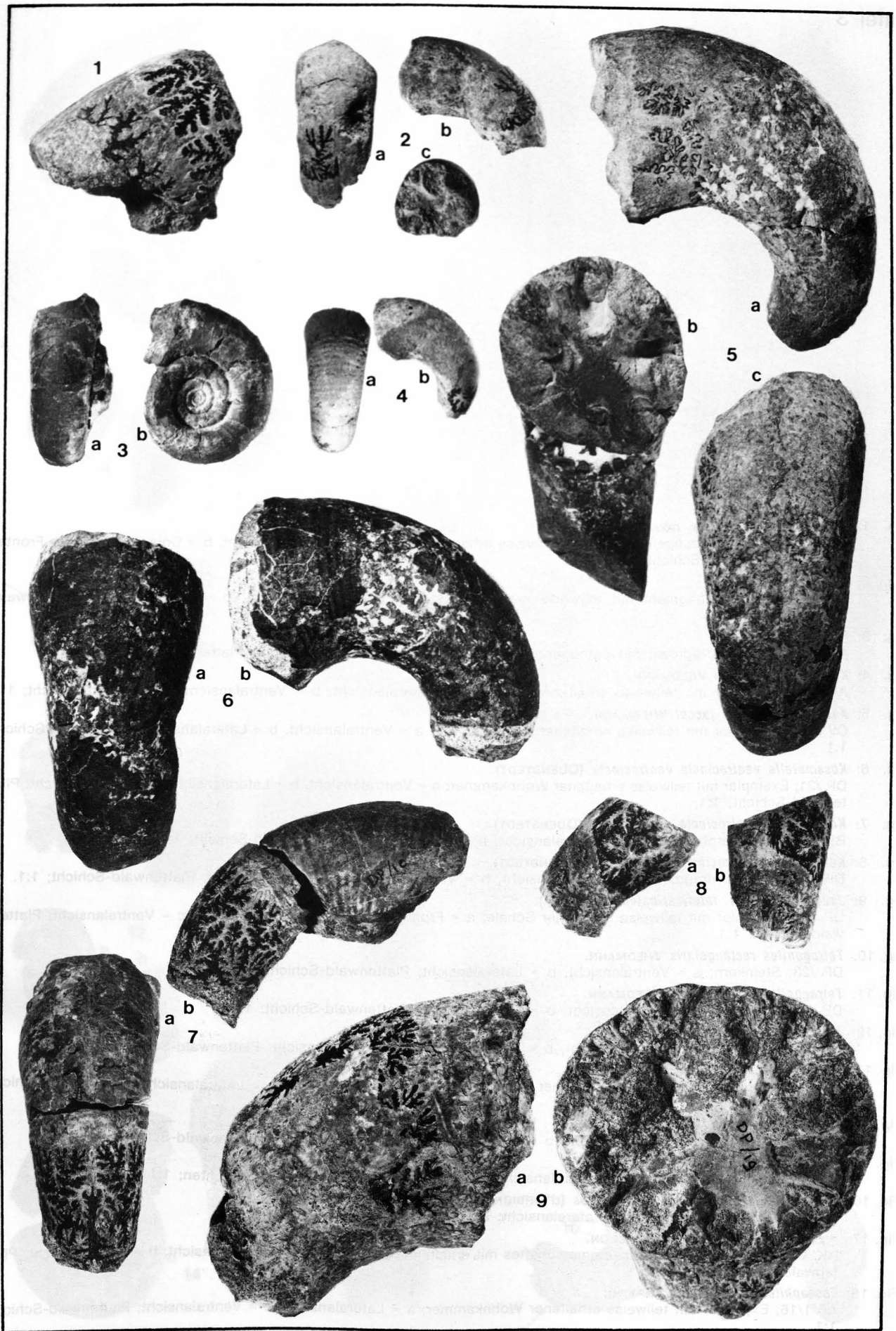
Die Reproduktion der Fossiltafeln wurde durch einen Druckkostenbeitrag der Vorarlberger Landesregierung unterstützt.

- Fig. 1: *Phylloceras (Hypophylloceras) cf. tethys diegoi* BOULE, LEMOINE & THEVENIN.
BR 1/6; Steinkernfragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Phylloceras (Hypophylloceras) cf. tethys diegoi* BOULE, LEMOINE & THEVENIN.
DW 1/2; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Phylloceras (Hypophylloceras) grothi* FALLOT.
FU 10/1; Steinkern eines kleinwüchsigen Exemplares mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a, c = Lateralseite, b = Ventralseite; Luitere-Schicht; 2:1.
- Fig. 4: *Phylloceras (Hypophylloceras) aphrodite* FALLOT & THERMIER.
HD 5–7/1; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Rankweiler Schichten; 2:1.
- Fig. 5: *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum subalpinum* (d'ORBIGNY).
AF 1/1; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum subalpinum* (d'ORBIGNY).
DP /3; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum* KOSSMAT.
BR 1/4; Steinkernfragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum* KOSSMAT.
AF 1/3; Steinkern; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Phylloceras (Hypophylloceras) subalpinum ellipticum* KOSSMAT.
AF 1/2; Steinkern; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Phylloceras (Hypophylloceras) velleidae velleidae* (MICHELIN).
BR 1/2; Steinkernfragment; a, c = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Phylloceras (Hypophylloceras) velleidae velleidae* (MICHELIN).
BR 1/1; Bruchstück einer großen Windung; Sattel E/L ist subtetraphylloid; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense* PERVINQUIÈRE.
AE /1; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense tanit* PERVINQUIÈRE.
A 1/1; Steinkern mit teilweise anhaftender Schale; a = Ventral, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Partschiceras baborense* (COQUAND).
JO /1; Steinkernfragment; a = Frontalansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Sowerbyceras (Holcophylloceras) guettardi* RASPAIL.
Gl 7/1; Steinkern; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.



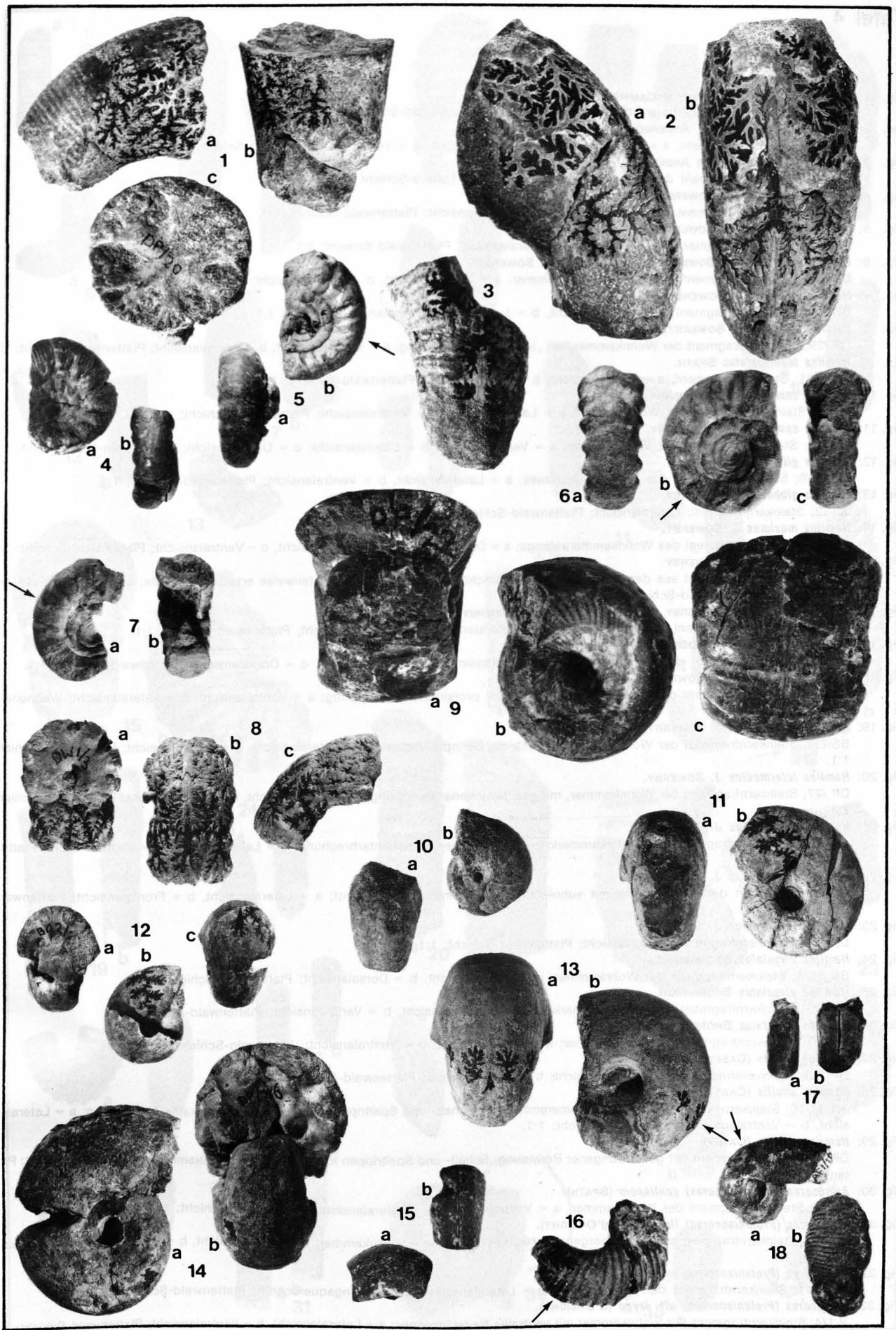
Tafel 2

- Fig. 1: ***Lytoceras cf. crenulatum* CRICK.**
DX 5/1; Steinkernfragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: ***Protetragonites aeolus aeolus* (d'ORBIGNY).**
DP /8; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: ***Protetragonites aeolus aeoliformis* (FALLOT).**
DP /9; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralseite, b = Lateralseite; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: ***Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY).**
BR 1/19; Innenwindung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: ***Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY).**
AF 1/6; Windungsfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: ***Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY).**
AF 1/5; Windungsfragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: ***Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY).**
DP /10; Windungsfragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: ***Pictetia astieriana* (d'ORBIGNY).**
BR 1/24; Windungsfragment mit sichtbarer Suture; Laterallobus ist tiefer als der Externlobus; a = ca. Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: ***Pictetia oberhauseri* sp. nov.**
DP /19; Paratyp; großes Windungsbruchstück; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



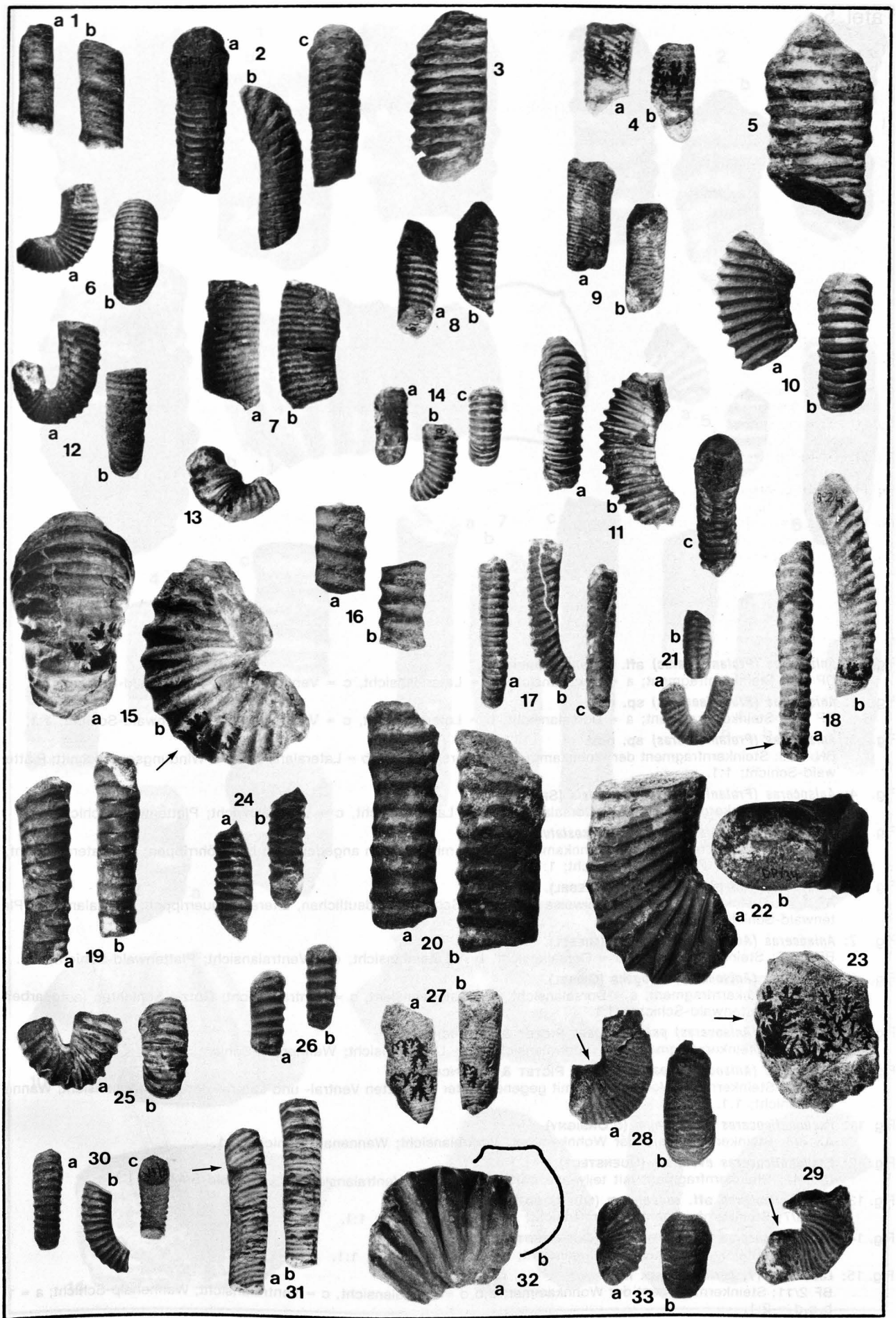
Tafel 3

- Fig. 1: *Pictetia oberhauseri* sp. nov.
DP /20; Holotyp; Windungsfragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Lateralansicht, b = Dorsalansicht; c = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Pictetia* sp. nov.
BR 1/22; Windungsfragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Pictetia* sp.
AF 1/14; Windungsfragment mit pathogener (?) Externfurche; a = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Kossmatella romana* WIEDMANN.
AF 1/15; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Kossmatella jacobi jacobi* WIEDMANN.
CV 15/1; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Kossmatella ventrocincta ventrocincta* (QUENSTEDT).
DP /21; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Kossmatella ventrocincta ventrocincta* (QUENSTEDT).
BR 1/27; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Kossmatella ventrocincta ventrocincta* (QUENSTEDT).
DW 1/3; Steinkernfragment; a = Frontalansicht, b = Ventralansicht, c = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Jauberticeras* aff. *latericarinalum* (ANTHULA).
DP /22; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN.
DP /23; Steinkern; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN.
DP /24; Steinkern; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Tetragonites nautiloides* (PICTET).
BQ 2/1; Steinkern; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Tetragonites nautiloides* (PICTET).
DP /25; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Tetragonites nautiloides* (PICTET).
DP /26; Steinkern; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Tetragonites* sp.
KI 13/4; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Rankweiler Schichten; 1:1.
- Fig. 16: *Turrillitoides* (*Turrillitoides*) *hugardianus* (d'ORBIGNY).
CX 5/1; Windungsfragment; ca. Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 17: *Ptychoceras laeve laeve* MATHERON.
HK 3/1; Fragment eines Wohnkammerschaftes mit erhaltener Umbiegung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 18: *Eoscaphtes subcircularis* (SPATH).
AF 1/16; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.

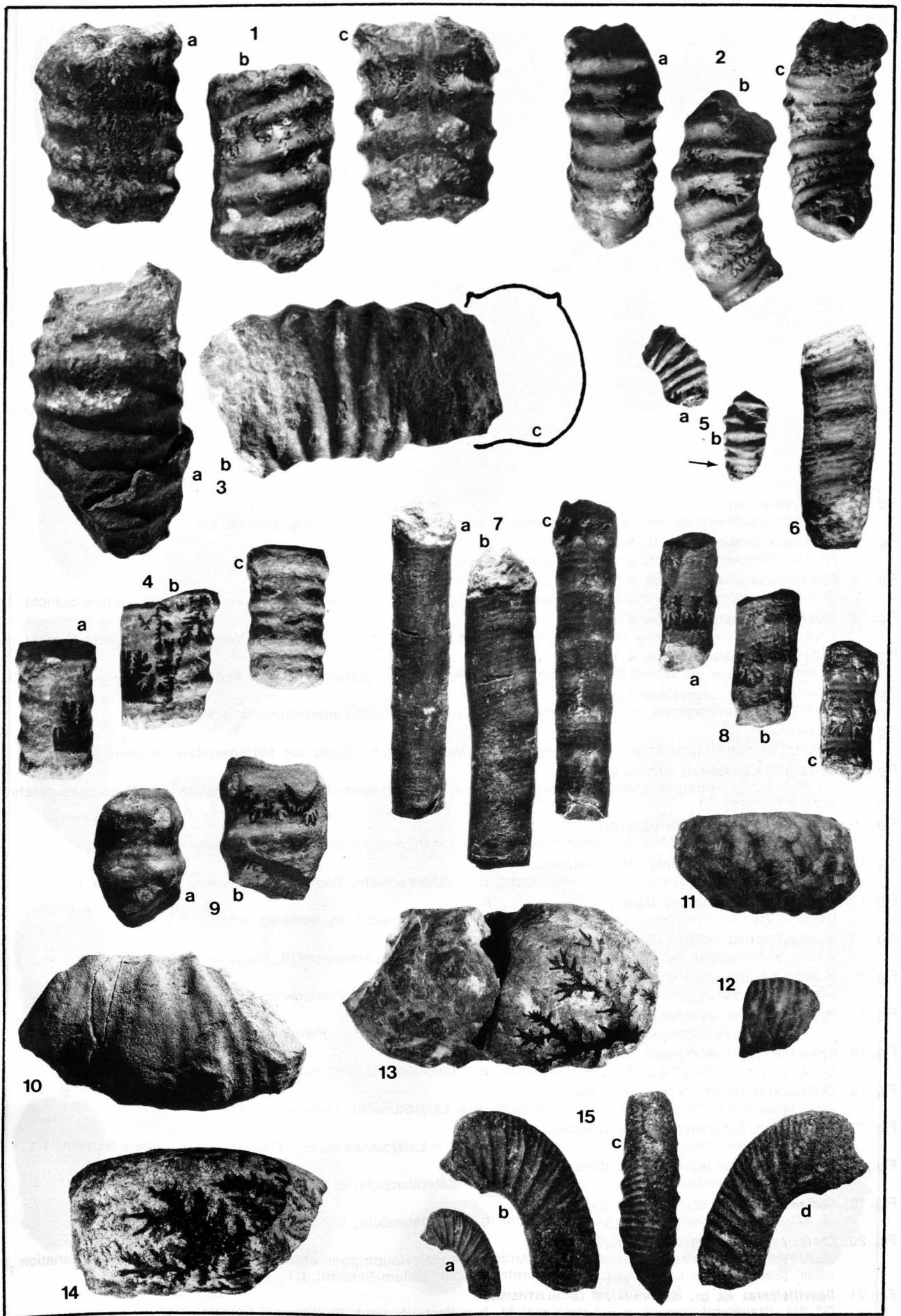


Tafel 4

- Fig. 1: *Lechites* aff. *gaudini* (PICTET & CAMPICHE).
CP 4/3; Steinkern; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Hamiticeras philadelphium* ANDERSON.
JF 4/24; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Hamiticeras philadelphium* ANDERSON.
JF 4/25; Steinkernfragment der Wohnkammer; Lateralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Hamites attenuatus* J. SOWERBY.
DV 12/4; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Dorsalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Hamites attenuatus* J. SOWERBY.
BR 1/35; Steinkernfragment der Wohnkammer; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Hamites attenuatus* J. SOWERBY trans. *gibbosus* J. SOWERBY.
DH 6/4; Steinkernfragment, Anfang der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Hamites rotundus* J. SOWERBY.
BR 1/30; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Hamites rotundus* J. SOWERBY.
DP 12/9; Steinkernfragment der Wohnkammer, mit „subrotundus“-Berippung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Hamites tenuicostatus* SPATH.
BR 1/31; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Dorsalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Hamites compressus* J. SOWERBY.
V 1/1; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Hamites compressus* J. SOWERBY.
JN 2/1; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Dorsalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Hamites gibbosus* J. SOWERBY.
AN 11/6; Steinkernfragment des Wohnkammerknies; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Hamites gibbosus* J. SOWERBY.
JO 2; Steinkernfragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Hamites maximus* J. SOWERBY.
AU 8/1; Steinkernfragment des Wohnkammeranfangs; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Hamites maximus* J. SOWERBY.
DP 7/32; Steinkernfragment aus dem Grenzbereich Phragmokon – Wohnkammer, mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 16: *Hamites maximus* J. SOWERBY. trans. *intermedius* J. SOWERBY.
BN 16/5; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 17: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
S 8/2; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Dorsalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 18: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
BF 2/4; Steinkernfragment des Wohnkammeranfangs, mit prostradiater Berippung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 19: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
BS 2/2; Steinkernfragment der Wohnkammer, weitständig berippte Variante; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 20: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
DP 12/27; Steinkernfragment der Wohnkammer, mit geschwungener Berippung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 21: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
AF 1/18; Steinkernfragment des Wohnkammerknies mit ventraler Rippenunterbrechung; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 22: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
DP 12/34; Steinkern der Wohnkammer mit subrectangulärem Windungsquerschnitt; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 23: *Hamites intermedius* J. SOWERBY.
DP 12/36; Steinkernfragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 24: *Hamites virgulatus* BRONGNIART.
BN 16/4; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Dorsalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 25: *Hamites virgulatus* BRONGNIART.
CX 5/2; Steinkernfragment des Wohnkammerknies; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 26: *Hamites virgulatus* BRONGNIART.
BF 2/7; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 27: *Hamites similis* (CASEY).
DP 12/30; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 28: *Hamites similis* (CASEY).
AN 11/10; Steinkernfragment des Wohnkammerendes, mit Schalt- und Spaltrippen im Bereich der stärksten Umbiegung; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 29: *Hamites similis* (CASEY).
DP 12/48; Schalenfragment mit geschwungener Berippung, Schalt- und Spaltrippen im Bereich des Wohnkammerknies; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 30: *Anisoceras (Protanisoceras) cantianum* (SPATH).
V 1/3; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 31: *Anisoceras (Protanisoceras) flexuosum* (d'ORBIGNY).
BX 5/1; Steinkernfragment aus dem Übergangsbereich Phragmokon – Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 32: *Anisoceras (Protanisoceras) subquadratum* (CASEY).
AF 1/21; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Windungsquerschnitt; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 33: *Anisoceras (Protanisoceras) aff. ixyon* (d'ORBIGNY).
V 1/4; Steinkernfragment der Wohnkammer mit ventralen Nadelöhrrippen; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.

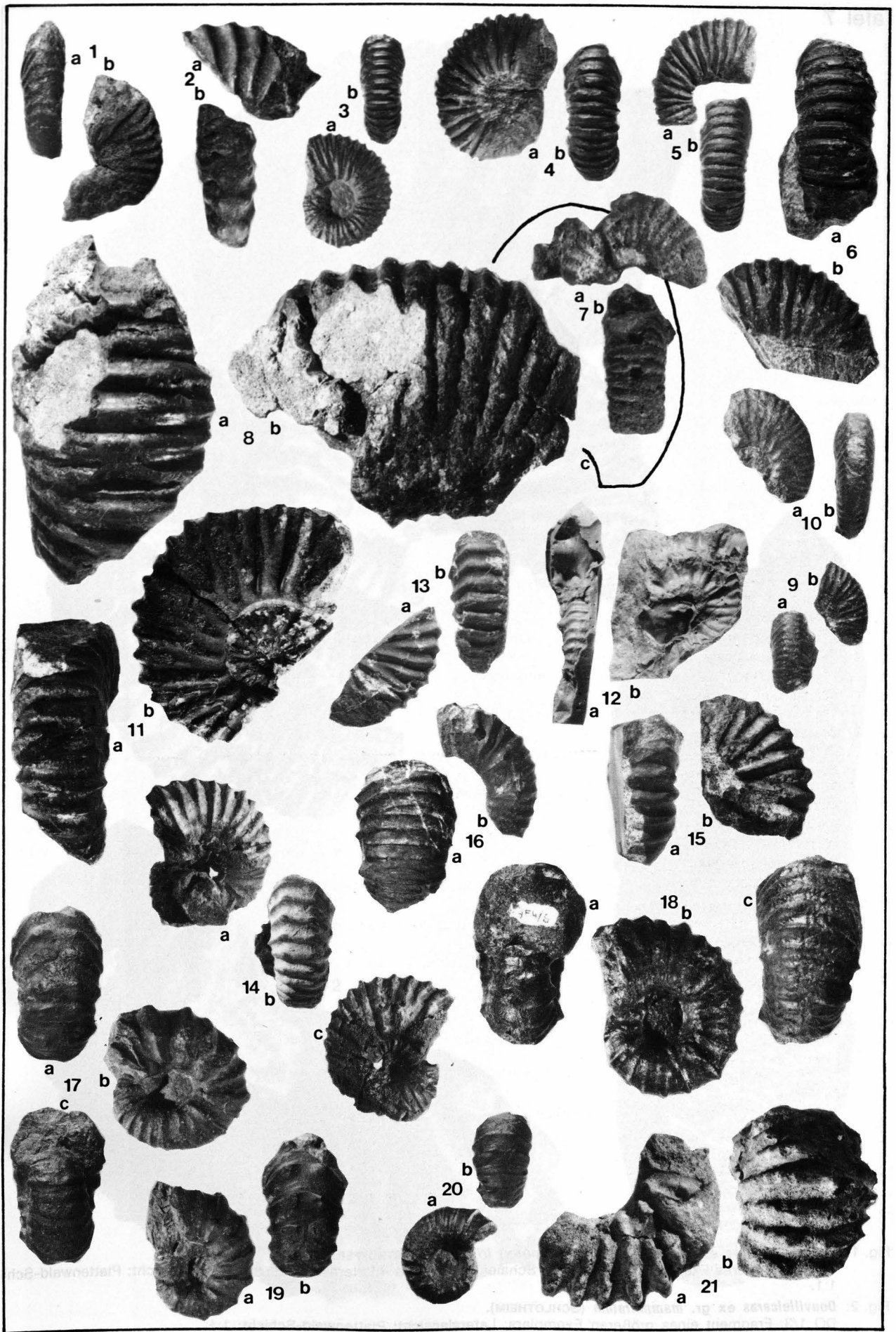


- Fig. 1: *Anisoceras (Protanisoceras) aff. acteon (d'ORBIGNY)*.
DP /45; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Anisoceras (Protanisoceras) sp. nov.*
DP /44; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Anisoceras (Protanisoceras) sp. nov.*
BN 16/9; Steinkernfragment der Wohnkammer; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Windungsquerschnitt; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Anisoceras (Protanisoceras) dorsetensis (SPATH)*.
AF 1/23; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Anisoceras (Protanisoceras) cf. reticostatus RENZ*.
CX 5/3; Steinkernfragment des Wohnkammeranfangs mit schwach angedeuteten Nadelöhrrippen; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Anisoceras (Anisoceras) arrogans (GIEBEL)*.
AF 1/24; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Schale, mit deutlichen, lateralen Querrrippen; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Anisoceras (Anisoceras) arrogans (GIEBEL)*.
BR 1/37; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Anisoceras (Anisoceras) arrogans (GIEBEL)*.
CI 1/1; Steinkernfragment; a = Dorsalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Götzis-Schichten (aufgearbeitet aus der Plattenwald-Schicht); 1:1.
- Fig. 9: *Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans PICTET & CAMPICHE*.
BR 2/10; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Anisoceras (Anisoceras) pseudoelegans PICTET & CAMPICHE*.
BG 4/2; Steinkern der Wohnkammer mit gegeneinander versetzten Ventral- und Lateralknoten; Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Pseudhelicoceras robertianum (d'ORBIGNY)*.
AX 6/8; Steinkernfragment der Wohnkammer; Ventralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Pseudhelicoceras evolutum (QUENSTEDT)*.
DP /47; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Schale; Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Pseudhelicoceras aff. convolutum (QUENSTEDT)*.
DH 6/7; Steinkernfragment; Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Pseudhelicoceras aff. convolutum (QUENSTEDT)*.
BR 1/38; Steinkernfragment; Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Labeceras (?) collignoni sp. nov.*
BF 2/11; Steinkernfragment der Wohnkammer; a,b,d = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Wannenalp-Schicht; a = 1:1, b,c,d = 2:1.



Tafel 6

- Fig. 1: *Deshayesites* sp.
FU 10/2; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Dufrenoyia furcata* (J. de C. SOWERBY).
FR 3/3; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER).
JF 4/29; Exemplar mit ventral wenig abgeflachten Rippen; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER).
FR 3/4; Exemplar mit ventral normal abgeflachten Rippen; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER).
JF 4/47; Exemplar mit ventral deutlich abgeflachten Rippen; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Colombiceras cf. caucasicum* LUPPOV.
GI 7/2; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Colombiceras* sp.
IA 1/1; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Basis der Mittagsspitz-Formation; 2:1.
- Fig. 8: *Parahoplites melchioris* ANTHULA.
FU 10/5; Steinkernfragment eines größeren Exemplars; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Windungsquerschnitt; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Hypacanthoplites sarasini* (COLLET).
IY 15/1; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Basis der Rankweiler Schichten; 1:1.
- Fig. 10: *Hypacanthoplites subrectangulatus* (SINZOW).
IY 15/2; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Basis der Rankweiler Schichten; 1:1.
- Fig. 11: *Hypacanthoplites anglicus* CASEY.
CC 6/1; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Hypacanthoplites inflatus* (BREISTROFFER Ms) SORNAY.
JO 7/3; Silikonabguß der Negativform; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Hypacanthoplites trivialis* BREISTROFFER.
DB 3/2; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY).
HK 3/2; Steinkernexemplar; a,c = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Hypacanthoplites milletianus* (d'ORBIGNY).
EB 1/1; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 16: *Cheloniceras tschernyschewi* (SINZOW).
JF 4/13; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 17: *Cheloniceras subnodosocostatum* (SINZOW).
JF 4/9; deformiertes Exemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht, c = Frontalansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 18: *Cheloniceras subnodosocostatum* (SINZOW).
JF 4/6; Steinkernexemplar; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht, c = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 19: *Cheloniceras subnodosocostatum* (SINZOW).
JF 4/7; Steinkernexemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 20: *Cheloniceras subnodosocostatum* (SINZOW).
JF 4/11; Steinkernexemplar mit weit auseinanderstehenden Hauptrippen und schwachen Sekundärrippen, Variation „*pusillum*“ (SINZOW); a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 21: *Douvilleiceras ex gr. mammillatum* (SCHLOTHEIM).
DZ 2/4; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



Tafel 7

- Fig. 1: ***Hypacanthoplites* ex gr. *milletianus* (d'ORBIGNY) *trivialis* BREISTROFFER.**
DB 3/1; größeres Exemplar, teilweise mit Schalenerhaltung; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: ***Douvilleiceras* ex gr. *mammillatum* (SCHLOTHEIM).**
DO 1/3; Fragment eines größeren Exemplars; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



Fig. 1: *Puzosia (Puzosia) provincialis* (PARONA & BONARELLI).

DP /55; größeres Exemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.

Fig. 2: *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN).

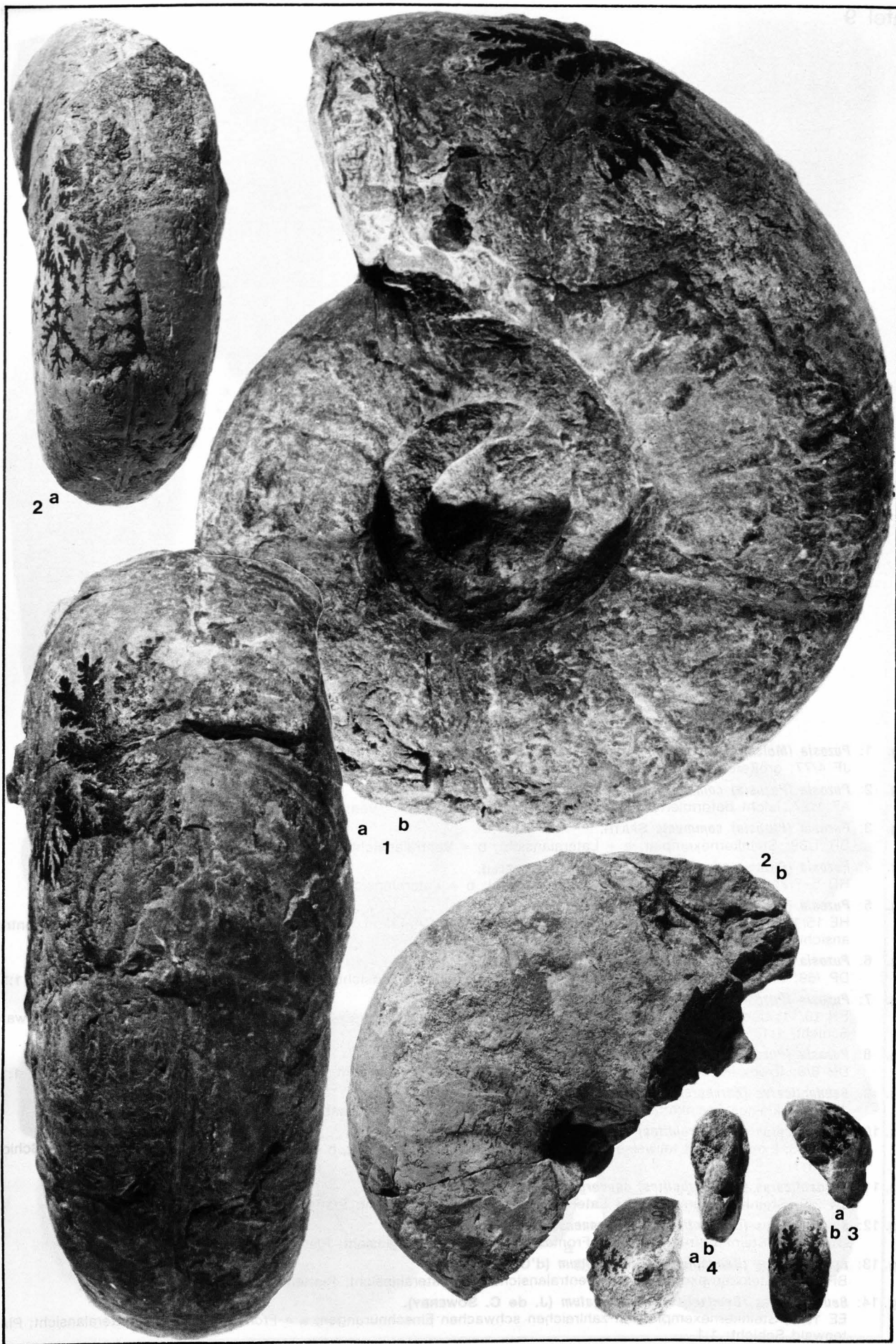
AF 1/26; Fragment mit teilweise Schalenerhaltung; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.

Fig. 3: *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN).

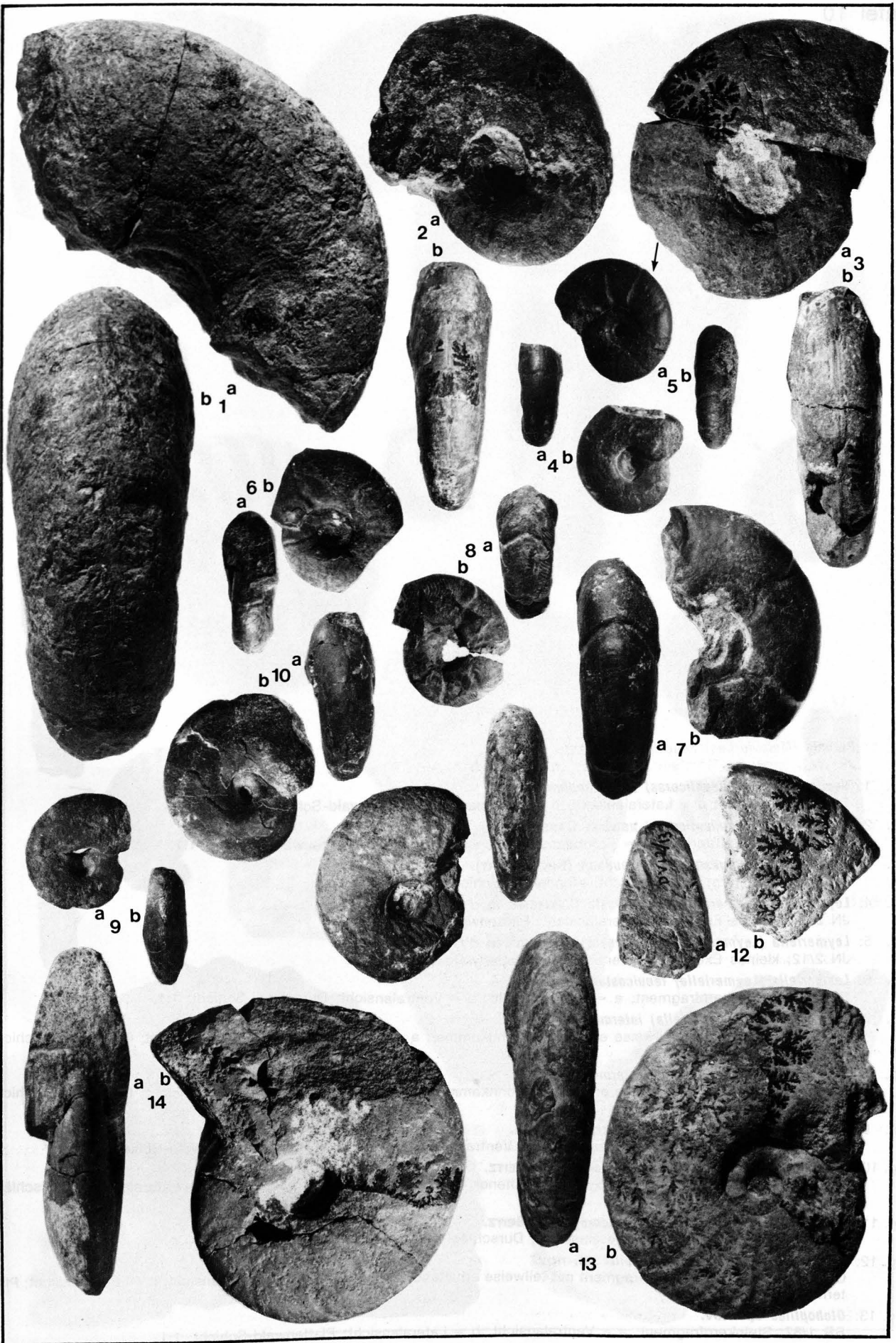
CT 8/1; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.

Fig. 4: *Desmoceras* aff. *latidorsatum* (MICHELIN).

DP /53; Exemplar mit komprimiertem Windungsquerschnitt; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



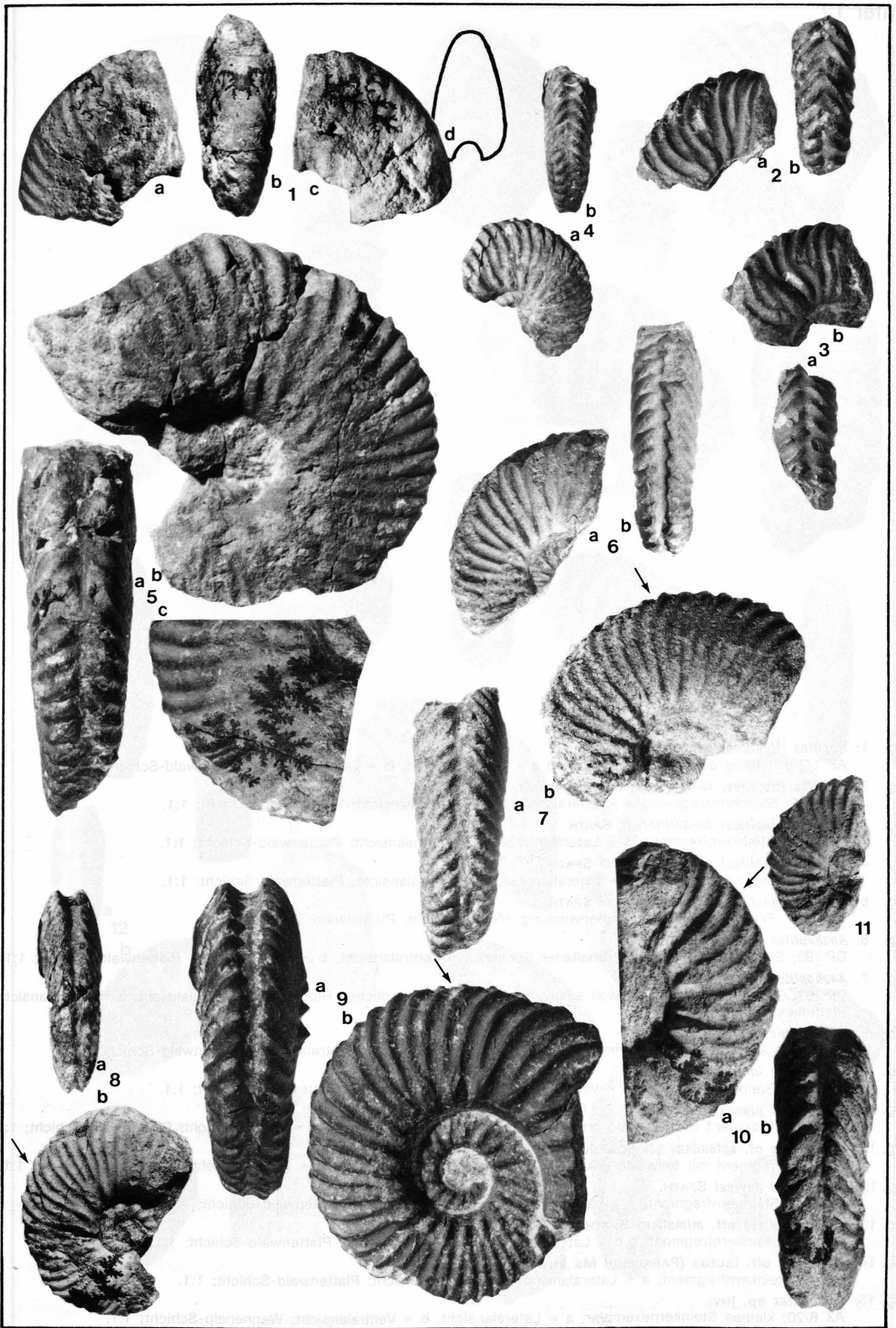
- Fig. 1: *Puzosia (Melchiorites) melchioris* (TIETZE).
JF 4/77; größeres Bruchstück; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Puzosia (Puzosia) communis* SPATH.
AF 1/27; leicht deformiertes Exemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Puzosia (Puzosia) communis* SPATH.
BR 1/39; Steinkernexemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Puzosia (Puzosia) quenstedti* (PARONA & BONARELLI).
HD 5-7/2; Steinkernexemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Rankweiler-Schichten; 1:1.
- Fig. 5: *Puzosia (Puzosia) quenstedti* (PARONA & BONARELLI).
HE 15/1; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer, Variation „*octosulcata*“ SHARPE; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Puzosia (Puzosia) quenstedti* (PARONA & BONARELLI).
DP /59; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Puzosia (Puzosia) quenstedti* (PARONA & BONARELLI).
BN 16/11; Übergangsform zu *Puzosia (P.) planulata* (J. d C. SOWERBY); a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Puzosia (Puzosia) provincialis* (PARONA & BONARELLI).
DH 6/8; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Beudanticeras (Zürcherella) seguenza* (COQUAND in SAYN).
JF 4/84; kleines Steinkernexemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Luitere-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Beudanticeras (Pseudorbulites) convergens* (JACOB).
IY 15/13; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Basis der Rankweiler Schichten; 1:1.
- Fig. 11: *Beudanticeras (Pseudorbulites) convergens* (JACOB).
JN 2/9; Steinkernexemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Beudanticeras (Beudanticeras) arduennense* BREISTROFFER.
DV 12/13; Steinkernfragment; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Beudanticeras (Beudanticeras) dupinianum* (d'ORBIGNY).
BR 1/47; Steinkernexemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Beudanticeras (Beudanticeras) laevigatum* (J. de C. SOWERBY).
EE 19/3; Steinkernexemplar mit zahlreichen schwachen Einschnürungen; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



- Fig. 1: *Beudanticeras (Beudanticeras) subparandieri* SPATH.
DC 4/4; Steinkern; a = Lateralansicht, b = Frontalansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Beudanticeras (Beudanticeras) newtoni* CASEY.
DP 60; Steinkernfragment; a = Frontalansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Beudanticeras (Beudanticeras) beudanti* (BRONGNIART).
BF 2/18; Steinkern; Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (LEYMERIE in d'ORBIGNY).
JN 2/11; kleines Exemplar; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Leymeriella (Leymeriella) tardefurcata* (LEYMERIE in d'ORBIGNY).
JN 2/12; kleines Exemplar; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Leymeriella (Leymeriella) tenuicostata* SVELIEV.
BG 10/11; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Durschlägi-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* SPATH.
CA 1/16; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Leymeriella (Neoleymeriella) intermedia* SPATH.
AF 1/49; Exemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Leymeriella (Neoleymeriella) aff. crassa* SPATH.
CA 1/17; schlecht erhaltenes Exemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ.
BE 1/1; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Durschlägi-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Leymeriella (Neoleymeriella) pseudoregularis* SEITZ.
BE 1/2; Steinkernexemplar; Lateralansicht; Durschlägi-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Leymeriella (Neoleymeriella) seitzi* sp. nov.
CA 1/18; Holotyp; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Otohoplites* sp. nov.
BR 1/87; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



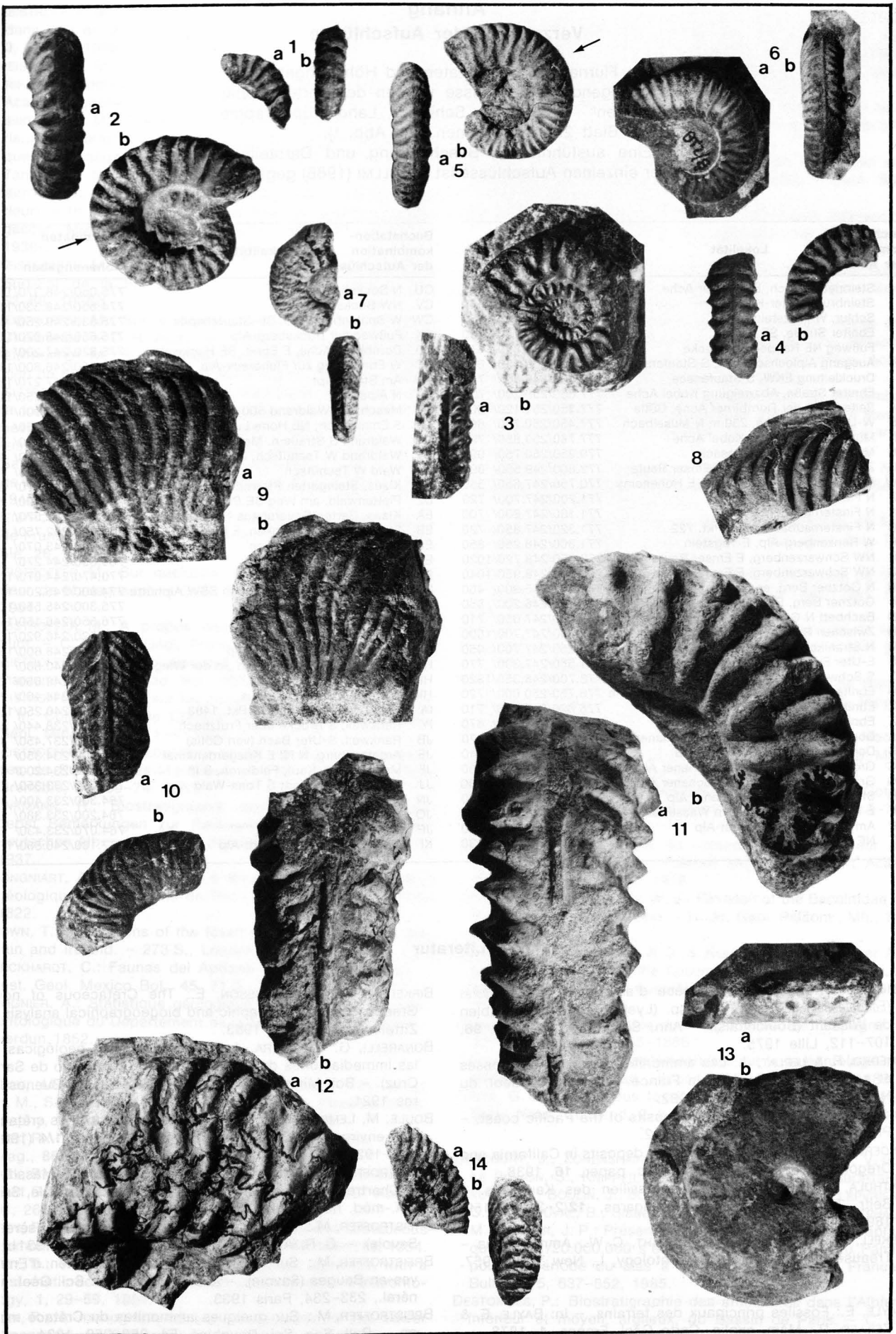
- Fig. 1: *Cleoniceras (Cleoniceras) aff. morgani* SPATH.
X 1/6; Steinkernfragment; a, c = Lateralansicht, b = Ventralansicht, c = Windungsquerschnitt; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Hoplites (Isohoplites) aff. eodentatus* CASEY.
BN 1/74; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Hoplites (Hoplites) caletanus* DESTOMBES, JUIGNET & RIOULT.
BN 16/16; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY).
BR 1/76; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY).
AF 1/53; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY).
AF 1/54; Steinkernfragment mit übertiefter Furche, Variation „*sulcata*“ SEITZ; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Hoplites (Hoplites) dentatus* (J. SOWERBY).
AN 11/18; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Wohnkammer, Variation „*denticostata*“ SPATH; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Hoplites (Hoplites) latesulcatus* SPATH.
BR 1/57; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Hoplites (Hoplites) escragnollensis* SPATH.
BN 16/13; Steinkernexemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Hoplites (Hoplites) escragnollensis* SPATH.
DP /80; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Hoplites (Hoplites) aff. escragnollensis* SPATH.
X 1/18; Steinkernfragment, vereinzelt mit Zick-Zack-Rippen; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



- Fig. 1: *Hoplites (Hoplites) paronai* SPATH.
AF 1/79; entlang einer Achse deformiert; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: *Hoplites (Hoplites) rudis* PARONA & BONARELLI.
AF 1/80; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: *Hoplites (Hoplites) mirabiliformis* SPATH.
BR 1/71; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: *Hoplites (Hoplites) cf. pseudodeluci* SPATH.
AF 1/86; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: *Hoplites (Hoplites) cf. pseudodeluci* SPATH.
BR 1/73; Fragment aus einer Außenwindung; Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: *Anahoplites praecox* SPATH.
DP /95; Exemplar mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: *Anahoplites aff. praecox* SPATH.
DP /83; Steinkernfragment mit weit auseinanderstehenden, deutlichen Rippen; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: *Anahoplites intermedius* SPATH.
BR 1/83; deformiertes Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: *Anahoplites intermedius* SPATH.
BR 1/84; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: *Anahoplites planus* (MANTELL).
DH 6/11; Fragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: *Anahoplites cf. splendens* (J. SOWERBY).
DP /97; Fragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: *Anahoplites daviesi* SPATH.
CW 1/6; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: *Anahoplites (?) aff. mimeticus* SPATH.
DP 102; Steinkernfragment; a,c = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: *Euhoplites aff. lautus* (PARKINSON Ms in J. SOWERBY).
BL /2; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 15: *Epihoplites sp. juv.*
AX 6/20; kleines Steinkernexemplar; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.



- Fig. 1: ***Brancocheras* sp.**
DP /103; kleines Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 2: ***Hysterocheras orbigny* (SPATH).**
AX 6/21; Steinkernexemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 3: ***Hysterocheras crassicoatum* (JAYET).**
BA /1; Steinkernexemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 4: ***Hysterocheras crassicoatum* (JAYET).**
BF 2/24; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 5: ***Hysterocheras bucklandi* (SPATH).**
AX 6/22; Steinkernexemplar mit teilweise erhaltener Wohnkammer; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 6: ***Hysterocheras bucklandi* (SPATH).**
BT 2/8; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 7: ***Hysterocheras ascendens* SPATH.**
BX 5/8; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 8: ***Oxytropidoceras (Oxytropidoceras) sp.***
BR 1/88; kleines Fragment; Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 9: ***Oxytropidoceras (Manuaniceras) cf. carbonarium* (GABB).**
V 1/10; Steinkernfragment; a, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 10: ***Dipoloceras (Dipoloceras) pseudoaon* SPATH.**
AF 1/91; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 11: ***Mortonoceras (Deiradoceras) aff. exile* (VAN HOEPEN).**
AF 1/92; Steinkernfragment; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 12: ***Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* (J. SOWERBY).**
AF 1/93; Steinkernfragment; a = Lateralansicht, b = Ventralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.
- Fig. 13: ***Neophlycticeras (Eotropidoites) jayeti* BREISTROFFER.**
BT 2/9; Steinkernexemplar; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Wannenalp-Schicht; 1:1.
- Fig. 14: ***Stoliczkaia (Stoliczkaia) sp.***
AF 1/94; Steinkernfragment mit teilweise erhaltener Schale; a = Ventralansicht, b = Lateralansicht; Plattenwald-Schicht; 1:1.



Anhang Verzeichnis der Aufschlüsse

Die Flurnamen, Koordinaten und Höhenangaben der nachfolgenden Aufschlüsse wurden der Karte „Hoher Freschen“ (1 : 50.000, Schweiz. Landestopographie Bern, Blatt 228) entnommen (vgl. Abb. 1).

Eine ausführlichere Beschreibung und Darstellung der einzelnen Aufschlüsse ist in FÖLLMI (1986) gegeben.

Buchstabenkombination der Aufschlüsse	Lokalität	Koordinaten und Höhenangaben	Buchstabenkombination der Aufschlüsse	Lokalität	Koordinaten und Höhenangaben
A	Steinriesler Bach, Bregenzer Ache	782.100/252.800/ 590	CU	N Bocksberg	775.050/248.370/1160
K	Steinbruch Unter-Klien	772.000/250.300/ 460	CV	NW Bocksberg	774.850/248.330/1180
Q	Schlur, W Holzstein	781.900/251.050/ 950	CW	W Spätenbach-Alp, SE-Staufenspitz	775.630/249.250/ 920
S	Ebniter Straße, SE Gütle	776.700/251.150/ 550	CX	Fußweg zur Bocksberg-Alp	775.650/248.070/1190
V	Fußweg NE Rappenlochbrücke	776.820/250.820/ 610	DB	Dornbirner Ache, E Ebnit, SE Hackwald	775.820/247.200/ 880
W	Ausgang Alplochschlucht, S Staufensee	776.500/250.050/ 600	DC	W Ebnit, Weg zur Fluhreck-Alp	773.550/246.800/1160
X	Druckleitung EKW, S Staufensee	776.400/249.800/ 740	DH	Am Strahlkopf	772.430/247.270/1350
Y	Ebniter Straße, Abzweigung Kobel Ache	777.050/250.200/ 730	DJ	N Alpele	771.450/246.750/1160
AA	Seitenbach der Dornbirner Ache, Gütle	777.350/251.120/ 600	DO	Meschach, Waldrand 500 m E Kirche	769.050/244.900/ 805
AE	W-Ufer Kobel Ache, 250 m N Müselbach	777.450/250.730/ 660	DP	S Emmabach, NE Hohe Lug	769.450/244.650/ 800
AF	Müselbach, 300 m E Kobel Ache	777.780/250.650/ 730	DR	Waldrand S Straße n. Meschach, S Kirche	768.620/244.570/ 690
AN	Müselbach, NW Langensack	779.250/250.750/ 990	DV	Waldrand W Tschütsch, NE Station Klaus	765.530/242.320/ 450
AU	Zwischen Breiterberg und Emser Reute	772.800/249.550/ 890	DW	Wald W Tschütsch	765.800/242.450/ 490
AW	Finsternaubach, Steinbruch, E Hohenems	770.750/247.650/ 550	DX	Klaus, Steingarten Pfarrhaus	766.950/242.470/ 500
AX	N Finsternaubach	771.200/247.700/ 720	DZ	Plattenwald, am Weg SE Pkt. 663	767.400/243.100/ 630
BA	N Finsternaubach	771.100/247.800/ 700	EA	Klaus, Garten Bauernhaus NE Kirche	767.100/242.570/ 520
BC	N Finsternaubach, beim Pkt. 722	771.320/247.850/ 720	EB	Straße Klaus – Osanken, E Klaus	767.610/242.750/ 590
BE	W Ranzenberg-Alp, E Tugstein	771.800/248.250/ 850	EC	Straße Klaus – Osanken	768.020/243.070/ 640
BF	NW Schwarzenberg, E Emser Reute	772.650/248.720/1020	ED	E Hohe Lug	769.650/244.270/ 970
BG	NW Schwarzenberg, E Emser Reute	773.050/248.950/1040	EE	N Moos, am Emmabach	770.470/244.970/1050
BH	N Götzner Berg, am Talrand	767.900/245.900/ 460	FR	W Untere Wäldle-Alp, 350 m SSW Alphütte	774.900/245.200/1070
BL	Götzner Berg, E Emserhalde	768.900/246.200/ 550	FU	Wald SW Ilgenwald-Alp	775.300/245.550/1080
BN	Bachbett N Gsohl-Alp	770.850/247.050/ 710	FV	Sattel-Alp, S-Waldrand	776.550/246.150/1210
BQ	Zwischen Ranzenberg-Alp und Strahlkopf	772.450/247.700/1000	GI	S Fußweg zur Nest-Alp	777.520/246.920/1230
BR	N Strahlkopf, S Ranzenberg-Alp	772.250/247.700/ 950	GY	Bachbett N Obersehren-Alp	780.700/248.600/1380
BS	E-Ufer Finsternaubach	771.550/247.330/ 770	HD	NE Dafins, Forstweg nach „In der Wiege“	770.250/240.800/ 750
BT	S Schwarzenberg	773.700/248.350/1320	HE	W Klaus, N Simonsbach	783.850/248.650/ 810
BU	Ebniter Straße, 350 m S Abzw. Kobel Ache	776.750/250.000/ 720	HK	S Simonsbach, SW Klaus	783.750/248.400/ 790
BX	Ebniter Straße, S Staufensee	776.620/249.820/ 710	IA	Hinterwang, 300 m ESE Pkt. 1483	773.030/240.250/1330
BZ	Ebniter Straße, ESE Hackwald	775.850/247.350/ 870	IY	Rankweil, S Brücke über Frutzbach	767.950/238.440/ 500
CA	Dornbirner Ache, SW Vordere Schaner-Alp	776.300/247.600/ 870	JB	Rankweil, S-Ufer Bach (von Göfis)	766.800/237.450/ 470
CB	Dornbirner Ache, ESE Hackwald	776.250/247.650/ 840	JE	Ardetzenberg, N III, E Kriegerdenkmal	763.000/234.350/ 490
CC	Großer Wald, NW Hintere Schaner Alp	776.500/247.300/ 980	JF	Margarethen-Kapf, Feldkirch, S III	762.830/234.200/ 460
CG	Großer Wald, NW Hintere Schaner Alp	776.470/247.320/ 980	JJ	Autobahneinschnitt S Tona-Wald	765.000/233.350/ 510
CH	Straße nach Vordere Schaner Alp	777.300/248.520/ 900	JN	Göfis, Wald W Stein	764.300/233.400/ 520
CI	E-Ufer Rudachbach, beim Wasserfall	777.700/249.030/ 900	JO	Göfis, Wald W Stein	764.200/233.380/ 520
CP	Am Weg zur Spätenbach-Alp	776.220/249.600/ 830	JP	Göfis, Wald W Stein	764.070/233.430/ 530
CT	NE Bocksberg	775.270/248.450/1130	KI	350 m SW Alphütte Korb-Alp	777.100/243.580/1520

Literatur

- AMÉDRO, F.: Une nouvelle espèce d'ammonite: *Neophlycticeras (Eotropidoites) destombesi* nov. sp. (Lyelliceratidae) de l'Albien de Wissant (Boulonnais). – Ann. Soc. Géol. du Nord, **96**, 107–112, Lille 1975.
- AMÉDRO, F. & LEPLAT, J.: Les ammonites albiennes des fosses et sondages du Nord de la France. – Ann. Soc. Géol. du Nord, **102**, 237–244, Lille 1982.
- ANDERSON, F. M.: Cretaceous deposits of the Pacific coast. – Proc. Calif. Acad. Sci., **3/2**, 1902.
- ANDERSON, F. M.: Lower Cretaceous deposits in California and Oregon. – Geol. Soc. Amer., spec. paper, **16**, 1938.
- ANTHULA, D. J.: Über die Kreidefossilien des Kaukasus. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns, **12/2–3**, 55–159, 1899.
- ARKELL, W. J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C. W.: Ammonoidea – Treatise on Invertebrate Paleontology, L, New York, 1957.
- BAYLE, E.: Fossiles principaux des terrains. – In: BAYLE, E. & ZEILLER, R.: Mém. explic. Carte Géol. France, **4**, 1878.
- BIRKELUND, T. & HÅKANSSON, E.: The Cretaceous of north Greenland – a stratigraphic and biogeographical analysis. – Zitteliana, **10**, 7–25, 1983.
- BONARELLI, G. & NAGERA, J. J.: Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martin (Territorio de Santa Cruz). – Bol. Minist. Agricult., Ser. B (Geol.), **27**, Buenos Aires 1921.
- BOULE, M., LEMOINE, P. & THEVENIN, A.: Céphalopodes crétaqués des environs de Diego-Suarez. – An. Paléont., **1/4** (1906), 173–192; **2/1** (1907), 1–56, 1906–1907.
- BREISTROFFER, M.: Étude de l'étage Albien dans le Massif de la Chartreuse (Isère et Savoie). – Ann. Univ. Grenoble, Sect. Sci.-méd. nouv., Ser., **8/2–3**, 187–236, 1931a.
- BREISTROFFER, M.: Sur l'étage albien en Chartreuse (Isère et Savoie). – C. R. Acad. Sci., Ser. D, 1202–1204, 1931b.
- BREISTROFFER, M.: Sur le gisement fossilifère Albien d'Entrèves-en-Bauges (Savoie). – Ass. franc. avanc. Sci. Géol. Minéral., 233–234, Paris 1933.
- BREISTROFFER, M.: Sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Bull. Soc. Sci. Dauphiné, **54**, 258–259, 1934.

- BREISTROFFER, M.: Sur la présence d'une faune à Aucellines dans l'Albien de la Chartreuse. – C. R. Soc. Géol. France, **3**, 28–30, 1935.
- BREISTROFFER, M.: Fossiles de l'Aptien supérieur. – In: BESAIRIE, H.: Recherches géologiques à Madagascar, Mém. Acad. Malgache, **21**, 149–153, Tananarive 1936a.
- BREISTROFFER, M.: Fossiles de l'Albien moyen (niveau inférieur) de Berambo. – In: BESAIRIE, H.: Recherches géologiques à Madagascar, Mém. Acad. Malgache, **21**, 154–164, Tananarive 1936b.
- BREISTROFFER, M.: Fossiles de l'Albien moyen (niveau supérieur). – In: BESAIRIE, H.: Recherches géologiques à Madagascar, Mém. Acad. Malgache, **21**, 167–176, Tananarive 1936c.
- BREISTROFFER, M.: Les subdivisions du Vraconien dans le Sud-Est de la France. – Bull. Soc. Géol. France, **5/6**, 63–68, 1936d.
- BREISTROFFER, M.: Sur la stratigraphie du Crétacé moyen en Chartreuse. – C. R. Acad. Sci., **203**, 1691–1693, 1936e.
- BREISTROFFER, M.: Sur quelques ammonites rares du Vraconien de France. – C. R. Soc. Géol. France, **2**, 23–25, 1936f.
- BREISTROFFER, M.: Sur les niveaux fossilifères de l'Albien dans la fosse vocontienne (Drôme, Hautes-Alpes et Basses Alpes). – C. R. Acad. Sci., **204**, 1492–1493, 1937.
- BREISTROFFER, M.: Révision des ammonites du Vraconien de Salazac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage albien. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **22**, 71–171, 1940.
- BREISTROFFER, M.: Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et de Angleterre. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **26**, 17–104, 1947.
- BREISTROFFER, M.: Sur quelques ammonites de l'Albien inférieur de Madagascar. – C. R. Soc. Géol. France, 266–268, 1951.
- BREISTROFFER, M.: A propos des genres *Jacobella* et *Hoplites* auct. – C. R. Soc. Géol. France, 152–154, 1952.
- BREISTROFFER, M.: L'évolution des Turrilitidés albiens et céno-maniens. – C. R. Acad. Sci., **327**, 1349–1351, 1953.
- BREISTROFFER, M.: Vue sur les zones d'ammonites de l'Albien. – In: Colloque sur le Crétacé inférieur, Mém. Bur. Rech. Géol. Mineral., **324**, 1–4, 1963.
- BREISTROFFER, M. & VILLOUTREYS, O. DE: Les ammonites albiennes de Peille (Alpes-Maritimes). – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **30**, 69–74, 1953.
- BRINKMANN, R.: Biostratigraphie des Leymeriellenstammes nebst Bemerkungen zur Paläogeographie des nordwest-deutschen Alb. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**, 1–18, 1937.
- BRONGNIART, A.: In CUVIER, G. & BRONGNIART, A.: Description géologique des environs de Paris. – 3 Aufl., 428 S., Paris 1822.
- BROWN, T.: Illustrations of the fossil conchology of Great Britain and Ireland. – 273 S., London 1837–1849.
- BURCKHARDT, C.: Faunas del Aptiano de Nazas (Durango). – Inst. Geol. Mexico Bol., **45**, 71 S., 1925.
- BUVIGNIER, A.: Statistique géologique, mineralogique et paléontologique du Département de la Meuse. – 694 S., Paris – Verdun 1852.
- CARON, M.: Cretaceous planktic foraminifera. – In: BOLLIG, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K.: Plankton stratigraphy, 17–86, Cambridge (Univ. Press) 1985.
- CASEY, R.: The genus *Uhligella* in the English Albian. – Geol. Mag., **86**, 333–345, 1949.
- CASEY, R.: The junction of the Gault and Lower Greensand in East Sussex and at Folkestone, Kent. – Proc. geol. Assoc., **61**, 268–298, 1950.
- CASEY, R.: New genera and subgenera of Lower Cretaceous ammonites. – J. Washington Acad. Sci., **44**, 106–115, 1954.
- CASEY, R.: The Cretaceous ammonite genus *Leymeriella*, with a systematic account of its British occurrences. – Palaeontology, **1**, 29–59, 1957.
- CASEY, R.: A monograph of the ammonoidea of the Lower Greensand. – Palaeont. Soc., **113**, 1–44 (1960); **114**, 45–118 (1961b); **115**, 119–216 (1961c); **116**, 217–288 (1962); **117**, 289–398 (1964); **118**, 399–546 (1965); **120**, 547–582 (1966); **132**, 583–632 (1978); **133**, 633–660 (1980).
- CASEY, R.: The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. – Palaeontology, **3/4**, 487–621, 1961a.
- CIRY, R.: Revision de la faune albiennne du Département de la Côte d'Or. – Bull. Soc. hist. nat. Toulouse, **56**, 549–575, 1927.
- CLARK, D. L.: Heteromorph ammonoids from the Albian and Cenomanian of Texas and adjacent areas. – Geol. Soc. America Mem., **95**, 68 S., 1965.
- COLLET, L. W.: Sur quelques espèces de l'Albien inférieur de Vöhrum (Hanovre). – Mém. soc. phys. hist. nat. Genève, **35/3**, 519–529, 1907.
- COLLIGNON, M.: Les ammonites pyriteuses de l'Albien supérieur de Mont Raynaud à Madagascar. – Ann. géol. Serv. Mines, **2**, 5–36, Tananarive 1932.
- COLLIGNON, M.: Les Oxytropidoceras de l'Albien moyen (niveau supérieur) de la Province d'Analalava. – In: BESAIRIE, H.: Recherches géologiques à Madagascar, Mém. Acad. Malgache, **21**, 176–188, Tananarive 1936a.
- COLLIGNON, M.: Fossiles de l'Albien supérieur de Maniamba-amba. – In: BESAIRIE, H.: Recherches géologiques à Madagascar, Mém. Acad., Malgache, **21**, 190–198, Tananarive 1936b.
- COLLIGNON, M.: Recherches sur les faunes albiennes de Madagascar: 1. L'Albien d'Ambarimaninga. – Ann. géol. Serv. Mines, **16**, 128 S., Paris 1949.
- COLLIGNON, M.: Recherches sur les faunes albiennes de Madagascar: 3. L'Albien de Kohimevitra. – Ann. géol. Serv. Mines, **17**, 21–54, Paris 1950a.
- COLLIGNON, M.: Recherches sur les faunes albiennes de Madagascar: 4. L'Albien de Mokahara. – Ann. géol. Serv. Mines, **17**, 55–85, Paris 1950b.
- COLLIGNON, M.: Recherches sur les faunes albiennes de Madagascar: 5. L'Albien supérieur d'Andranofotsy. – Ann. géol. Serv. Mines, **19**, 7–40, Paris 1951.
- COLLIGNON, M.: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (ammonites). P. 9 (Aptien). – Serv. géol. Rep. Malgache, 64 S., Tananarive 1962.
- COLLIGNON, M.: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (ammonites). P. 10 (Albien). – Serv. géol., Rep. Malgache, 184 S., Tananarive 1963.
- COLLIGNON, M.: Les céphalopodes crétacés du Bassin Cotier de Tarfaya. – Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc., **175**, 9–75, 1966.
- COLLIGNON, M.: Ammonites du Crétacé moyen-supérieur de l'Angola. – Estudos Geol. Paleont. Micol., No. II Cent. Acad. Ciências Lisboa, 75 S., 1978.
- COOPER, M. R. & KENNEDY, W. J.: Revision of the Baculitidae of the Cambridge Greensand. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **11**, 641–658, 1977.
- COOPER, M. R., KENNEDY, W. J. & KOLLMANN, H. A.: Upper Albian ammonites from the Losenstein Formation of the Losenstein area (Upper Austria). – Beitr. Paläont. Österr., **2**, 71–77, 1977.
- COQUAND, H.: Monographie de l'étage Aptien de l'Espagne. – 121 S., Marseilles 1865–1866.
- COQUAND, H.: Études supplémentaires sur la paléontologie algérienne. – Bull. Acad. Hippone, **15**, 449 S., Bône 1880.
- CRICK, G. C.: Cretaceous fossils of Natal. P. 3. – Rep. Geol. Surv. Natal, Zululand, 2–3, 161–250, 1907.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L. E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, S., KNIPPER, A. L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., BOULIN, J., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, J., LEPRIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J. C., SAVOSTIN, L. A., WESTPHAL, M. & LAUER, J. P.: Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. – Soc. géol. France. Bull., **8/1/5**, 637–652, 1985.
- DESTOMBES, P.: Biostratigraphie des ammonites dans l'Albien inférieur et moyen, argileux, du Bassin de Paris. – C. R. Acad. Sci., **270**, 2061–2064, 1970.

- DESTOMBES, P.: Hoplitidae et zonation nouvelle de l'Albien inférieur de Bully-Saint-Martin (Bray occidental). – C. R. Acad. Sci., 2145–2149, 1973.
- DESTOMBES, P.: Some new ammonites from the Gault at Bully, Pays de Bray, France. – Proc. Geol. Ass., **88/1**, 39–43, 1977.
- DESTOMBES, P.: Les ammonites de l'Albien inférieur et moyen dans le stratotype de l'Albien: gisements, paléontologie, biozonation. – In: Les stratotypes français, **5**, Edit. C. N. R. S., 51–194, 1979.
- DESTOMBES, P., JUIGNET, P. & RIOULT, M.: Ammonites de l'Aptien-Albien du Bec de Caux, Normandie (NW France). – Bull. Soc. géol. Normandie, **61**, 49–106, Le Havre 1973.
- DIMITROVA, N.: Les fossiles de Bulgarie. IV Crétacé inférieur. Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). – Acad. Bulg. Sci., 236 S., Sofia (Bulg. mit franz. Teil) 1967.
- DOUVILLÉ, H.: Sur la classification des Cératites de la Craie. – Bull. Soc. géol. France, **18**, 275–292, 1890.
- DOUVILLÉ, R.: In Palaeontologia universalis, 218a, 219a, Paris 1911.
- DRUSCHTCHITZ, V. V.: Unterkretzische Ammoniten der Krim und des Nordkaukasus. – 147 S., Moskau (Russ.) 1956.
- DRUSCHTCHITZ, V. V. & GORBATSCHIK, T. N.: Zonengliederung der Unteren Kreide der südlichen U. d. S. S. R. nach Ammoniten und Foraminiferen. – In: WIEDMANN, J.: Aspekte der Kreide Europas, I. U. G. S., Ser. A., **6**, 107–116, 1979.
- DRUSCHTCHITZ, V. V. & KUDRJAVCEV, M. P.: Atlas der Unterkreide-Faunen des Nordkaukasus und der Krim. – Trudy VNII-Gaz, 396 S., Moskau (Russ.) 1960.
- ESCHER V. D. LINTH: Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. – 135 S., Zürich 1853.
- FALLOT, P.: Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares. – Ann. Univ. Grenoble, **22/3**, 495–523, 1910.
- FALLOT, P.: La faune des marnes aptiennes et albiennes de la région d'Andraitz, Majorque. – Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., ser. Geol., **26**, 68 S., Madrid 1920a.
- FALLOT, P.: Observations sur diverses espèces du Gargasien batyhal alpin et en particulier sur la faune de Blieux. – In: KILIAN, W.: Contribution à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France, Mém. Explic. Carte Géol. France, 229–266, 1920b.
- FALLOT, P. & TERMIER, H.: Ammonites nouvelles des îles Baléares. – Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., ser. Geol., **32**, 83 S., Madrid 1923.
- FICHTER, H.: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. – Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F., **69**, 128 S., 1934.
- FÖLLMI, K. B.: Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Mitt. Geol. Inst. E. T. H. und Univ. Zürich, N. F. 262, 392 S., 1986.
- FÖLLMI, K. B.: Evolution of the mid Cretaceous trinity: carbonate platform – phosphatic sediments – pelagic carbonates along the northern Tethys-margin. – Lecture notes in Earth Sciences (im Druck).
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J.: Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Eclogae geol. Helv., **80/1**, 141–191, 1987.
- FÖRSTER, R.: Die geologische Entwicklung von Süd-Mozambique seit der Unterkreide und die Ammoniten-Fauna von Unterkreide und Cenoman. – Geol. Jb., B12, 3–324, 1975.
- FRITEL, P.: Sur les variations morphologiques d'*Acanthoceras milletianum* d'ORBIGNY sp. – Le Naturaliste, **28/427**, 245–247, Paris 1906.
- GABB, W. M.: Palaeontology of California. vol. 1, Sect. 4. Description of the Cretaceous fossils. – Geol. Survey California, Palaeont., **1**, 55–81, Philadelphia 1864.
- GABB, W. M.: Palaeontology of California. Vol. 2, Cretaceous fossils. Part 1. Description of new and revision of previously described, Cretaceous fossils. – Geol. Survey California, Palaeont., **2**, 125–145, Philadelphia 1869.
- GABB, W. M.: Description of a collection of fossils made by Dr. A. Raimondi in Peru. – Journ. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, **208**, 263–336, 1877.
- GANZ, E.: Stratigraphie der Mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – N. Denkschr. schweiz. Natf. Ges., **42/1** 1912.
- GEBHARD, G.: Stratigraphische Kondensation am Beispiel mitelkretzischer Vorkommen im perialpinen Raum. – Diss. Univ. Tübingen, 145 S., 1983.
- GEBHART, G.: Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg), Biostratigraphie und Fauneninhalt. – In: KOLLMANN, H. A.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie der mittleren Kreide Zentral-Europas, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **7**, 271–284.
- GIEBEL, G. C.: Die Fauna der Vorwelt. Vol. 3, Mollusken. – 856 S., Leipzig 1852.
- GIGNOUX, M. M.: Les Phyllocératidés du Paléocrétacé. – In: KILIAN, W.: Contribution à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France, Mém. Explic. Carte Géol. France, 85–100, 1920a.
- GIGNOUX, M. M.: Les Lycopératidés du Paléocrétacé. – In: KILIAN, W.: Contribution à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France, Mém. Explic. Carte Géol. France, 103–134, 1920b.
- GLAZUNOVA, A. E.: Ammoniten des Aptian und Alban vom Kopet-Dag, Kleinem und Großem Balkan und Mangyschlak. – Trudy VSEGEI, 97 S., Moskau (Russ.) 1953.
- GROSSOUVRE, A. DE: Recherches sur la craie supérieure. II Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. – Mém. Explic. Carte Géol. France, 264 S., 1893.
- HAAS, O.: The Vernay collection of Cretaceous (Albian) ammonites from Angola. – Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **81**, 224 S., New York (1942).
- HEIM, Arn.: Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 20/1–3, 1910–1916.
- HEIM, Arn. & SEITZ, O.: Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., **69/2**, 185–310, 1934.
- HITZEL, E.: Sur les fossiles de l'étage Albien recueillis par M. A. GUÉBHARD dans la région d'Escragnoles (Alpes Marit.). – Bull. Soc. géol. France, **4/2**, 874–880, 1902.
- HOEPEN, E. C. N. VAN: Die Krytfauna van Soeloeland. 2. Voorlopige beskriving van enige Soeloelandse ammoniete. *Lophoceras*, *Rhytidoceras*, *Drepanoceras* en *Deiradoceras*. – Paleont. Navors. nas. Mus., **1/2**, 37–54, Bloemfontein 1931.
- HOEPEN, E. C. N. VAN: Die gekielde ammoniete van die Suid-Afrikaanse Gault. – Paleont. Navors. nas. Mus., **1/3**, 55–90 (1941); **1/4**, 91–157 (1942); **1/5**, 159–198 (1944); **1/6**, 199–260 (1946); **1/9**, 285–442 (1951), Bloemfontein 1941–1951.
- HYATT, A.: Genesis of the Arietidae. – Smithsonian Contr. Knowl., 673, 239 S., Washington 1899.
- HYATT, A.: Cephalopoda. – In: ZITTEL, K. A., VON: Textbook of Palaeontology, 502–592, London & New York (Eastman) 1900.
- HYATT, A.: Pseudoceratites of the Cretaceous. – Monogr. U. S. Geol. Survey, **44**, 351 S., Washington 1903.
- ILJIN, V. D.: Stratigraphie und Fauna des Albien vom westlichen Uzbekistan und von benachbarten Regionen des östlichen Turkmenien. – Trudy VNIGRI, **35**, 36–80, Leningrad (Russ.) 1961.
- JACOB, C.: Étude sur les ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. – Bull. Soc. géol. France, **4/5**, 399–432, 1905.

- JACOB, C.: Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et régions voisines. – Diss., 314 S., Grenoble 1907.
- JACOB, C.: Étude sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. géol. France, **38**, 15/3–4, 64 S., 1908.
- JACOB, C.: L'Aptien supérieur des Alpes calcaires Suisses. – Bull. Soc. géol. France, **4/134**, 117–123, 1913.
- JACOB, C. & TOBLER, A.: Étude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de la Engelberger Aa (Alpes calcaires Suisses, environs du Lac des Quatre Cantons). – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **33**, 3–26, 1906.
- JAYET, A.: La variation individuelle chez les ammonites et la diagnose des espèces. Note préliminaire basée sur l'analyse d'*Inflaticeras varicosum* (SOWERBY). – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **49**, 11 S., 1929.
- JEANNET, A.: Une ammonite nouvelle de l'Albien du Jura: *Lyto-ceras* sp. aff. *Mahadeva* Stoliczka. – Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **44/163**, 105–118, Lausanne 1908.
- JONES, D. L., MURPHY, M. A. & PACKARD, E. L.: The lower Cretaceous (Albian) ammonite genera *Leconteites* and *Breweriaceras*. – Geol. Survey Prof. Paper, 503-F, 20 S., Washington 1965.
- JUIGNET, P., RIOULT, M. & DESTOMBES, P.: Boreal influences in the upper Aptian – lower Albian beds of Normandy, north-west France. – In: CASEY, R. & RAWSON, P. F.: The Boreal lower Cretaceous, Geol. Journ., Spec. Issues, **5**, 303–326, 1973.
- JUKES-BROWNE, A. J.: The Cretaceous of Britain. 1. The Gault and Upper Greensand of England (mit Beitr. von HILL, W. & NEWTON, E. T.). – Mem. Geol. Survey, 499 S., London 1900.
- KALCHEVA-ILIEVA, K.: Representatives of the genus *Leymeriella* from the lower Albian in north-west Bulgaria. – Rev. Bulg. Geol. Soc., **28/1**, 23–34, Sofia (Bulg., Engl. Zusammenfassung) 1967.
- KARAKASCH, N. I.: Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. – Trav. Soc. Imp. Nat. St. Pétersbourg, Sect. Géol. Minéral., **32/5**, 482 S., Leningrad (Russ.) 1907.
- KAZANSKY, P. A.: Description d'une collection des céphalopodes des terrains Crétacés du Daghetan. – Izv. Tomskogo techn. Inst., **32/4**, 127 S., Tomsk (Ukrain.) 1914.
- KELLER, B.: Geologie des Niederbalkens unter besonderer Berücksichtigung des Schrottenkalks, des Gaults und des Seewer Kalkes. – Unveröff. Diplomarb., ETH Zürich, 1983.
- KEMPER, E.: Einige Cephalopoden aus dem Apt des westlichen Norddeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **7**, 31–66, Krefeld 1964.
- KEMPER, E.: Zur Abgliederung und Abgrenzung des norddeutschen Aptiums mit Ammoniten. – Geol. Jb., **89**, 359–390, 1971.
- KEMPER, E.: The Aptian and Albian stages in northwest Germany. – In: CASEY, R. & RAWSON, P. F.: The Boreal lower Cretaceous, Geol. Journ., Spec. Issues, **5**, 345–360, 1973.
- KEMPER, E.: Die Cephalopoden aus dem Unter-Alb (Zone der *Leymeriella lardelurcata*) von Altwarmbuchen. – Ber. Naturhist. Ges., **119**, 87–111, Hannover 1975.
- KEMPER, E.: Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands. Versuch einer umfassenden Analyse einer Schichtenfolge. – Geol. Jb., A65, 703 S., 1982a.
- KENNEDY, J. W.: The affinities of *Ideohamites ellipticoidea* SPATH (Cretaceous ammonoidea). – Palaeontology, **15/3**, 400–403, 1972.
- KENNEDY, J. W. & HANCOCK, J. M.: The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. – Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, **4/5**, 72 S., 1976.
- KENNEDY, J. W. & KOLLMANN, H. A.: Lower Albian ammonites from the Tannheim Formation near Losenstein, Upper Austria. – Beitr. Paläont. Österr., **6**, 25 S., 1979.
- KILIAN, W.: Unterkreide (Palaeocretacicum). – In: FRECH, F.: Lethaea geognostica. II. Das Mesozoicum. 3. Bd. Kreide 1. Abt. – 398 S. (1–168, 1907; 169–287, 1910; 289–398, 1913) Stuttgart 1907–1913.
- KILIAN, W. & REBOUL, P.: Contributions à l'étude des faunes paléocrétacées du Sud-Est de la France. 1. La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Drôme). – Mém. Explic. Carte Géol. France, 221 S., 1915.
- KILIAN, W. & SAYN, G.: Contribution à l'étude des céphalopodes crétacés du Sud-Est de la France. Sur quelques ammonitidés appartenant au Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon. – Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **5**, 9 S., 1893.
- KOENEN, A. VON: Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. – Abh. k. preuss. geol. L.-Anst., N. F. 24, 451 S., 1902.
- KOSSMAT, F.: Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Abt. 1. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung., **9/3–4**, 97–203 (1895); **11/1**, 46 S., (1897); **11/3**, 89–152 (1898) 1895–1896.
- LEYMERIE, M. A.: Mémoire sur le terrain Crétacé du Département de l'Aube, contenant des considérations générales sur le terrain Néocomien. – Mém. Soc. géol. France, **1/4**, 291–364, (1841); **1/5**, 34 S., (1842); 1841–1842.
- LUPPOV, N. P.: Materialien zur Fauna und Stratigraphie der Unter-Kreide des nordwestlichen Kaukasus. – Trudy VNIGRI, A128, Moskau (Russ.) 1949.
- MANTELL, G. A.: The fossils of the South downs, or illustrations of the geology of Sussex. – 320 S., London 1822.
- MARCINOWSKI, R. & NAIDIN, P.: An upper Albian ammonite fauna from Crimea. – Acta Geol. Polon., **26/1**, 83–119, 1976.
- MATHERON, P.: Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du Département des Bouches-du-Rhône et lieux circonvoisins. – 269 S., Marseille 1842.
- MEEK, F. B. & HAYDEN, F. V.: A report on the invertebrate Cretaceous fossils of the Upper Missouri Country. – U. S. Geol. Survey Territ., **9**, 629 S., Washington 1876.
- MICHELIN, H.: Coquilles fossiles de Gérodot (Aube). – Mag. Zoologie, Paris 1834.
- MICHELIN, H.: Note sur une argile dépendant du Gault, observée au Gaty, près Gérodot. – Mém. Soc. géol. France, **1/3**, 97–103, 1838.
- MIKHAILOVA, I. A.: Zur Systematik der Familien Parahoplitidae SPATH und Deshayesitidae STOYANOW. – Vest. Mosk. Univ. Ser. Biol. Potshv. Geol. Geogr., **3**, 173–182, Moskau (Russ.) 1957.
- MIKHAILOVA, I. A.: Einige Daten über die Gattungen *Acanthoplites* SINZOW und *Hypacanthoplites* SPATH. – Vest. Mosk. Univ. Ser. Biol. Potshv. Geol. Geogr., **1**, 101–108, Moskau (Russ.) 1958.
- MIKHAILOVA, I. A.: Ontogeny of ammonites of the family Leymeriellidae. – Paleont. Journ., **3**, 306–313, 1973.
- MIKHAILOVA, I. A.: The types of pro-suture and 2nd suture in Cretaceous ammonites. – Paleont. Journ., **12/1**, 71–84, 1978.
- MIKHAILOVA, I. A.: The evolution of Aptian ammonoids. – Paleont. Journ., **13/3**, 267–274, 1979.
- MIKHAILOVA, I. A.: The system and phylogeny of the higher taxa of cretaceous ammonoids. – Paleont. Journ. **16/2**, 12–28, 1982.
- NAGY, J.: Ammonite faunas and stratigraphy of lower Cretaceous (Albian) rocks in southern Spitsbergen. – Norsk polarinst. Skrift., **152**, 58 S., 1970.
- NEUMAYR, M.: Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. – Z. Dt. geol. Ges., **27**, 854–942, Berlin 1875.
- NIKCHITCH, J.: Représentants du genre *Douvilleiceras* de l'Aptien du versant septentrional du Caucase. – Mém. Com. Géol., NS., **121**, 53 S., Leningrad 1915.
- NOWAK, J.: Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, B, 327–353 (1908); 547–589 (1911); 335–415 (1913); 1908–1913.
- d'ORBIGNY, A.: Paléontologie Française. I. Terrains Crétacés. Céphalopodes. – 662 S., Paris 1841.
- d'ORBIGNY, A.: Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. II. – 427 S., Paris 1850.

- OWEN, H. G.: Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. – Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., geol. suppl., **8**, 164 S., 1971.
- OWEN, H. G.: Ammonite faunal provinces in the middle and upper Albian and their paleogeographical significance. – In: CASEY, R. & RAWSON, P. F.: The Boreal lower Cretaceous, Geol. Journ., Spec. Issues, **5**, 145–154, 1973.
- OWEN, H. G.: The stratigraphy of the Gault and Upper Greensand of the Weald. – Proc. Geol. Assoc., **86**, 475–498, 1975.
- OWEN, H. G.: Ammonite zonal stratigraphy in the Albian of north Germany and its setting in the hoplitinid faunal province. – In: WIEDMANN, H.: Aspekte der Kreide Europas, I. U. G. S., Ser. A, **6**, 563–588, 1979.
- PARKINSON, J.: The organic remains of a former world. Vol. III. – 497 S., London 1811.
- PARONA, C. F. & BONARELLI, G.: Fossili albiani d'Escragnolles, del Nizzardo e della Liguria occidentale. – Paleontogr. Italica, **2**, 53–112, 1896.
- PASSENDORFER, E.: Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série hauttatrique dans le Tatra. – Trav. Serv. Géol. Pologne, **2/4**, 509–676, 1930.
- PERVINQUIÈRE, L.: Études de paléontologie tunisienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires. – Carte Géol. Tunisie, 438 S., Paris 1907.
- PERVINQUIÈRE, L.: Sur quelques ammonites du Crétacé Algérien. – Mém. Soc. géol. France, Paléont., **17/2–3**, **42**, 86 S., 1910.
- PICTET, F. J.: Traité de Paléontologie. II. Céphalopodes. – 583–716, Paris 1854.
- PICTET, F. J. & CAMPICHE, G.: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. – Mat. Paléont. Suisse, **2/2**, 380 S. (1858–1860); **3/2**, 752 S., (1861–1864), 1851–1861.
- PICTET, F. J. & RENEVIER, E.: Description des fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte-Croix. – Mat. Paléont. Suisse, **1/1**, 184 S., 1854–1858.
- PICTET, F. J. & ROUX, W.: Description des Mollusques fossiles qui se trouvent dans les Grès Verts des environs de Genève. I. Céphalopodes. – Mém. Soc. Phys. Hist. Nat., **11/2**, 257–412, Genf 1847.
- QUENSTEDT, F. A.: Cephalopoden. – In: Petrefaktenkunde Deutschlands, **1/1**, 580 S., Tübingen 1846–1849.
- RASPAIL, F. V.: Ann. Sci. d'Observation, **3**, Paris 1831.
- RENZ, O.: Die Ammonoidea im Stratotyp des Vraconnien bei Sainte-Croix (Kanton Waadt). – Schweiz. Paläont. Abh., **87**, 899 S., 1968a.
- RENZ, O.: Über die Untergattungen *Venezoliceras* SPATH und *Laraiceras* n. subgen. der Gattung *Oxytropidoceras* STIELER (Ammonoidea) aus den Venezolanischen Anden. – Eclogae geol. Helv., **61/2**, 615–656, 1968b.
- RENZ, O.: Über die Gattungen *Paregonoceras* SPATH, *Knemiceras* BOHM und *Neophlycticeras* SPATH (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas. – Eclogae geol. Helv. **63/3**, 1021–1057, 1970.
- RENZ, O.: Die Gattungen *Hysteroeras* SPATH und *Mortonoceras* MEEK (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas. – Eclogae geol. Helv., **64/3**, 596–609, 1971.
- RENZ, O.: Die Gattungen *Puzosia* BAYLE, *Bhimaites* MATSUMOTO und *Desmoceras* ZITTEL (Ammonoidea) im oberen Albian Venezuelas. – Eclogae geol. Helv., **65/3**, 701–724, 1972.
- RENZ, O.: The Cretaceous ammonites of Venezuela. – 132 S., Basel (Birkhauser) 1982.
- REYMENT, R. A.: Albian ammonites from Fossil Creek, Oodnadatta, South Australia. – Trans. Roy. Soc. S. Australia, **88**, 21–36, Adelaide 1964.
- RICK, B.: Geologie der Flubrig unter besonderer Berücksichtigung der Altmann-Schichten und des „Gault“. – Unveröff. Diplomarb., ETH Zürich 1985.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M.: Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boreale et Tethys). – Cahiers Micropal., **1**, **2**, 1979.
- ROMAN, F.: Les ammonites jurassiques et crétacées. – Essai de genera. – 5543 S., Paris 1938.
- SAVELIEV, A. A.: Stratigraphy and ammonites of the lower Albian of Mangyschlak. – Trudy VNIGRI, **323**, 338 S., Leningrad (Russ.) 1973.
- SAYN, G.: Description des ammonitidés du Barrémien du Djebel-Quach près Constantine. – Bull. Soc. Agric. Lyon, **6/3**, 135–208, 1890.
- SAYN, G.: Les Phylloceras Gargasiens du Sud-Est de la France (espèces nouvelles ou peu connues). – In: KILIAN, W.: Contribution à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France, Mém. Explic. Carte Géol. France, **191**–203, 1920.
- SCHAAD, H.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flysch-Zone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. – Diss., Univ. Zürich 1925.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. – Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-naturw. Kl., **10**, 109 S. (1960); **8**, 111–257 (1962); **6**, 259–406 (1963); **3**, 407–508 (1965); **3**, 511–640 (1966a); **8**, 643–730 (1966b); **3**, 733–901 (1968).
- SCHLOTHEIM, E. F. VON: Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht. – In: LEONHARD: Taschenbuch für die gesamte Mineralogie etc., **7/1**, 3–134, 1813.
- SCHOLZ, G.: Sur la limite Albien-Cénomanien dans le domaine européen de la Tethys. – Géol. mediterr., **5/1**, 195–197, 1978a.
- SCHOLZ, G.: Die Lochwaldschicht zwischen Kuhberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu. – Mitt. Bayer. Staatssgl. Paläont. Hist. Geol., **18**, 29–37, 1978b.
- SCHOLZ, G.: Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, *dispar*-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. – Palaeontographica, A, **165/1–6**, 136 S., 1979a.
- SCHOLZ, G.: Vracon-Ammoniten (Oberalb, *dispar*-Zone) aus dem Flammenmergel von Salzgitter. – In: WIEDMANN, J.: Aspekte der Kreide Europas, I. U. G. S., Ser. A, **6**, 598–606, 1979b.
- SEITZ, O.: Zur Morphologie der Ammoniten aus dem Albien. – Jb. Preuss. Geol. Landesanst., **51**, 8–35 (1930); **52**, 391–416 (1931), 1930–1931.
- SEYED-EMAMI, K.: *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem Nordost- und Zentraliran. – Mitt. Bayer. Stslg. Paläont. Hist. Geol., **20**, 17–27, 1980a.
- SEYED-EMAMI, K.: *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem Nordost- und Zentraliran. – Mitt. Bayer. Stslg. Paläont. Hist. Geol., **20**, 17–27, 1980a.
- SEYED-EMAMI, K.: Parahoplitidae (Ammonoidea) aus dem Nordost- und Zentraliran. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **12**, 719–737, 1980b.
- SEYED-EMAMI, K.: Turrilitidae (Ammonoidea) aus dem Glaukonitkalk bei Esfahan (Zentraliran). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163/3**, 417–434, 1982.
- SHARPE, D.: Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalk of England. 1. Cephalopoda. – Transact. Palaeontogr. Soc., 26 S., (1853), 27–36 (1855), 37–68 (1857), 1853–1857.
- SINZOW, I.: Über einige evolute Ammonitiden aus dem oberen Neocom Russlands. – Mat. Geol. Russland, Kais. Miner. Ges., **22**, 293–332, Leningrad 1905.
- SINZOW, I.: Die Beschreibung einiger *Douvilleiceras*-Arten aus dem oberen Neocom Russlands. – Verh. Russ. Kais. Miner. Ges., **44/1**, 157–197, Leningrad 1906.
- SINZOW, I.: Untersuchung einiger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyschlaks und des Kaukasus. – Verh. Russ. Kais. Miner. Ges., **45/2**, 455–519, Leningrad 1908.
- SINZOW, I.: Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. – Trav. Mus. Géol. Pierre le Grand, **7**, 93–117, Leningrad 1913.

- SORNAY, J.: Ammonites nouvelles du Crétacé de la région des monts du Mellègue (Constantine). – Bull. Serv. Carte Géol., Algérie, 1. Ser. Paléont., **18**, 36 S., 1955.
- SOWERBY, J.: The mineral conchology of Great Britain. – Vol. 1–4 (pars), London 1812–1823.
- SOWERBY, J. DE C.: The mineral conchology of Great Britain. – Vol. 4 (pars) – 7, London 1823–1846.
- SPATH, L. F.: On Cretaceous cephalopoda from Zululand. – Ann. S. African Mus., **13**, 217–321, 1921.
- SPATH, L. F.: On Cretaceous ammonioidea from Angola, collected by Prof. J. W. Gregory. – Transact. roy. Soc. Edinburgh, **53/1**, 91–160, 1922.
- SPATH, L. F.: A monograph of the ammonioidea of the Gault. – Palaeontogr. Soc., 72 S. (1923a); 73–110 (1925a); 111–146 (1925b); 147–186 (1926a); 187–206 (1927a); 207–266 (1928); 267–311 (1930); 313–378 (1931); 379–410 (1932); 411–442 (1933); 443–496 (1934); 497–540 (1937); 541–608 (1939); 609–668 (1941); 669–720 (1942); 721–787 (1943), 1923a–1943.
- SPATH, L. F.: Excursion to Folkestone, with notes on the zones of the Gault. – Proc. Geol. Assoc., **34**, 70–76, 1923b.
- SPATH, L. F.: On upper Albian ammonioidea from Portuguese East Africa. With an appendix on upper Cretaceous ammonites from Maputoland. – Ann. Transvaal Mus., **11**, 179–200, Pretoria 1925c.
- SPATH, L. F.: On the zones of the Cenomanian and uppermost Albian. – Proc. Geol. Assoc., **37**, 420–432, 1926b.
- SPATH, L. F.: Revision of the Jurassic cephalopod fauna of Kachh. – Palaeont. Indica, **9/2**, 945 S. (1–71: 1927b), 1927b–1933.
- STEINMANN, G.: Über Tithon und Kreide in den Peruanischen Alpen. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **2**, 130–153, 1881.
- STEINMANN, G.: Beiträge zur Stammesgeschichte der Cephalopoden. – S. Indukt. Abstamm. Vererblehre, **36**, 350–416, 1925.
- STIELER, C.: Über sogenannte Mortoniceraten des Gault. – Cbl. Miner. Geol., 345–352, 392–400, 1920.
- STOLICZKA, F.: The fossil cephalopoda of the Cretaceous rocks of southern India. With revision of the Nautiloidea. – Paleont. Indica, **1**, 41–216, 1861–1866.
- STOYANOW, A.: Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona. – Geol. Soc. Amer., Mem., **38**, 169 S., 1949.
- SUCESS, E.: Über Ammoniten. – Sitz.-ber. k. k., Akad. Wiss., **562**, 71–90, Wien 1865.
- THOMEL, G.: Considération sur la faune gargasienne du Sud-Est de la fosse Vocontienne. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. d'Aix-Marseille, **7**, 47–59, 1963.
- THOMEL, G.: Ammonites. – 227 S., Nice 1980.
- TIETZE, E.: Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **22**, 35–142, 1872.
- TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. **46**, 1916.
- UHLIG, V.: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. – Denkschr. Kais. Akad. Wiss., Math.-naturw. Cl., **44**, 127–166, 1883.
- VACEK, M.: Über Vorarlberger Kreide. Eine Localstudie. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **29**, 659–758, 1879.
- WEIDICH, K. F., SCHWERD, K., IMMEL, H.: Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „an der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu. Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna. – Zitteliana, **10**, 555–573, 1983.
- WHITEHOUSE, F. W.: The Cretaceous Ammonoidea of eastern Australia. I. – Mem. Queensland Mus., **8**, 195–242, Brisbane 1926.
- WHITEHOUSE, F. W.: Additions to the Cretaceous ammonite fauna of eastern Australia. – Mem. Queensland Mus., **9**, 109–120, Brisbane 1927.
- WIEDMANN, J.: Ammoniten aus der vascogothischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. – Palaeontographica, A, **118/4–6**, 119–237, 1962a.
- WIEDMANN, J.: Die Gabbioceratinae BREISTROFFER. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **115**, 43 S., 1962b.
- WIEDMANN, J.: Die systematische Stellung von *Hypophylloceras* SALFELD. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **115**, 243–262, 1962c.
- WIEDMANN, J.: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 1. Lief.: Lytoceratina, Aptychi. – Abh. Akad. Wiss. Lit., Math.-naturw. Kl., I, 148 S., 1962d.
- WIEDMANN, J.: Entwicklungsprinzipien der Kreideammoniten. – Paläont. Z., **37**, 103–121, 1963.
- WIEDMANN, J.: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 2. Lief.: Phylloceratina. – Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-naturw. Kl., **4**, 151–256, 1964.
- WIEDMANN, J.: Origin, limits and systematic position of *Scaphites*. – Paleontology, **8**, 397–453, 1965.
- WIEDMANN, J.: Stammesgeschichte und System der posttriasischen Ammonoideen. Ein Überblick. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **125**, 49–79 (1966a); **127**, 13–81 (1966b), 1966.
- WIEDMANN, J.: In: WIEDMANN, J. & DIENI, I.: Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Paleontogr. Italica, **64**, 171 S., 1968a.
- WIEDMANN, J.: Evolucion y clasificacion de los ammonites del Cretacico. – Bol. Geol. Univ. Indust., **24**, 23–49, Santander 1968b.
- WIEDMANN, J.: The heteromorphs and ammonoid extinction. – Biol. Rev., **44**, 563–602, 1969.
- WIEDMANN, J.: The Albian and Cenomanian Tetragonitidae (Cretaceous ammonioidea), with special reference to the Circum-Indic species. – Eclogae geol. Helv., **66/3**, 585–616, 1973.
- WIEDMANN, J.: In: WIEDMANN, J. & BOESS, J.: Ammonitenfunde aus der Biskaya-Syncline (Nordspanien) – Kreidegliederung und Alter des Kreidevulkanismus. – Eclogae geol. Helv., **77/3**, 483–510, 1984.
- WIEDMANN, J. & KULLMAN, J.: Ammonoid sutures in ontogeny and phylogeny. – In: HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R.: The Ammonoidea, Syst. Assoc., Spec. Vol., **18**, 215–255, 1981.
- WRIGHT, C. W.: Mesozoic Ammonoidea (pars). – In: ARKELL, W. J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C. W.: Mesozoic ammonioidea, Treatise on Invertebrate Paleontology, L, 129–437, 1957.
- WRIGHT, C. W.: Cretaceous Ammonoidea. – In: HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R.: The Ammonoidea, Syst. Assoc., Spec. Vol., **18**, 157–176, 1981.
- YOUNG, K.: Texas Mojsisovicziinae (Ammonoidea) and the zonation of Fredericksburg. – Geol. Soc. America Mem., **100**, 225 S., 1966.
- ZIEGLER, P. A.: Geological atlas of western and central Europe. – Shell Int. Petr. Maatschappij, (Elsevier) 1982.
- ZITTEL, K. A., VON: Handbuch der Paläozoologie. 1. Abt. Paläozoologie. 2. Bd. – 893 S., München 1881.
- ZITTEL, K. A. VON: Grundzüge der Paläontologie. – 971 S., München 1895.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Oktober 1988.

Apatit-Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone

Von EWALD HEJL & GÜNTHER GRUNDMANN*)

Mit 12 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 63, 65, 69, 94, 95, 125

*Ostalpen
Nördliche Kalkalpen
Rhenodanubische Flyschzone
Ultrahelvetikum
Molassezone
Apatit-Spaltspurenalte
Radiometrische Altersbestimmungen
Abkühlungsgeschichte*

Inhalt

Zusammenfassung	191
Abstract	192
1. Vorwort	192
2. Einleitung und Problemstellung	192
3. Ermittlung der Apatit-Spaltspurenalte	194
3.1. Probenahme	194
3.2. Aufbereitung der Proben	196
3.3. Altersbestimmung nach der Populationsmethode	196
3.4. Fehlerbetrachtung	197
3.5. Bestimmung der Urangelhalte	198
4. Grundsätzliche Überlegungen zur Interpretation eines Apatit-Spaltspurenaltes einer Sedimentgesteinsprobe	198
5. Diskussion der Ergebnisse	203
5.1. Nördliche Kalkalpen	203
5.2. Flyschzone und Ultrahelvetikum	205
5.3. Molassezone	208
6. Literatur	212

Zusammenfassung

An insgesamt 13 Gesteinsproben aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, der Flyschzone, des Ultrahelvetikums und der Molassezone wurden Apatit-Spaltspurendatierungen durchgeführt. Abgesehen von einem Diabas aus dem Haselgebirge wurden nur terrigene Sedimentgesteine und Kristallingerölle datiert. Die Bestimmung der Spaltspurenalte erfolgte nach der Populationsmethode.

Die Temperaturabhängigkeit der Spaltspurenausheilung und deren Bedeutung für die Interpretation des Apatit-Spaltspurenaltes einer Sedimentgesteinsprobe werden ausführlich diskutiert. Die Abkühlungsalte haben eine Schließungstemperatur von ungefähr 100°C. Apatit-Spaltspurenalte bieten somit die Möglichkeit, verhältnismäßig schwache thermische Ereignisse zu registrieren bzw. die Abkühlung metamorpher Gebiete bis in den Niedrigtemperaturbereich zu verfolgen.

Besonders hervorzuheben sind zwei malmische Abkühlungsalte von 143 und 149 Ma, die an einem Diabas aus einer Haselgebirgsscholle nördlich der Lammermasse bzw. an einem Raibler Sandstein vom Nordrand der Staufeu-Höllenge-

birgsdecke bestimmt wurden. Da diese Teile der Nördlichen Kalkalpen offenbar schon gegen Ende des Jura unter 100°C abkühlten und später nicht mehr stärker erwärmt wurden, muß der thermische Höhepunkt der Nördlichen Kalkalpen spätestens im Malm erreicht worden sein. Demnach käme wohl nur eine Erhöhung des geothermischen Gradienten infolge starker Krustenausdünnung als Ursache der altpaläozoischen Metamorphose in Frage.

Zwei eozäne Abkühlungsalte von 44 und 52 Ma, die an zwei Reiselberger Sandsteinen aus dem Flyschfenster von Strobl bestimmt wurden, können durch die Abscherung des Flysches von seiner Basis im Zuge der Subduktion des Nordpenninkums erklärt werden. Das tiefoligozäne Abkühlungsalte eines Granodioritgneises des Leopold-von-Buch-Denkmal (30 Ma) ist auf die etwas später erfolgte Abscherung des Ultrahelvetikums von seiner subduzierten Basis zurückzuführen. Für die Reiselberger Sandsteine des Flyschfensters von Strobl und für den Orthogneis des Leopold-von-Buch-Denkmal muß eine mindestens 3 km tiefe Versenkung während des alttertiären Subduktions- und Abscherungsvorgangs angenommen werden.

Auch vier Apatit-Spaltspurenalte von Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone) weisen auf die alttertiäre Gebirgsbildung hin. Die Alter streuen zwischen 56 und 39 Ma (Oberpaläozän bis Obereozän) und sind somit deutlich höher als das Sedimentationsalter der Puchkirchener Serie. Sie werden als Abkühlungsalte des zentralalpinen Liefergebiets interpretiert.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. EWALD HEJL, Lainzerstraße 19/13, A-1130 Wien; Dr. GÜNTHER GRUNDMANN, Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching.

Abstract

Apatite fission track dating was carried out on thirteen rock samples from the central part of the Northern Calcareous Alps, the Flysch Zone, the Ultrahelveticum and the Molasse. Apart from an altered Basalt from the Haselgebirge, only sandstones and gneissic boulders were dated. The fission track ages were determined by the population method.

The temperature dependency of fission track fading and its significance in the interpretation of apatite fission track age determination in a sedimentary rock sample are discussed in detail. The cooling ages have a closing temperature of approx. 100°C. Apatite fission track ages therefore enable not only the recognition of weak thermal events but also the determination of the cooling path of metamorphic regions.

Two cooling ages of 149 and 143 m. a. (Malm), which were measured on a Raibl sandstone from the northern margin of the Staufen-Höllengebirge nappe and on an altered Basalt from a Haselgebirge north of the Lammermasse respectively, are particularly interesting. As these sections of the Northern Calcareous Alps had obviously already cooled below 100°C by the end of the Jurassic, and have not been heated above this since, the thermal peak in the Northern Calcareous Alps must have been reached at the latest in the Malm. Therefore, the Eoalpine metamorphism must have been caused by an increase in geothermal gradient as a result of major crustal thinning.

Two Eocene cooling ages of 44 and 52 m. a., which were determined for two Reiselsberg sandstones from the Strobl window can be explained as a result of the detachment of the Flysch during the subduction of the Northern Penninicum. The Lower Oligocene (30 m. a.) cooling age of a granodioritic gneiss from the Leopold von Buch Memorial is due to the somewhat later detachment of the Ultrahelveticum from its subducted basement. At least three km deep burial of the Reiselsberg sandstones from the Strobl window and of the orthogneiss of the Leopold von Buch Memorial during the Lower Tertiary subduction and detachment must be assumed.

Four apatite fission track ages from conglomerates of the Puchkirchen series (Molasse) also indicate Lower Tertiary orogeny. The ages scatter between 56 and 39 m. a. (Upper Paleocene to upper Eocene) and are thus obviously much older than the age of sedimentation of the Puchkirchen series. They are interpreted as cooling ages of the central Alpine sedimentary source.

1. Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines an Dr. E. HEJL verliehenen Forschungsstipendiums der Alexander-von-Humboldt-Stiftung in enger Zusammenarbeit mit Dr. G. GRUNDMANN am Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der Technischen Universität München.

Unser Dank gilt Prof. Dr. W. FRANK (Inst. f. Geol. d. Univ. Wien) und Hofrat Dr. W. JANOSCHEK (Geol. Bundesanstalt) für die Befürwortung dieses Projektes in der Begutachtungsphase sowie Prof. Dr. Ing. G. MORTANI (Lehrstuhl f. Angewandte Mineralogie u. Geochemie d. Techn. Univ. München) für das entgegengebrachte Interesse und die Bereitschaft, die Einrichtungen des Lehrstuhles zur Verfügung zu stellen.

Frau Prof. Dr. E. KIRCHNER (Inst. f. Geowissenschaften d. Univ. Salzburg) überließ uns eine von ihr gesammelte Probe eines permischen Metadiabases zur Datierung. Herr Dr. L. WAGNER und Herr Dr. L. KRECZY von der Rohöl-Aufsuchungs-Ges. m. b. H. (Wien) stellten Bohrkern aus der Puchkirchener Serie der Oberösterreichischen Molassezone zur Verfügung. Herr Dr. H. STAUFENBERG war bei der Aufbereitung der Proben behilflich. Herr Dipl.-Ing. CASTA vom Forschungszentrum Seibersdorf veranlaßte die Bestrahlung der Proben und

berechnete die Neutronendosis. Herr Dr. M. SATIR (Lehrstuhl f. Angewandte Mineralogie u. Geochemie d. Techn. Univ. München) und Herr Dr. W. SCHNABEL (Geol. Bundesanstalt) lieferten kritische Diskussionsbeiträge. Allen genannten Personen sei herzlichst gedankt.

2. Einleitung und Problemstellung

Bis Anfang der Siebzigerjahre galten die Nördlichen Kalkalpen als nicht metamorph. Auch das Ausmaß einer vermuteten alpidischen Metamorphose der Nördlichen Grauwackenzone und deren Abgrenzung vom variszischen Mineralbestand waren noch weitgehend unbekannt. Durch zahlreiche Messungen der Illitkristallinität von Feinfraktionen ($< 2 \mu\text{m}$), die seit Mitte der Siebzigerjahre in den Nördlichen Kalkalpen und in der Grauwackenzone durchgeführt wurden, konnte jedoch eine anchi- bis epizonale thermische Beeinflussung weiter Teile der Nördlichen Kalkalpen, besonders des südlichen Tirolikums nachgewiesen werden (siehe M. KRÁLIK, H. KRUMM & J. M. SCHRÁMM, 1987). Selbstverständlich war diese alpidische Metamorphose auch in der darunter liegenden Grauwackenzone wirksam. So kam es z. B. in den altpaläozoischen Wildschönauer Schiefern und in den postvariszischen Serien der Werfener Schuppenzone zur Neubildung von Chloritoid (J. M. SCHRÁMM, 1980, 1982). Die Illitkristallinität der Feinfraktionen erreicht hier $\Delta 2\theta$ -Werte unter $0,25^\circ$; das entspricht dem Bereich der Grünschieferfazies. Nach N und gegen Hangend nehmen die $\Delta 2\theta$ -Werte der Feinfraktionen allmählich zu. Der Großteil des südlichen Tirolikums und die basalen Teile der Dachsteindecke dürften eine anchizonale Metamorphose erlitten haben. So konnte beispielsweise in einer Kissenlava aus der permischen Gips-Anhydrit-Lagerstätte von Wien am Grundlsee Pumpellyit nachgewiesen werden (E. Ch. KIRCHNER, 1977, 1980, S. 394). Im nördlichen Tirolikum und im Bajuvarikum östlich von Kufstein liegen die $\Delta 2\theta$ -Werte der Feinfraktionen über $0,42^\circ$, also im nicht-metamorphen Bereich. Diese Teile der Nördlichen Kalkalpen haben offenbar nie eine Temperatur von 200° überschritten, während für die basalen Teile des Tirolikums am Südrand des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen eine Maximaltemperatur von rund 350°C angenommen werden muß.

Zahlreiche Feinfraktionen aus dem Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (südlich von Salzburg) wurden von M. KRÁLIK mit der K-Ar- und der Rb-Sr-Methode datiert (M. KRÁLIK, 1983; M. KRÁLIK, H. KRUMM & J. M. SCHRÁMM, 1987, 170–173). Die Modellalter des anchimetamorphen Bereiches streuen zwischen 103 und 143 Ma (Malm bis Alb), wobei die Rb-Sr-Alter ziemlich konstant bei ca. 135 Ma liegen. Ob diese Daten hauptsächlich als Mineralbildungsalter oder als Abkühlungsalter nach dem thermischen Höhepunkt der Metamorphose zu interpretieren sind, ist noch nicht ganz geklärt. Auch eine Beeinflussung der Alterswerte durch den wechselnden detritischen Anteil der Feinfraktionen kann nicht ausgeschlossen werden. Fest steht jedenfalls, daß der thermische Höhepunkt der Metamorphose nicht jünger als unterkretazisch sein kann, da später kein nennenswerter Isotopenaustausch mehr stattfand. An Feinfraktionen aus dem Mittelabschnitt der Grauwackenzone wurden etwas niedrigere



Abb. 1.
Chloritoid in einer epizonal metamorphen,
wahrscheinlich permischen Basisbrekzie
vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen bei
Ramsau.
Gesteinsprobe von G. MANDL.

K-Ar-Alter ermittelt (86 bis 113 Ma). Sie werden als Abkühlungsalter interpretiert.

Isotopengeologische Daten zur thermischen Geschichte der rhenodanubischen Flyschzone waren bis zu Beginn der von uns durchgeführten Untersuchung nicht verfügbar. Allgemein wird angenommen, daß die Flyschzone nicht metamorph ist. Man denke etwa an das häufige Auftreten von Glauconit, welcher im P-T-Bereich der Metamorphose anscheinend nicht mehr stabil ist. Eine genauere Aussage über die im Zuge der alttertiären Subduktion des Nordpennins erreichte Höchsttemperatur der heutigen Oberflächengesteine der Flyschzone und über deren größte Versenkungstiefe war bisher nicht möglich.

Die gegenwärtige Temperaturverteilung in der Oberösterreichischen Molassezone ist durch Temperaturmessungen in Bohrlöchern sowie in produzierenden Öl- und Gassonden recht gut bekannt (siehe B. KUNZ, 1978). Der geothermische Gradient ist teufenabhängig aber auch regionalen Schwankungen unterworfen. In der Umgebung des Ölfeldes Voitsdorf herrscht in der Nähe der Erdoberfläche bis ca. 500 m Tiefe ein Gradient von 5,12°C/100 m. Mit zunehmender Teufe wird der Gradient allmählich kleiner. Er beträgt in 3000 m Tiefe nur mehr 1,93°C/100 m. Der durchschnittliche Gradient zwischen der Geländeoberfläche und 3000 m Tiefe beträgt im Ostteil der Oberösterreichischen Molassezone 3,18°C/100 m (Umgebung Voitsdorf). Gegen

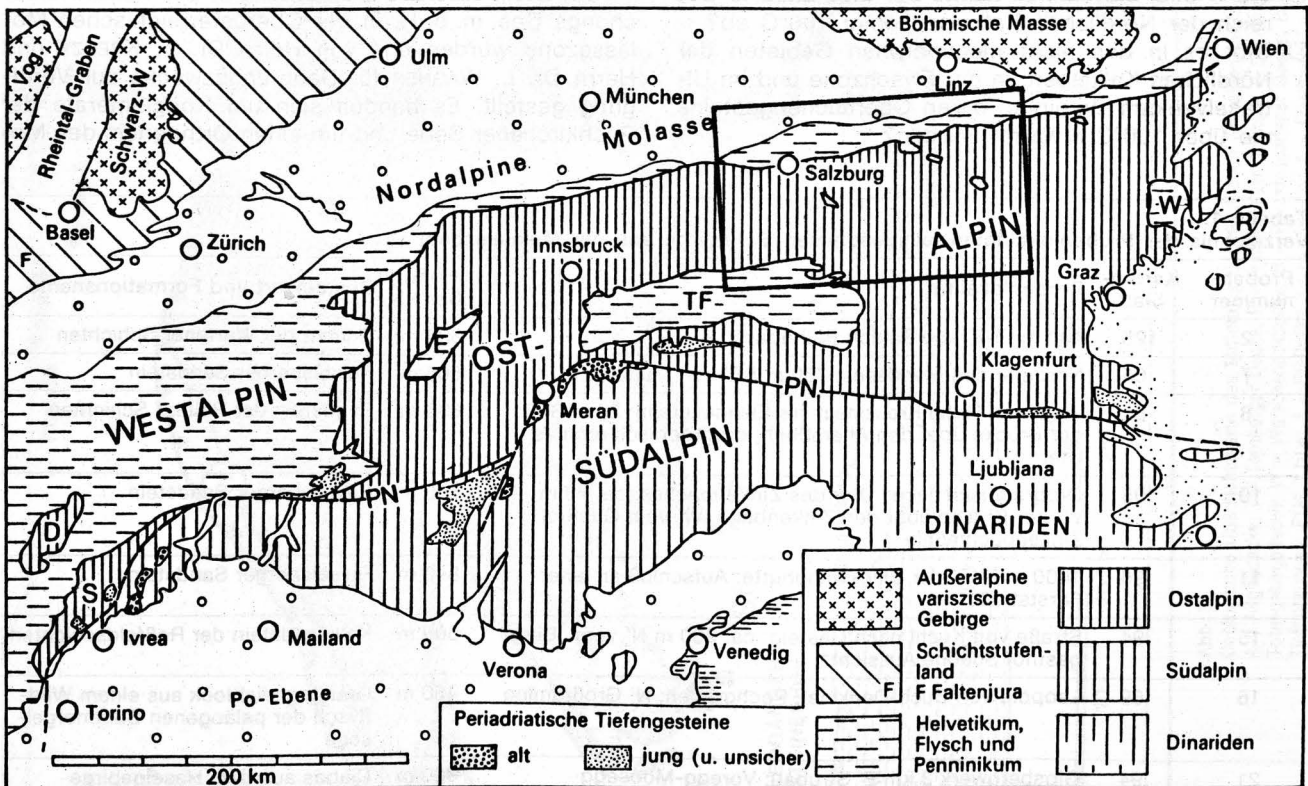


Abb. 2.
Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen
(nach H. BÖGEL & K. SCHMIDT, 1976) mit Lage des Arbeitsgebietes (rechteckig umrahmt).

W nimmt der Gradient ein wenig ab, doch ist eine deutliche Zunahme bei Annäherung an die Böhmsche Masse und an den Überschiebungsrand des Flysches zu beobachten. In 1000 m Tiefe herrschen gegenwärtig Temperaturen von 45 bis über 60°C, wobei die höchsten Temperaturen entlang des Tansgressionsrandes der Molasse über das Kristallin der Böhmschen Masse auftreten (B. KUNZ, 1978, S. 58 und Taf. 1). B. KUNZ führt diese Temperaturverteilung auf die geringere Wärmeleitfähigkeit des kristallinen Grundgebirges gegenüber den Sedimenten der Molassezone zurück. Aus dem Gesagten ergibt sich, daß der geothermische Gradient während der Molassesedimentation nicht immer gleich gewesen sein muß, sondern vielleicht auch einem zeitlichen Trend unterlag. Zu bedenken ist auch, daß die bis zu 300 m mächtigen kohleführenden Süßwasserschichten (höheres Miozän bis ?Pliozän) spätestens im Pleistozän wieder weiträumig abgetragen wurden, was wohl zu einer Abkühlung der tieferen Schichten um gut 10°C geführt haben mag.

Spaltspurenmodellalter von Apatiten geben bei gleichmäßiger langsamer Abkühlung eines Gebiets ungefähr den Zeitpunkt der Abkühlung unter 100°C an (G. A. WAGNER, 1968; C. W. NAESER & H. FAUL, 1969; M. H. DODSON, 1979; A. J. W. GLEADOW & I. R. DUDDY, 1981) und bieten somit die Möglichkeit, verhältnismäßig schwache thermische Ereignisse zu registrieren bzw. die Abkühlung metamorpher Gebiete bis in den Niedrigtemperaturbereich zu verfolgen. Durch die im Zuge der vorliegenden Untersuchung ermittelten Spaltspurenalter von Apatiten aus einem größeren Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen, der Flyschzone und des Ultrahelvetikums sollten die folgenden Fragen beantwortet werden:

- Wann und wie schnell kühlte der metamorphe Bereich der Nördlichen Kalkalpen unter 100°C ab?
- Gibt es in den nicht metamorphen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen, in der Flyschzone und im Ultrahelvetikum Bereiche, deren Oberflächengesteine nie über 100°C erwärmt wurden?

- Wie groß war ungefähr die maximale Überlagerung bzw. Versenkung in den nicht metamorphen Zonen?
- Durch welche tektonischen Vorgänge wurde die Abkühlung verursacht?

Als Ergänzung zu den Oberflächenproben wurden auch Apatite aus Bohrkernen von Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone) datiert. Daß diese Gesteine nie über 100°C erwärmt wurden, war aufgrund ihrer Teufe zu erwarten, doch erhofften wir uns Informationen über das Abkühlungsgeschehen in ihrem zentralalpinen Liefergebiet.

3. Ermittlung der Apatit-Spaltspurendaten

3.1. Probenahme

Für die Abtrennung von einigen hundert Apatitkörnern aus einer Granit- oder Orthogneisprobe genügen erfahrungsgemäß 3 kg Probenmaterial. Da es sich bei den meisten Proben um Sandsteine oder Konglomerate handelte, wurden im allgemeinen mehr als 5 kg je Probe entnommen und aufbereitet.

In den Jahren 1985 bis 1987 wurden aus dem in Abb. 3 dargestellten Untersuchungsgebiet 21 Gesteinsproben von Oberflächenlokalitäten entnommen. Zwei weitere Oberflächenproben erhielten wir von Frau Prof. Dr. E. Ch. KIRCHNER (Univ. Salzburg). Leider erweisen sich viele der aufbereiteten Sandsteine durch Mangel an Apatit als unbrauchbar. In der Übersichtskarte der Abb. 3 sind nur die Lokalitäten und Nummern jener Proben, die datiert werden konnten, dargestellt. Die genauere Lage der Fundorte sowie die lithologische und stratigraphische Zuordnung der Proben können der Tab. 1 entnommen werden.

Fünf Bohrkern aus Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H. in der Oberösterreichischen Molassezone wurden uns von Herrn Dr. L. KRECZY und Herrn Dr. L. WAGNER für Datierungszwecke zur Verfügung gestellt. Es handelt sich um Konglomerate der Puchkirchener Serie und um einen Orthogneis des Mo-

Tabelle 1.
Verzeichnis der Probenlokalitäten (ausgenommen Bohrkern aus der Molassezone).

Probennummer	Kartenblatt	Probenlokalität	Höhe über NN	Gesteinsart und Formationsname
2	125	400 m ENE' von Schloß Blühnbach	895 m	Quarzit der Werfener Schichten
7	65	Nordufer des Mondsees; 700 m SE' von Mühlbach	505 m	Reiselsberger Sandstein
8	65	Weg vom Hotel Kreuzstein zur Eisenaueralm; 20 m SSE' der Brücke über den Altersbach; orographisch rechtes Ufer	630 m	Sandstein der Raibler Schichten
10	95	Orographisch linkes Ufer des Zinkenbaches; ca. 70 m W' der Brücke über den Zinkenbach (W' vom Gasthof Zinkenbachmühle	560 m	Reiselsberger Sandstein
11	95	1000 m ENE' der Bleckwandhütte; Aufschluß an einer Forststraße	840 m	Reiselsberger Sandstein
15	94	Straße von Kuchl nach Gasteig; ca. 200 m N' vom „Berggasthof Schöne Aussicht“	600 m	Kalksandstein der Roßfeldschichten
16	69	Leopold von Buch-Denkmal; Pechgraben; N' Großbraming	460 m	Granitgneisblock aus einem Wildflysch der paläogenen Buntmergelserie
21	94	Gipsbergwerk 3 km E' Strubau; Voregg-Moosegg	900 m	Diabas aus dem Haselgebirge (Perm)
22	63	Oberdorfergraben; ca. 1100 m NNW' vom Gipfel des Haunsberges	550 m	Granitgneisblock aus dem Haunsberg-Wildflysch (Unterkreide)

lasseuntergrundes. Letzterer enthielt zwar reichlich Apatit, doch war wegen des hohen Urangehaltes die Spaltspurendichte im natürlichen Apatit so hoch, daß eine genaue Auszählung nicht möglich war. Die Lage der Tiefbohrungen und die Teufe der datierten Konglomeratproben sind der Abb. 3 bzw. der Tab. 3 zu entnehmen.

3.2. Aufbereitung der Proben

Die Proben wurden mit einem Backenbrecher und einer Walzenmühle zerkleinert und anschließend durch Trockensiebung in mehrere Korngrößenfraktionen geteilt. Zur Vermeidung von Kontamination wurden Siebrahmen mit auswechselbaren Perlonsiebgeflechten verwendet. Die Siebgeflechte wurden nach jeder Probe gewechselt. Die Anreicherung der Apatite der Korngrößenfraktion von 0,1 bis 0,3 mm erfolgte mittels eines Magnetseparators und mittels Schwereflüssigkeiten (Bromoform und Tetrabrommethan). Aus den gewonnenen Konzentraten wurden die Apatite unter dem Bino-kular händisch ausgelesen.

3.3. Altersbestimmung nach der Populationsmethode

Für die Bestimmung der Apatit-Spurenalter nach der Populationsmethode (C. W. NAESER, 1979, S. 158) wur-

de das Apatitkonzentrat jeder Probe in zwei annähernd gleiche Populationen geteilt. Eine der beiden Hälften wurde in einem Muffelofen 25 Stunden bei 550 bis 600°C ausgeheizt, um sämtliche spontanen Spaltspuren auszuheilen. Anschließend wurden beide Hälften getrennt in Epoxydharz eingebettet. Die Präparate mit den ausgeheizten Apatiten wurden in der thermischen Säule des ASTRA-Reaktors des Österreichischen Forschungszentrums Seibersdorf mit thermischen Neutronen bestrahlt, um durch die künstlich angeregte Kernspaltung von Uran 235 sogenannte „induzierte Spaltspuren“ im Apatit zu erzeugen. Die Neutronenflußdichte in der thermischen Säule lag zwischen $4,1 \cdot 10^{10}$ und $4,3 \cdot 10^{10}$ n/cm²s.

Nach der Bestrahlung wurden die Oberflächen der bestrahlten und der unbestrahlten Präparate so lange mit SiC-Pulver abgeschliffen, bis die kleineren Apatitkörnchen in der Schliffebene etwa den maximalen Durchmesser zeigten. Die Politur der abgeschliffenen Oberflächen erfolgte auf einer automatischen Läpp- und Poliermaschine. Als Poliermittel wurden Diamantpasten mit Körnungen von 5 µm und 3 µm verwendet.

Die polierten Präparate beider Probenhälften wurden gleichzeitig in 5 % HNO₃ bei 21°C 45 Sekunden geätzt. Nach Ablauf der 45 Sekunden wurden die Präparate sofort im Ultraschallgerät mit Wasser gereinigt, um Säurereste zu entfernen.

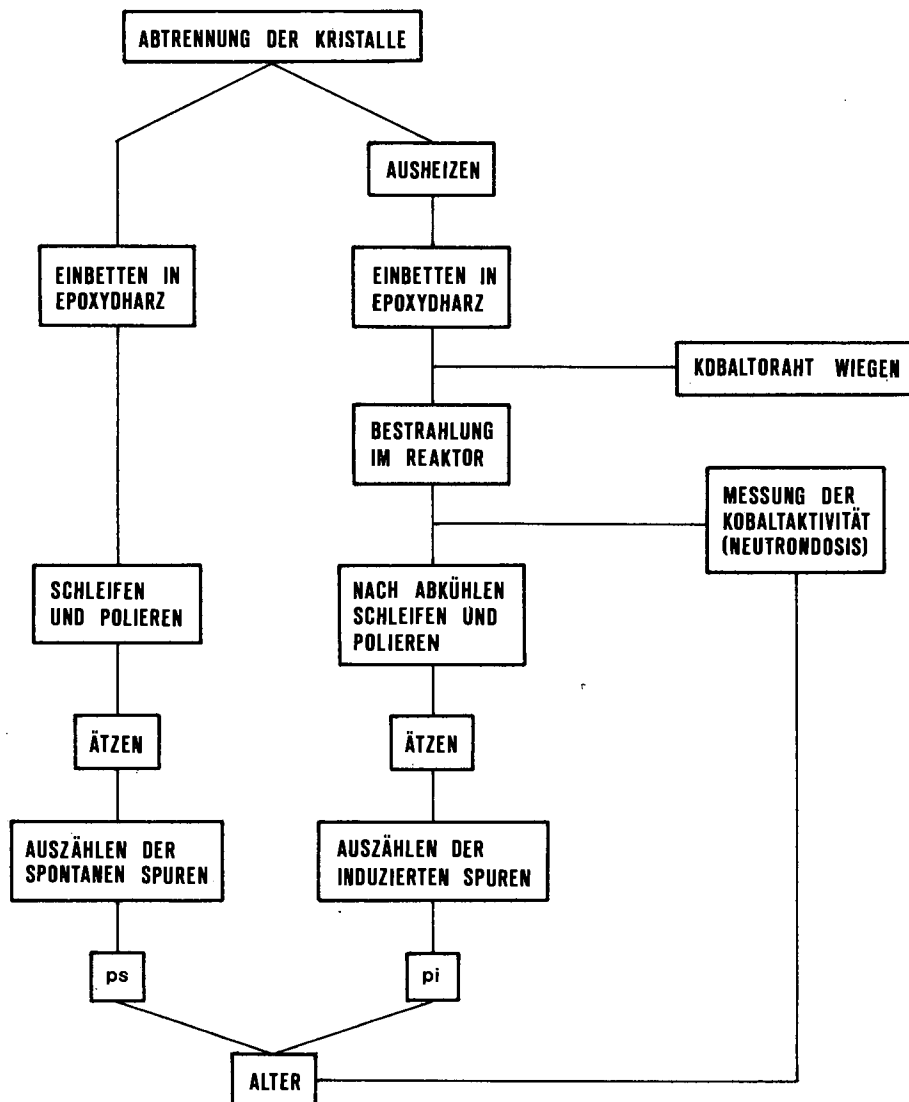


Abb. 4. Flußdiagramm zur Bestimmung eines Spaltspurenalters (nach H. STAUFENBERG, 1985, S. 23).

Die Auszählung der durch den Ätzzvorgang sichtbar gemachten Spaltspuren erfolgte mit einem Durchlichtmikroskop bei 800-facher Vergrößerung (Objektiv: Öl-Immersion 100x; Okular: 8x) über eine quadratische Einheitsfläche (Okularstrichplatte) von 0,001 mm². Bei beiden Präparaten jeder Probe wurde auf möglichst vielen Kristallen die gleiche Anzahl zufällig gewählter Einheitsflächen ausgezählt.

Die Spaltspurenalter wurden nach der folgenden Altersgleichung berechnet:

$$T = \frac{ps \cdot I \cdot \sigma \cdot D}{pi \cdot \lambda_f} = \frac{ps}{pi} \cdot D \cdot \text{Konstante}$$

wobei:

- T = Spaltspurenalter in Millionen Jahren (Ma)
- ps = Anzahl der spontanen Spaltspuren pro cm²
- pi = Anzahl der induzierten Spaltspuren pro cm²
- D = Neutronendosis (n/cm²)
- I = Isotopenverhältnis ²³⁵U/²³⁸U = 7,253 · 10⁻³

σ = Neutroneneinfangquerschnitt von ²³⁵U = 580,2 · 10⁻²⁴ cm²
 λ_f = Zerfallskonstante für die Spontanspaltung des ²³⁸U = 8,46 · 10⁻¹⁷ a⁻¹

Für die Bestimmung der Neutronendosis wurden Al-Co-Folien und Al-Co-Drähte mit einem Co-Gehalt von 1,0 bzw. 0,268 % als Monitore verwendet. Sie wurden gemeinsam mit den Apatitpräparaten in der thermischen Säule bestrahlt. Aus der Aktivität der Monitore wurde anschließend die Neutronendosis berechnet (siehe H. STAUFENBERG, 1985, S. 21f).

3.4. Fehlerbetrachtung

In der Geochronologie muß zwischen Meßfehlern und Interpretationsfehler unterschieden werden. Ein Interpretationsfehler liegt z. B. dann vor, wenn ein Mischalter irrtümlich als Abkühlungsalter gedeutet wird. Die

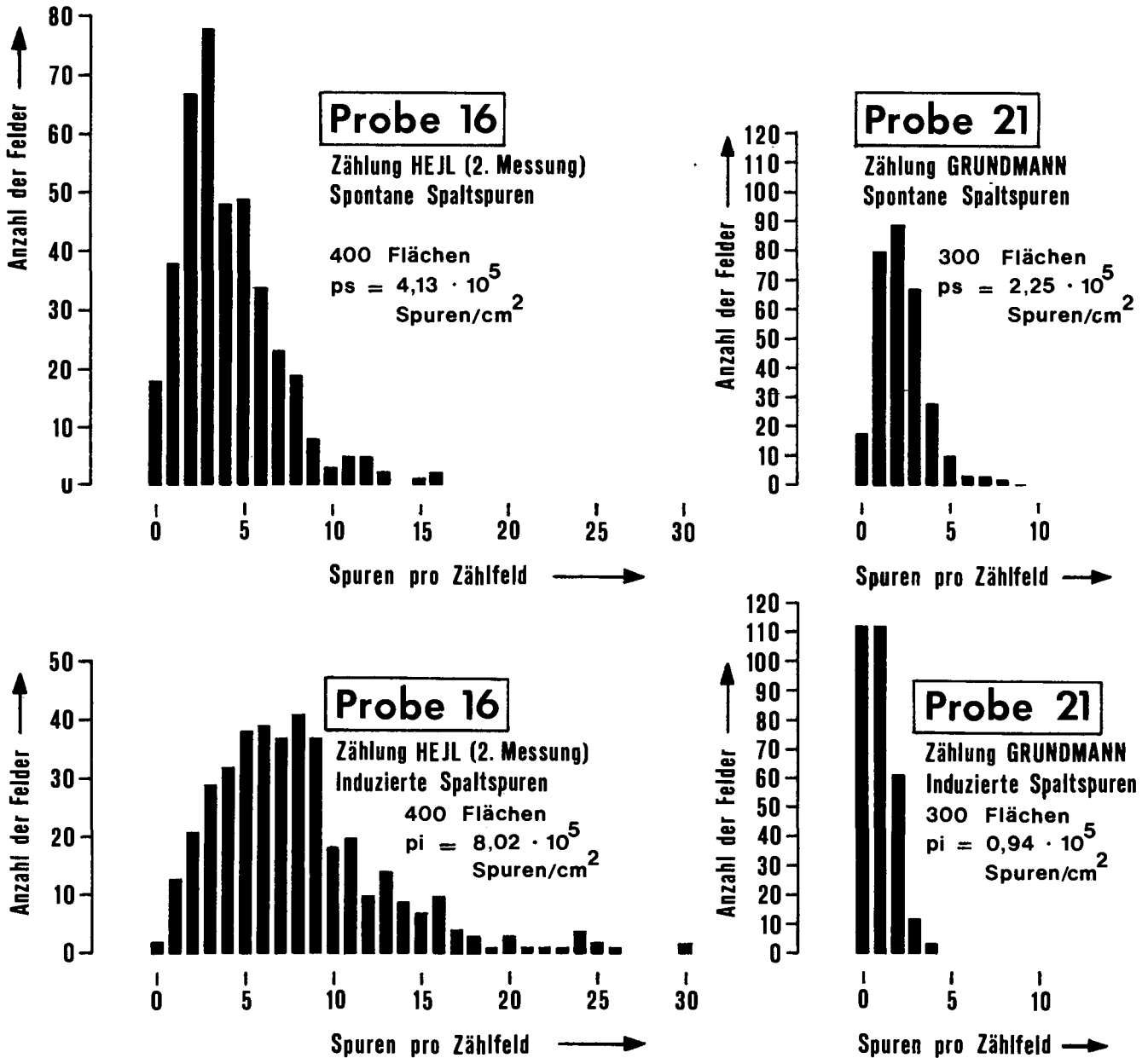


Abb. 5.

Häufigkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche.

Bei den Apatiten der Orthogesteine zeigt die Spaltspurenanzahl pro Zählfläche meistens eine mehr oder weniger eingipfelige Häufigkeitsverteilung. Wenn das Uran vollkommen homogen in den Apatiten verteilt ist, wird die Wahrscheinlichkeit, eine bestimmte Anzahl von Spaltspuren pro Zählfeld zu finden, durch eine Poisson-Verteilung beschrieben.

Temperaturabhängigkeit der Spaltspurenausheilung und ihre Bedeutung für die Interpretation der Apatit-Spaltspurenalte werden in Kap. 4 ausführlich diskutiert. Hier sollen zunächst nur die Meßfehler besprochen werden. Diese werden bekanntlich in zufällige und systematische Fehler gegliedert.

Der zufällige Fehler ist die auf unvermeidlichen Einflüssen beruhende Abweichung der Einzelmessungen vom Mittelwert einer sehr großen Anzahl von Messungen. Die sich aus diesen zufälligen, positiven und negativen Abweichungen ergebende statistische Häufigkeitsverteilung ist maßgebend für die Reproduzierbarkeit einer Messung, wenn immer die gleichen Rahmenbedingungen herrschen. Bei der Bestimmung eines Spaltspurenaltes entstehen die zufälligen Fehler im wesentlichen durch die Ungenauigkeit des Spurenverhältnisses p_s/p_i und durch die Ungenauigkeit der Neutronendosis. Wenn das Uran vollkommen homogen in den Apatiten verteilt ist, wird die Wahrscheinlichkeit, eine bestimmte Anzahl von spontanen bzw. induzierten Spaltspuren pro Einheitsfläche zu finden, durch eine Poisson-Verteilung beschrieben. In diesem Fall gilt für die Standardabweichung des Spaltspurenaltes (H. STAUFENBERG, 1985).

$$\sigma = T \cdot \sqrt{\frac{1}{p_s} + \frac{1}{p_i} + (\text{Fehler der Neutronendosis})^2}$$

wobei:

σ = Standardabweichung

T = Spaltspurenalte

p_s = Anzahl der ausgezählten spontanen Spaltspuren

p_i = Anzahl der ausgezählten induzierten Spaltspuren

Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche kommt bei den Proben 16 und 21 einer Poisson-Verteilung sehr nahe (siehe Histogramme der Abb. 5). Die obige Gleichung scheint daher für die Fehlerberechnung der Spaltspurenalte von Orthogesteinen geeignet zu sein. In Tab. 2 ist für die Spaltspurenalte der Orthogneisblöcke (Proben 16 und 22) und des Diabases (Probe 21) ein Fehler von $\pm 2 \sigma$ angegeben. Das entspricht einem Vertrauensbereich von ca. 95 %. Für die Neutronendosis wurde ein maximaler Meßfehler von 3 % angenommen.

Eine homogene Uranverteilung in den Apatiten der Sandsteine ist nicht zu erwarten, da das Liefergebiet üblicherweise aus mehreren Gesteinsarten mit oft sehr unterschiedlichen Urangelhalten besteht. Demnach kann die Spaltspurendichte in den Apatiten ein und derselben Sandsteinprobe sehr stark schwanken. In den Apatiten der Probe 8 schwankt die Dichte der spontanen Spaltspuren beispielsweise zwischen 0 und 80 Spuren pro Zählfeld (siehe Abb. 6). Da offenbar keine Poisson-Verteilung vorliegt, kann die Standardabweichung des Spaltspurenaltes nicht nach der oben angegebenen Gleichung berechnet werden. Durch Wiederholungsmessungen, bei denen außer der Separation alle Schritte zur Altersbestimmung (Teilen der Probe, Ausheizen, Bestrahlen, Polieren, Ätzen, Zählen) neu durchgeführt wurden, stellten wir fest, daß auch die Spaltspurenalte der Sedimentgesteine gut reproduzierbar sind. Bei den Sandsteinen beträgt die größte festgestellte Abweichung ca. 6 % (Probe 11). Sicherheitshalber wurde in den Tab. 2 und 3 für die Spaltspurenalte der terrigenen Sedimente ein größter anzunehmender Fehler von ± 15 % angegeben.

Der systematische Fehler kann als die Differenz zwischen dem Mittelwert einer großen Anzahl von Messungen und dem sogenannten wahren Wert definiert

werden. Ein systematischer Fehler kann z. B. durch die Ungenauigkeit der verwendeten Zerfallskonstante verursacht werden. Wenn Spaltspurenalte, die mit der gleichen Zerfallskonstante berechnet wurden, miteinander verglichen werden, kann dieser Fehler unberücksichtigt bleiben. Wenn die Spaltspurenalte aber mit Rb-Sr- oder K-Ar-Altern verglichen werden, sollte der mögliche Fehlerbereich der Zerfallskonstanten von ^{238}U , ^{87}Rb und ^{40}K nicht ganz außer acht gelassen werden. Um zu überprüfen, ob noch andere systematische Fehlerquellen vorhanden sind, wurden einige bereits von G. GRUNDMANN & G. MORTEANI (1985) und H. STAUFENBERG (1985, 1987) datierte Apatitkonzentrate einer neuerlichen Datierung unterzogen, wobei die Bestrahlung diesmal nicht in der thermischen Säule des Reaktors BER II am Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung in Berlin sondern in der thermischen Säule des ASTRA-Reaktors von Seibersdorf durchgeführt wurde. Die dabei festgestellte Abweichung der neuen Spaltspurenalte von den älteren Ergebnissen betrug maximal 11 %. Es kamen sowohl positive als auch negative Abweichungen vor. Eine größere systematische Abweichung ist demnach nicht zu erwarten.

3.5. Bestimmung der Urangelhalte

Der durchschnittliche Urangelhalt einer Apatitprobe kann bei bekannter Neutronendosis aus der Anzahl der induzierten Spaltspuren pro Flächeneinheit berechnet werden (G. A. WAGNER, 1973). Für die Urankonzentration in ppm gilt:

$$U = \frac{p_i}{D \cdot C}$$

C ist eine empirisch bestimmte Proportionalitätskonstante.

Für die genannten Ätzbedingungen gilt: $C = 2,74 \cdot 10^{-11}$ (siehe H. STAUFENBERG, 1985).

4. Grundsätzliche Überlegungen zur Interpretation eines Apatit-Spaltspurenaltes einer Sedimentgesteinsprobe

Die Geschwindigkeit, mit der Spaltspuren im Kristallgitter ausheilen, ist bekanntlich von der Temperatur abhängig. Je höher die Temperatur ist, desto schneller heilen die Spaltspuren aus. Diese Temperaturabhängigkeit der Spaltspurenausheilung wurde bereits mehrfach mit Ausheizexperimenten untersucht. Die zeitliche Extrapolation der im Labor erzielten Daten zeigt, daß Spaltspuren in Apatiten bei Temperaturen unter 60°C in geologischen Zeiträumen weitgehend stabil sind, während sie bei 150°C schon nach einer Million Jahren vollständig ausgeheilt sind (siehe C. W. NAESER, 1979, S. 162, Abb. 9; G. A. WAGNER & P. E. ZAUN, 1985, S. 128, Abb. 3). In Apatiten mit nicht extrem hohem Urangelhalt findet im Temperaturbereich über 150°C keine Akkumulation von Spaltspuren statt, da die Spaltspurenproduktion durch die Ausheilung kompensiert wird. Diese Aussage konnte durch Apatit-Spaltspurenalte von Bohrkernen aus Tiefbohrungen bestätigt werden (C. W. NAESER, 1979, S. 165, Abb. 12; G. A. WAGNER & P. E. ZAUN, 1985, S. 133, Abb. 11). Bei sinkender Tem-

Probe 8

Zählung HEJL — Spontane Spaltspuren

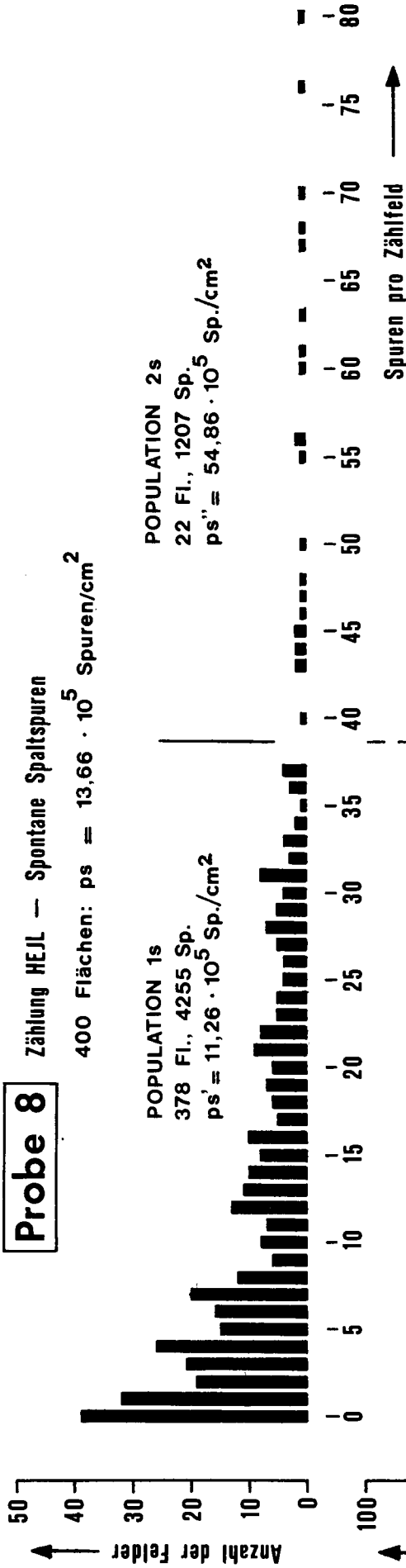
400 Flächen: $ps = 13,66 \cdot 10^5$ Spuren/cm²

POPULATION 1s

378 Fl., 4255 Sp.
 $ps' = 11,26 \cdot 10^5$ Sp./cm²

POPULATION 2s

22 Fl., 1207 Sp.
 $ps'' = 54,86 \cdot 10^5$ Sp./cm²



Probe 8

Zählung HEJL — Induzierte Spaltspuren

400 Flächen: $pi = 5,41 \cdot 10^5$ Spuren/cm²

POPULATION 1i

376 Fl., 1430 Sp.
 $pi' = 3,80 \cdot 10^5$ Sp./cm²

POPULATION 2i

24 Fl., 733 Sp.
 $pi'' = 30,54 \cdot 10^5$ Sp./cm²

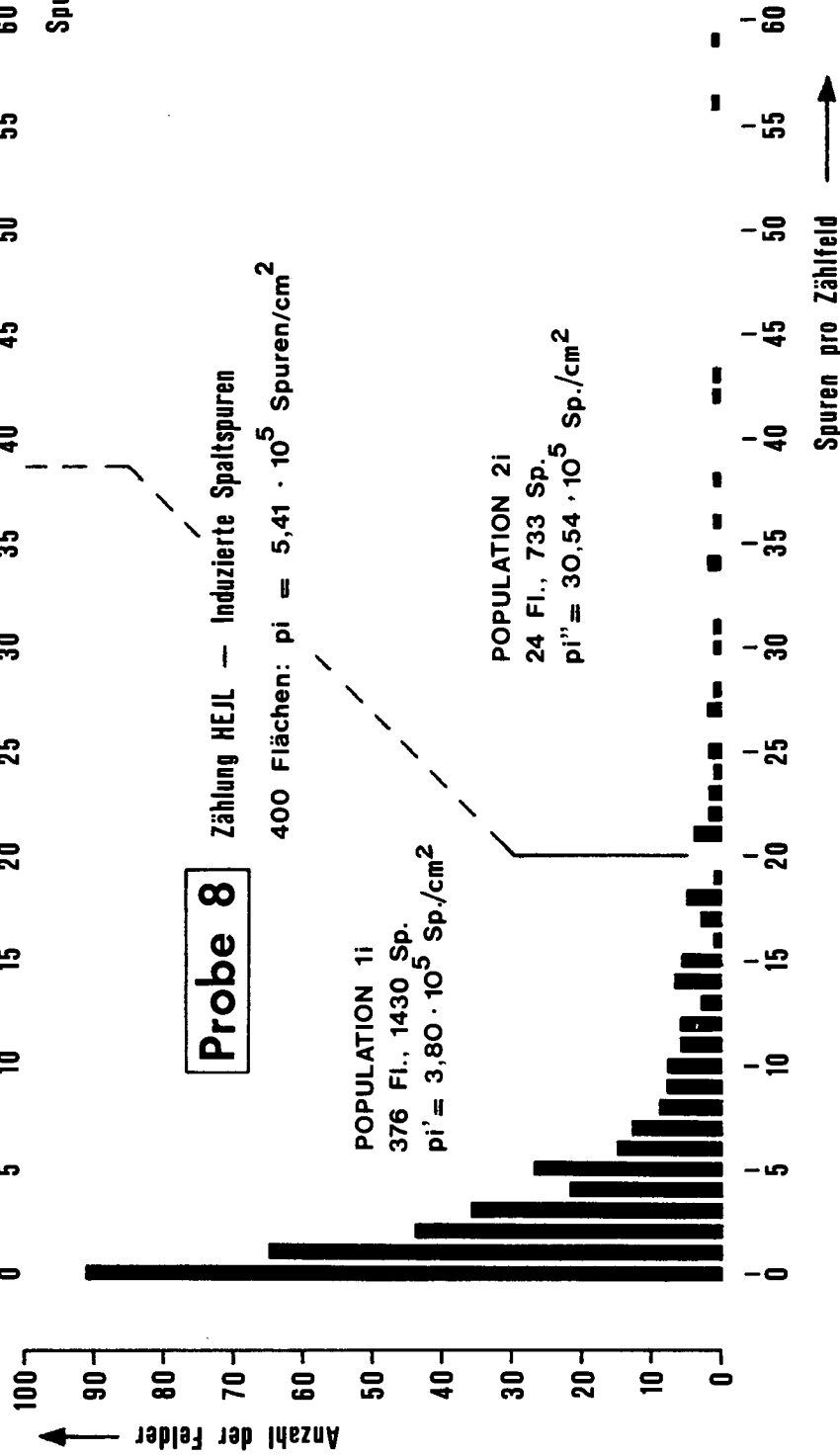


Abb. .6.

Häufigkeitsverteilung der Spaltspurenanzahl pro Zählfläche.

Eine Position-Verteilung liegt nicht vor, da der Urangehalt der Apatite des Rabier Sandsteins von Probe 8 offenbar sehr stark schwankt. Trotzdem scheint das an dieser Probe bestimmte Spaltspurenalter relativ gut reproduzierbar zu sein. Nach dem optischen Eindruck der Häufigkeitsverteilung kann man bei den natürlichen und den bestrahlten Apatiten jeweils eine Hauptpopulation (1s bzw. 1i) von den „Ausreißern“ (Population 2s bzw. 2i) unterscheiden. Das mit dem Verhältnis ps'/pi' berechnete Alter beträgt 175 Ma. Es ist um 17 % höher als das mit den Gesamtpopulationen berechnete Alter von 149 Ma.

Tabelle 2.
Apatit-Spaltspurendaten der Oberflächenproben.
Wenn nicht anders angegeben (GRUNDMANN), wurden die Spuren von HEJL ausgezählt.

Proben- nummer	Gesteinsart	Formation	Höhe über NN (m)	ps		pi		Neutronen- dosis ($\cdot 10^{15}$ N/cm ²)	Zahl der Flächen bzw. Körner	Alter (Mill. Jahre)	Uran- gehalt (ppm)
				$\cdot 10^5$ Spuren/cm ²	Spuren	$\cdot 10^5$ Spuren/cm ²	Spuren				
2	Quarzit	Werfener Schichten (Permoskyth)	895	9,19	2757	14,26	4279	2,09	300	67 (± 10)	24,9
7	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	505	1,81	542	1,04	311	1,22	300	106 (± 16)	3,1
7	Wiederholungs- messung (GRUNDMANN)			2,08	625	1,18	354	1,22	300	107 (± 16)	3,5
7	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			2,14	641	1,21	362	1,20	300	106 (± 16)	3,7
8	Sandstein	Raibler Schichten (Karn)	630	13,66	5462	5,41	2163	1,19	400	149 (± 22)	16,6
10	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	560	5,40	1620	14,52	4355	2,37	300	44 ($\pm 6,6$)	22,4
11	Sandstein	Reiselsberger Sand- stein (Cenoman-Turon)	840	1,33	398	2,87	862	2,17	300	50 ($\pm 7,5$)	4,8
11	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			1,31	525	1,50	601	1,22	400	53 ($\pm 8,0$)	4,5
15	Kalksandstein	Roßfeldschichten (Unterkreide)	600	9,55	2866	3,01	904	1,22	300	192 (± 29)	9,0
16	Granitgneis	Wildflysch der paläo- genen Buntmergelserie	460	4,75	1898	16,06	6425	2,10	400	31 \pm 2,5	27,9
16	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			4,13	1650	8,02	3206	1,22	400	31 \pm 2,6	24,0
16	Wiederholungs- messung (GRUNDMANN, 2. Bestr.)			3,86	1544	8,59	3437	1,22	400	27 \pm 2,3	25,7
21	Diabas	Haselgebirge (Perm)	900	2,55	766	1,05	316	1,19	300	143 \pm 21	3,2
21	Wiederholungs- messung (GRUNDMANN)			2,25	676	0,94	282	1,19	300	142 \pm 22	2,9
22	Granitgneis	Haunsberg-Wildflysch (Unterkreide)	550	13,59	5434	4,96	1982	1,22	400	166 \pm 13	14,8
22	Wiederholungs- messung (2. Bestrahlung)			12,95	5181	4,30	1721	1,20	400	180 \pm 15	13,1

Tabelle 3.
 Apatit-Spaltspurendaten von Bohrkernen aus Konglomeraten der Puchkirchener Serie (Molassezone).
 OPS = Obere Puchkirchener Serie; UPS = Untere Puchkirchener Serie.
 Tiefbohrungen: Pfaf 3 bzw. 5; Pfafstätt 3 bzw. 5; Fdbg 5 = Friedburg 5.

Proben- nummer	Formation	Bohrung	Vertikalteufe (\approx Bohrteufe)	Seehöhe der Probe	ps		pi		Neutronen- dosis $^{14}\text{N/cm}^2$ ($\cdot 10^4$)	Alter (Mill. Jahre)	Uren- gehalt (ppm)
					$\cdot 10^5$ Spuren/cm 2	Spuren	$\cdot 10^5$ Spuren/cm 2	Spuren			
25	OPS	Fdbg 5	1850 m	- 1271 m	1,76	527	1,91	572	9,21	42 (\pm 6,3)	7,6
26	OPS	Pfaf 3	1687 m	- 1228 m	0,99	297	1,18	354	9,28	39 (\pm 5,9)	4,6
27	UPS	Pfaf 3	2154 m	- 1695 m	1,62	486	1,43	428	9,45	53 (\pm 8,0)	5,5
28	UPS	Pfaf 5	1923 m	- 1466 m	1,98	594	1,71	513	9,67	56 (\pm 8,4)	6,5

peratur verlangsamt sich die Ausheilung, bis sie schließlich die Spaltspurenproduktion nicht mehr vollständig kompensieren kann, wodurch bei fortschreitender Abkühlung eine zunehmende Spaltspurenakkumulation stattfindet. Im Temperaturbereich unter 60°C ist die Zahl der Spaltspuren praktisch eine lineare Funktion der Zeit, solange der betrachtete Zeitraum wesentlich kleiner als die Halbwertszeit des Uran 238 ($T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ Jahre) ist, da dann die Menge des Mutterisotops und folglich auch die Spaltspurenproduktionsrate als konstant angesehen werden können. Bei gleichmäßiger langsamer Abkühlung eines regionalmetamorphen Gebietes geben Spaltspurenmodellalter von Apatiten ungefähr den Zeitpunkt der Abkühlung unter 100°C an (G. A. WAGNER, 1968; C. W. NAESER & H. FAUL, 1969; M. H. DODSON, 1979, S. 200f; C. W. NAESER, 1979, S. 163-168).

In Sedimentgesteinen muß grundsätzlich zwischen terrigenem und autigenem Apatit unterschieden werden.

Das Spaltspurenmodellalter der autigenen Apatite, also jener Apatite, die erst im Sediment entstanden sind, hängt nur vom Zeitpunkt der Kristallisation und dem darauffolgenden zeitlichen Temperaturverlauf ab. Wenn der Apatit bei einer Temperatur von weniger als 60° kristallisiert, und auch später nicht stärker erwärmt wird, gibt sein Spaltspurenalter den Zeitpunkt der Kristallisation an. Es handelt sich um ein Bildungsalter. Wenn der Apatit bei einer Temperatur von mehr als 150° kristallisiert und das Gestein dann langsam abkühlt, gibt sein Spaltspurenalter den Zeitpunkt der Abkühlung unter ungefähr 100°C an. Es handelt sich um ein Abkühlungsalter. Das Spaltspurenalter eines autigenen Apatits ist in jedem Fall kleiner als das Sedimentationsalter des Gesteins.

Die Abbildungen c, d und e der Tafel 1 zeigen idiomorphe Apatite aus einem Sandstein der Werfener Schichten. Da die Quarzkörner dieses Sandsteins gut gerundet sind und da Apatit eine wesentlich geringere Härte als Quarz hat, müssen die idiomorphen Apatite wohl im Sediment entstanden oder randlich weitergewachsen sein. Die Abbildungen c und d der Tafel 23 zeigen ein Apatitkorn mit zonarer Uranverteilung, das aus einem Reiselsberger Sandstein abgetrennt wurde. An eine Kernzone mit mittlerer Spurendichte schließt sich eine schmale Zone mit sehr hoher Spurendichte an. Ob der äußerste uranfreie Anwachssaum schon vor dem Transport vorhanden war oder erst im Sediment entstanden ist, kann an diesem isolierten Korn leider nicht mehr festgestellt werden.

Bei der Interpretation von Spaltspurenaltern terrigener Apatite müssen sowohl die Temperaturgeschichte des Sedimentgesteins als auch die des Liefergebiets in Betracht gezogen werden. Der Einfluß der chemischen Verwitterung unmittelbar vor und während des Transports vom Erosionsgebiet in den Sedimentationsraum kann vernachlässigt werden, da das Uran-Spaltspuren-System der Apatite erfahrungsgemäß ziemlich resistent gegen Verwitterungseinflüsse ist (A. J. W. GLEADOW & J. F. LOVERING, 1974). Die Auswirkung der Temperaturgeschichte terrigener Apatite auf die Anzahl der spontanen Spaltspuren und das daraus resultierende Spaltspurenmodellalter soll durch Abb. 7 verdeutlicht werden. Im Fall A, wenn das Sediment nicht über 60°C erwärmt wird, gibt das Spaltspurenalter das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder ein durchschnittliches Abkühlungsalter verschiedener Liefergebiete an. Im Fall B

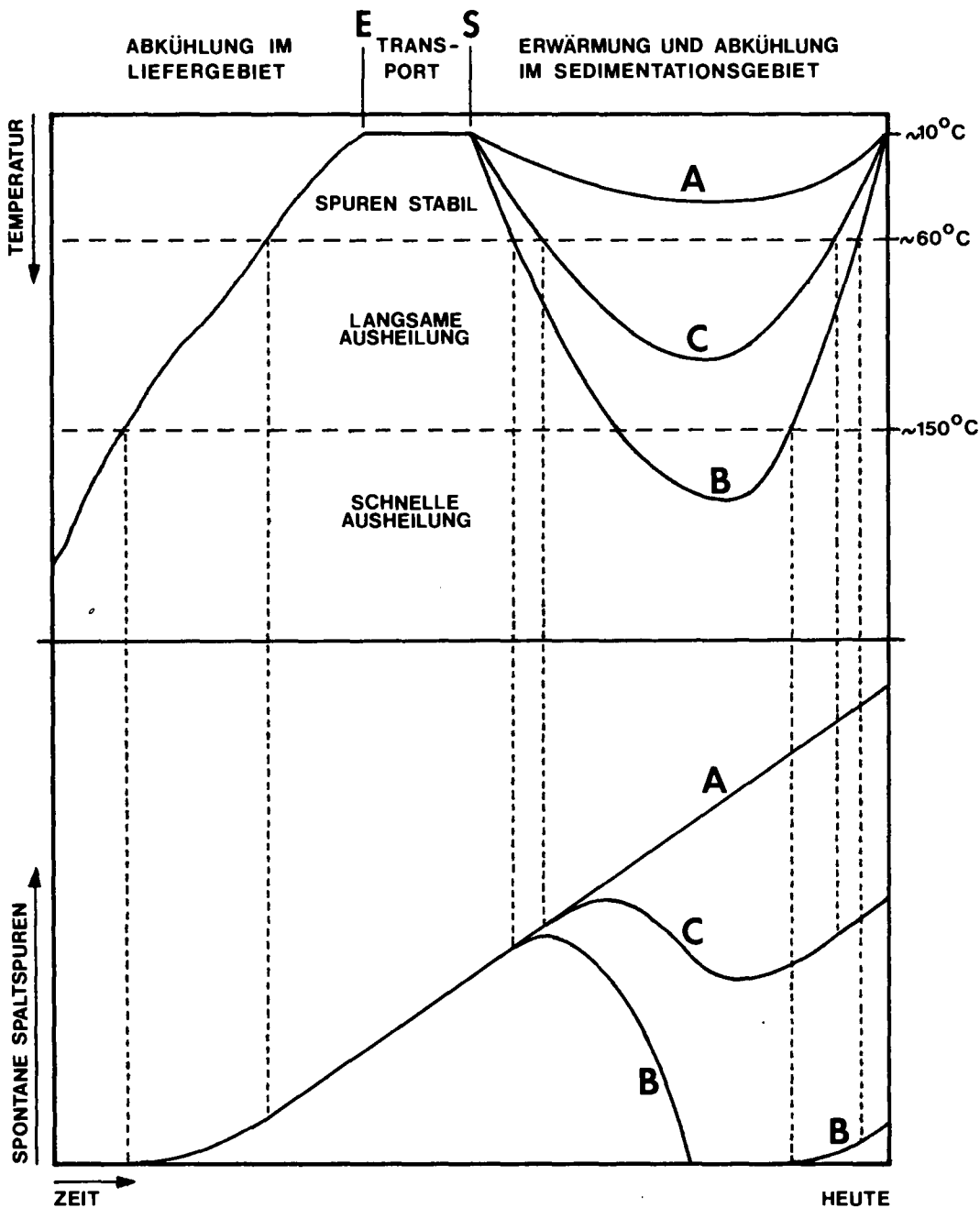


Abb. 7. Drei unterschiedliche Temperaturgeschichten terrigener Apatite und deren Auswirkungen auf die Anzahl der spontanen Spaltspuren (vgl. mit G.A. WAGNER, 1988, S 146, Abb. 1). Im Fall A, wenn das Sediment nicht über 60°C erwärmt wird, gibt das Spaltspurenalter das Abkühlungsalter des Liefergebietes an. Im Fall B wird das Sediment so stark erwärmt, daß alle Spaltspuren ausheilen. Das Spaltspurenalter gibt das Abkühlungsalter des Sedimentgesteins an. Im Fall C findet im Sediment nur eine unvollständige Ausheilung statt. Es entsteht ein Mischalter.

wird das Sedimentgestein so stark erwärmt, daß sämtliche Spaltspuren ausheilen. Das Spaltspurenalter gibt das Abkühlungsalter des Sedimentgesteins an. Im Fall C findet im Sediment nur eine unvollständige Ausheilung statt. Es entsteht ein Mischalter.

Trotz der vielen Kombinationsmöglichkeiten, die sich einerseits durch verschiedene Temperaturgeschichten und andererseits durch den wechselnden Anteil von autigenem Apatit ergeben, soll nun gezeigt werden, daß die meisten Apatit-Spaltspurenalter ziemlich eindeutig interpretiert werden können. Wenn wir annehmen, daß alle Apatite transportiert wurden, können wir drei Fälle unterscheiden:

- 1) Das Apatit-Spaltspurenalter ist wesentlich niedriger als das Sedimentationsalter der Probe. In diesem Fall ist das Sedimentgestein höchstwahrscheinlich für längere Zeit über 100°C erwärmt worden.
- 2) Das Apatit-Spaltspurenalter ist wesentlich höher als das Sedimentationsalter der Probe. Hier wurde die Abkühlung des Liefergebietes datiert. Im Sediment-

gestein der Probe sind die Apatite nicht mehr über 150°C und wohl auch nicht für längere Zeit über 100° erwärmt worden.

- 3) Das Apatit-Spaltspurenalter ist ungefähr gleich groß wie das Sedimentationsalter der Probe. In diesem Fall gibt es verschiedene Interpretationsmöglichkeiten:
 - a) Die Spaltspuren der Apatite sind nach der Sedimentation im Temperaturbereich von 60 bis 150°C unvollständig ausgeheilt.
 - b) Das Liefergebiet wurde sehr schnell gehoben und erodiert, wodurch die Apatite relativ bald nach ihrer Abkühlung unter 100°C an der Erdoberfläche abgetragen, transportiert und wieder abgelagert wurden.
 - c) Das Sedimentgestein der Probe wurde unmittelbar nach seiner Ablagerung schnell versenkt, über 150°C erwärmt und ebenso schnell wieder abgekühlt. Ein solcher Vorgang ist nur im Be-

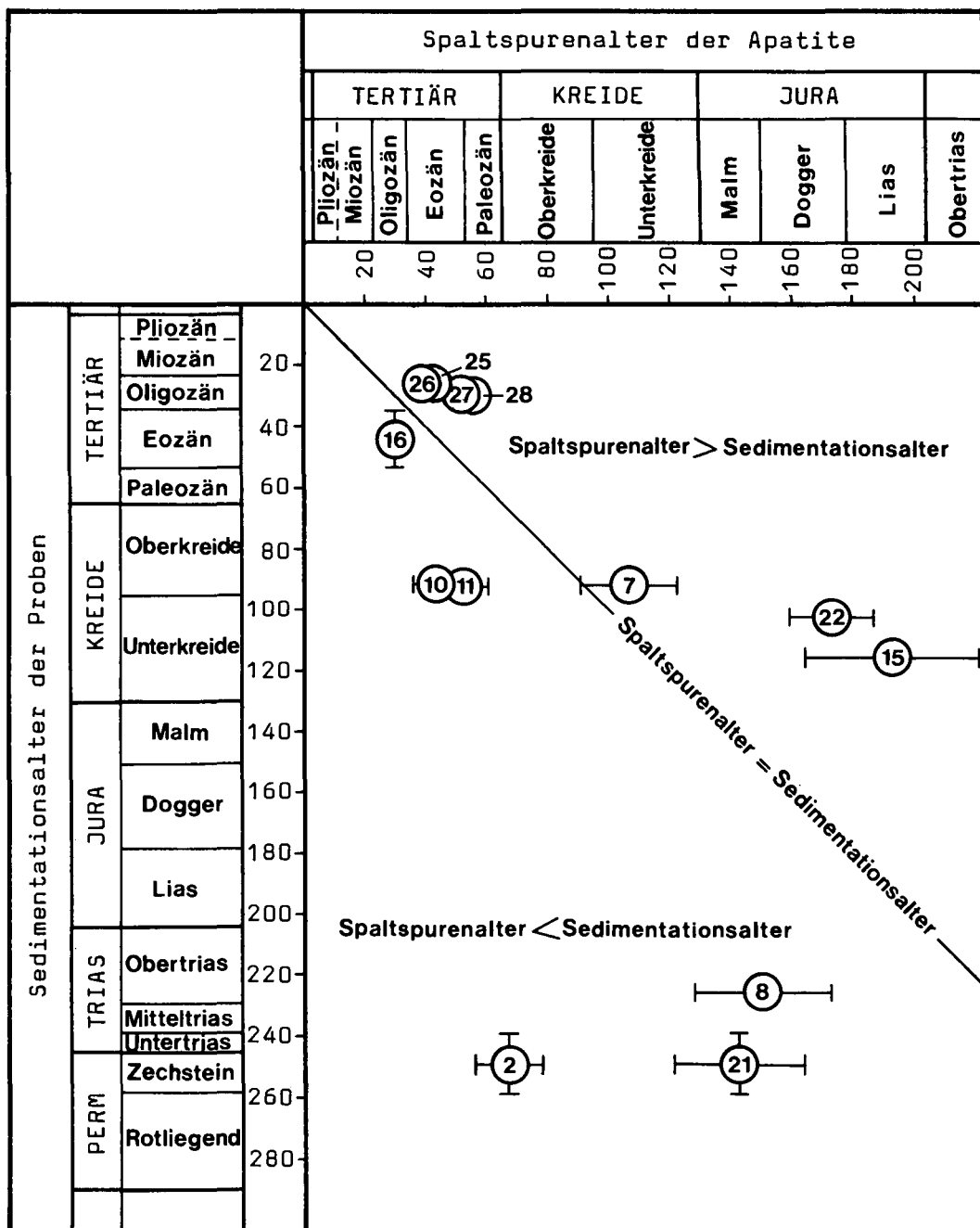


Abb. 8. Die Beziehung zwischen den Apatit-Spaltspurenaltern und den Sedimentationsaltern der Proben. Stratigraphische Zeitskala nach G.S. ODIN (1982).

reich eines aktiven Kontinentalrandes zu erwarten.

Die Interpretation des Spaltspurenalters terrigener Apatite ist umso sicherer, je mehr das Spaltspurenalter vom Sedimentationsalter abweicht. Um die Interpretation der ermittelten Daten zu erleichtern, wurden in Abb. 8 die Sedimentationsalter der Proben gegen die Spaltspurenalter der Apatite aufgetragen. Die durch die Gleichheit von Spaltspurenalter und Sedimentationsalter definierte Gerade teilt das Projektionsfeld in zwei Hälften. Links unter dieser Diagonale liegen die Projektionspunkte der Proben, deren Spaltspurenalter als Abkühlungsalter des Sedimentgesteins interpretiert werden.

Dieses Interpretationsschema bleibt auch dann gültig, wenn im Sedimentgestein autigener Apatit bei Temperaturen über 150° gebildet wurde. Die größte Unsicherheit liegt in dem Umstand, daß eine autigene Apatitbildung bei niedrigen Temperaturen (unter 100°C)

nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann. In Zukunft könnten die Kristallisationstemperaturen autigener Apatite eventuell durch die Homogenisationstemperatur fluider Einschlüsse ermittelt werden. Vorerst wollen wir die Möglichkeit der autigenen Apatitbildung bei niedrigen Temperaturen vernachlässigen.

5. Diskussion der Ergebnisse

5.1. Nördliche Kalkalpen

Die Spaltspurenalter der Proben 8 und 21 fallen mit 149 bzw. 143 Ma in den Oberjura. Probe 8 ist ein Raibler Sandstein vom Nordrand der Staufen-Höllengebirgsdecke. Probe 21 ist ein Diabas aus einer Haselgebirgsscholle nördlich der Lammermasse. Die Spaltspurenalter sind in beiden Fällen wesentlich niedriger als das Sedimentations- bzw. Extrusionsalter und werden

daher als Abkühlungsalter der Gesteine interpretiert. Das bedeutet, daß Teile der Nördlichen Kalkalpen offenbar schon im Oberjura unter 100°C abkühlten und später nie mehr stärker erwärmt wurden. Selbst bei Annahme eines maximalen Meßfehlers von $\pm 15\%$ können die wahren Werte dieser beiden Spaltspurenalter nicht jünger als tiefstkretazisch sein (siehe Abb. 8). Demnach muß der thermische Höhepunkt der Nördlichen Kalkalpen spätestens im Malm erreicht worden sein. Auch die von M. KRALIK bestimmten Rb-Sr-Alter von Feinfraktionen der Kalkalpen westlich von Bischofshofen fallen mit rund 135 Ma in den Malm (M. KRALIK, H. KRUMM & J. M. SCHRAMM, 1987, S. 170ff.). Beachtenswert ist in diesem Zusammenhang auch eine an Zirkonen aus einem Orthogneisgeröll der Norischen Decke ermittelte U-Pb-Discordia, deren unterer Schnittpunkt bei 139,5 Ma liegt (F. NEUBAUER, W. FRISCH & B. T. HANSEN, 1987, S. 266).

Abgesehen vom oberjurassischen Gleittransport der juvavischen Decken (G. MANDL, 1982; A. TOLLMANN, 1981, 1987a) setzte der Deckentransport der Ostalpen erst mit der Subduktion des Südpenninikums in der Unterkreide ein (R. OBERHAUSER, 1980, S. 35; P. FAUPL, 1978, S. 94; K. DECKER, P. FAUPL & A. MÜLLER, 1987, S. 137ff.; A. TOLLMANN, 1987b, S. 72). Da die Nördlichen Kalkalpen aber schon im Oberjura abzukühlen begannen, dürfte die Deckenstapelung nicht die eigentliche Ursache ihrer Metamorphose gewesen sein. Wahrscheinlicher ist eine Erhöhung des Temperaturgradienten infolge starker Krustenausdünnung (siehe W. FRANK, 1983, S. 257ff.). Der Höhepunkt der Krustenausdünnung entspricht möglicherweise dem Radiolaritniveau. F. NEUBAUER, W. FRISCH & B. T. HANSEN, (1987, S. 269f.) vermuten, daß dieser altalpidische Temperaturanstieg die Viskosität der permischen Evaporite verringert und somit die malmische Gleittektonik auslöst hat.

An einem Quarzit der Werfener Schichten des Blühnbachtales (Probe 2) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 67 Ma (Maastricht) ermittelt. H. STAUFENBERG (1987) bestimmte an einem Diabas der Grauwackenzone bei Saalfelden ein Apatit-Spaltspurenalter von 58 Ma (Paleozän). In beiden Fällen handelt es sich eindeutig um die Abkühlungsalter der Gesteine.

An einem Kalksandstein von der Typlokalität der Roßfeldschichten (Probe 15) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 192 Ma gemessen. Es kann sich nur um das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder um ein hohes Mischalter handeln. Die Roßfeldschichten dieser Lokalität wurden offenbar nicht über 100°C erwärmt.

5.2. Flyschzone und Ultrahelvetikum

Aus der Rhenodanubischen Flyschzone und dem Ultrahelvetikum wurden insgesamt fünf Proben datiert. Es handelt sich um drei Reiselberger Sandsteine (Proben 7, 10 und 11), einen Orthogneisblock des Haunsbergwildflysches (Probe 22) und um ein Stück des sogenannten Buchdenkmalgranits (Probe 16), der in lithologischer Hinsicht als Granodioritgneis anzusprechen ist (P. FAUPL, 1975, S. 6). Die tektonische Deutung dieses Orthogneisfelsens im Pechgraben bei Großraming war lange Zeit umstritten. Einige Autoren sahen in ihm einen hochgeschürften Span des ultrahelvetischen Untergrundes (z. B. W. SCHNABEL, 1980; A. TOLLMANN, 1985, S. 327ff.), doch scheint sich nun eher die Vorstellung eines einsedimentierten Großblockes durchzusetzen, da die Annahme eines transgressiven Kontaktes zwischen den Grestener Arkosen und dem Buchdenkmalgranit einer genauen Überprüfung nicht standhielt (R. W. WIDDER, 1986). Demnach wären die exotischen Blöcke des Pechgrabens als olistolithische Komponenten der paläogenen Buntmergelerde zu interpretieren. Die Blocklagen am Haunsberg werden hingegen von unterkretazischen Turbiditen begleitet und daher von G. FRASL (1987, S. 78) zur Flyschzone gezählt. Demnach wäre der Haunsbergwildflysch südlich des Cetischen Rückens zu beheimaten (siehe Abb. 11).

An den Apatiten der Reiselberger Sandsteine aus dem Flyschfenster von Strobl am Wolfgangsee (Proben 10 und 11) wurden eozäne Spaltspurenalter von 44 bzw. 52 Ma gemessen. Der Granodioritgneis des Leopold-von-Buch-Denkmal lieferte ein tiefoligozänes Apatit-Spaltspurenalter von ca. 30 Ma. Die Spaltspurenalter dieser Proben sind niedriger als deren Sedi-



Abb. 10.

Blick von der Roßfeldringstraße zum Hohen Göll.

Rechts neben der Straße sind Roßfeldschichten aufgeschlossen. Sie wurden wahrscheinlich nie über 100°C erwärmt, da das Apatit-Spaltspurenalter der Probe 15 wesentlich höher als deren Sedimentationsalter ist. Probe 15 wurde ca. 4 km östlich von dem hier abgebildeten Aufschluß aus den Roßfeldschichten entnommen.

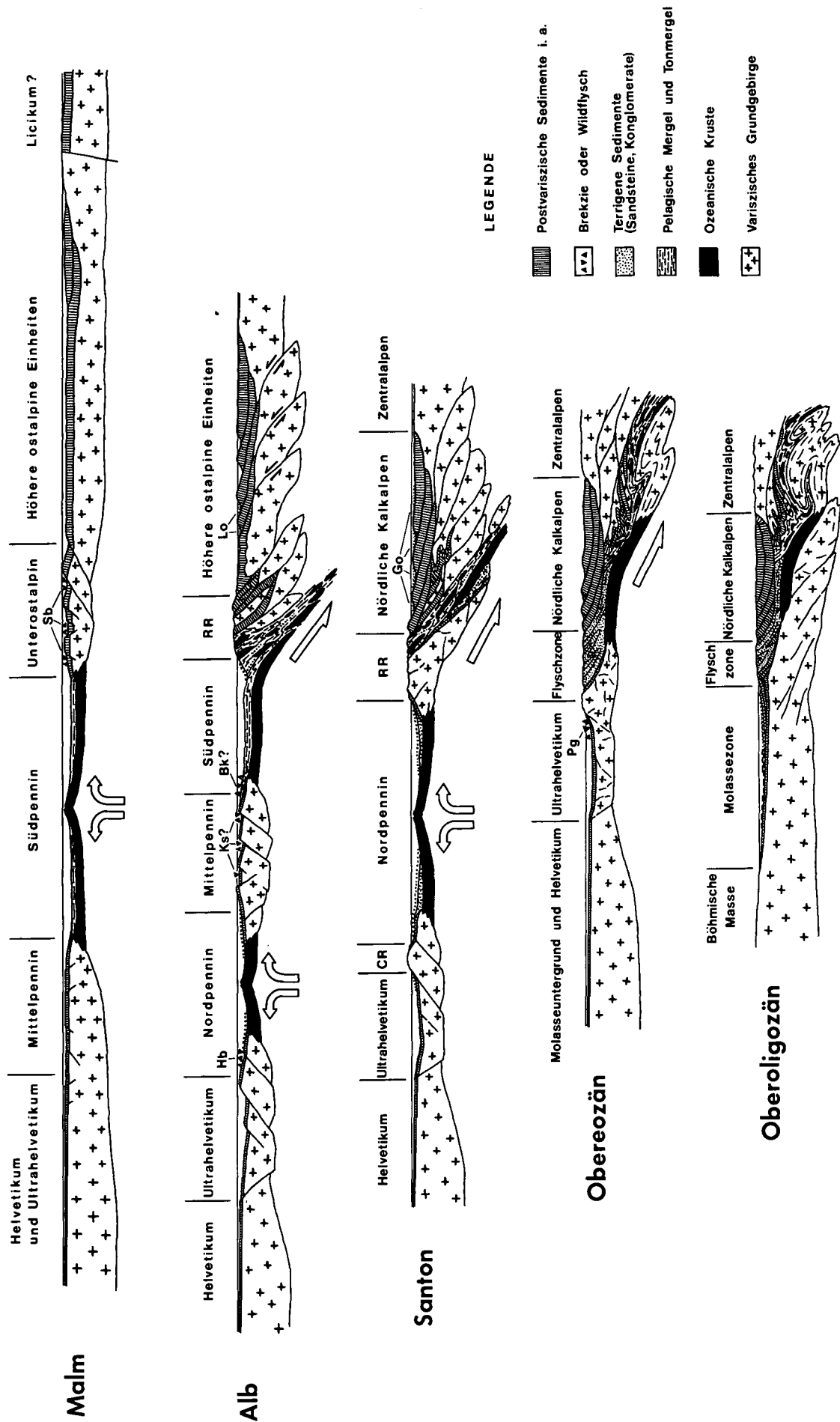


Abb. 11. Idealisierte Profile zum Ablauf der alpinen Orogenese im Mittelabschnitt der Ostalpen. Die Sedimentmächtigkeiten sind teilweise etwas übertrieben dargestellt. Sb = Schwarzeckbrekzie; Hb = Haunsberg-Wildflysch; Ks = Kasererserie; Bk = Brennkogelbrekzie; Go = Gosau; Pg = Pechgraben-Wildflysch; RR = Rumunischer Rücken; CR = Cretischer Rücken.

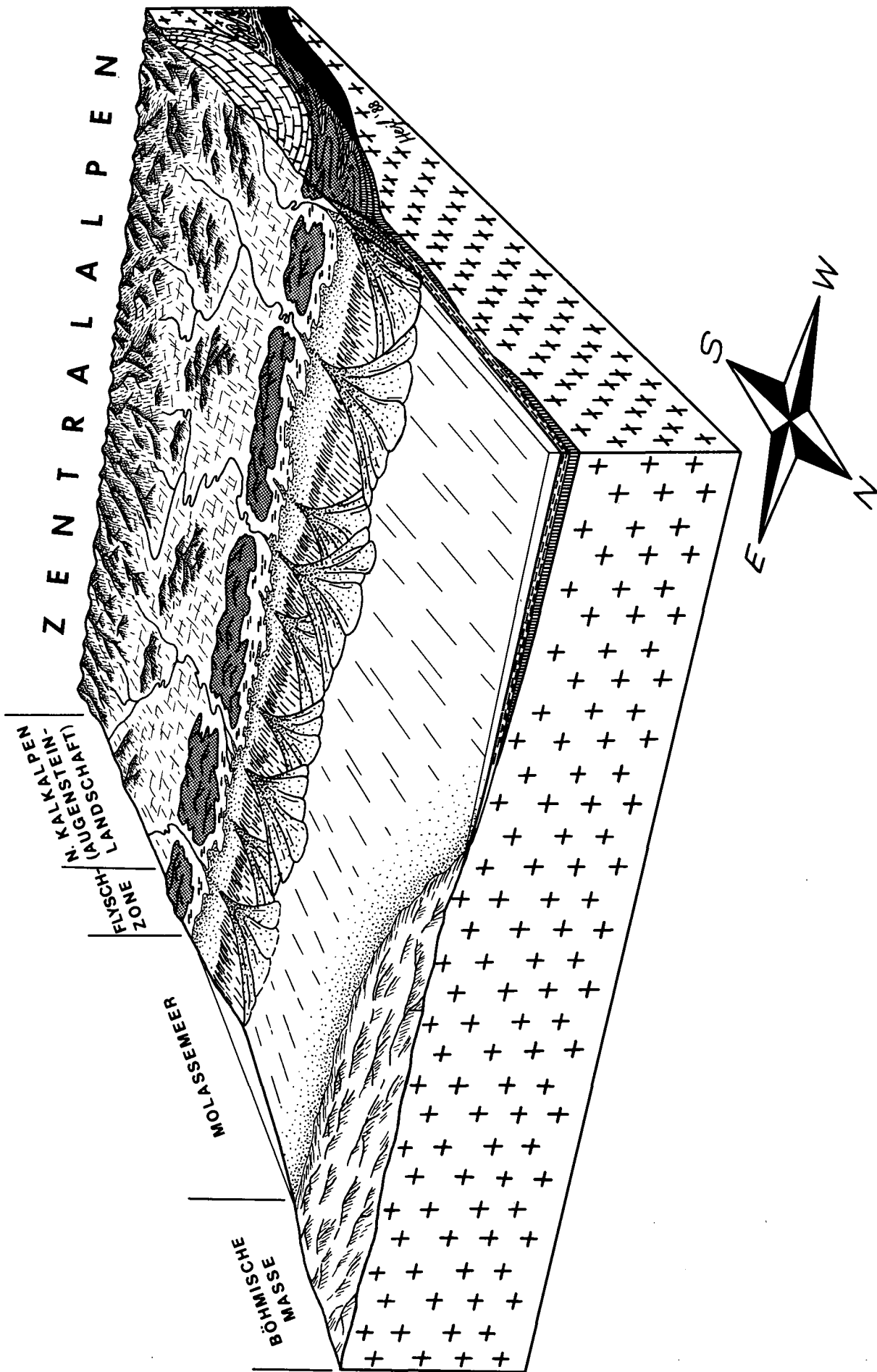


Abb. 12. Blockbild der Molassezone und des Alpenordrandes zur Zeit der Sedimentation der Puchkirchener Serie (Oberoligozän). Die westliche Begrenzung entspricht dem Meridian von Traunstein (Bayern), die östliche dem Meridian von Enns. Siehe auch O. MALZER (1981, S. 25, Abb. 6). Signaturen: siehe Legende der Abb. 11 und Beschriftung.

mentationsalter und werden daher als Abkühlungsalter der Reiselsberger Sandsteine bzw. des paläogenen Wildflysches (Typus Pechgraben) interpretiert.

Die eozänen Abkühlungsalter aus dem Flyschfenster von Strobl können zwanglos durch die im Zuge der Subduktion des Nordpenninikums erfolgte Abscherung des Flysches von seiner Basis erklärt werden. Der Flysch wurde zunächst versenkt und erwärmt, dann abgeschert und auf das kühlere ultrahelvetische Vorland überschoben, wodurch er abkühlte. Das tiefoligozäne Abkühlungsalter des Leopold-von-Buch-Denkmal kann durch die Abscherung des Ultrahelvetikums von seiner subduzierten Basis erklärt werden. Da für die vollständige Ausheilung der Apatit-Spaltspuren eine Mindesttemperatur von 100°C notwendig ist, muß man annehmen, daß die Gesteine der Proben 10, 11 und 16 während des alttertiären Subduktions- und Abscheurungsvorgangs mindestens 3 km tief versenkt wurden.

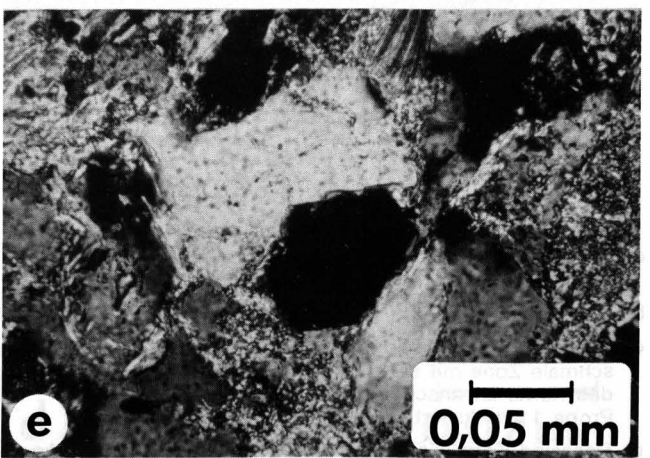
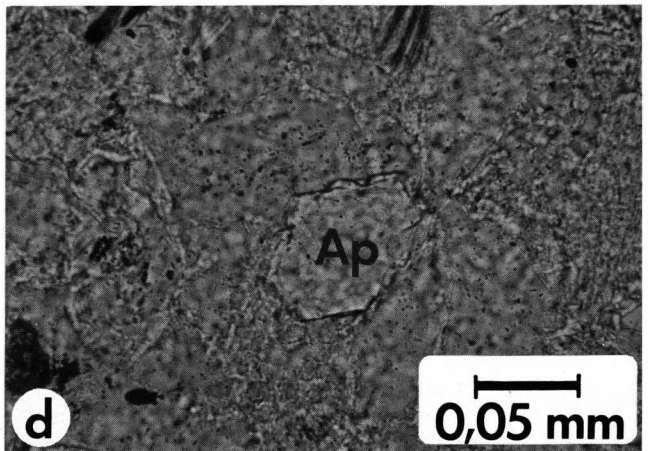
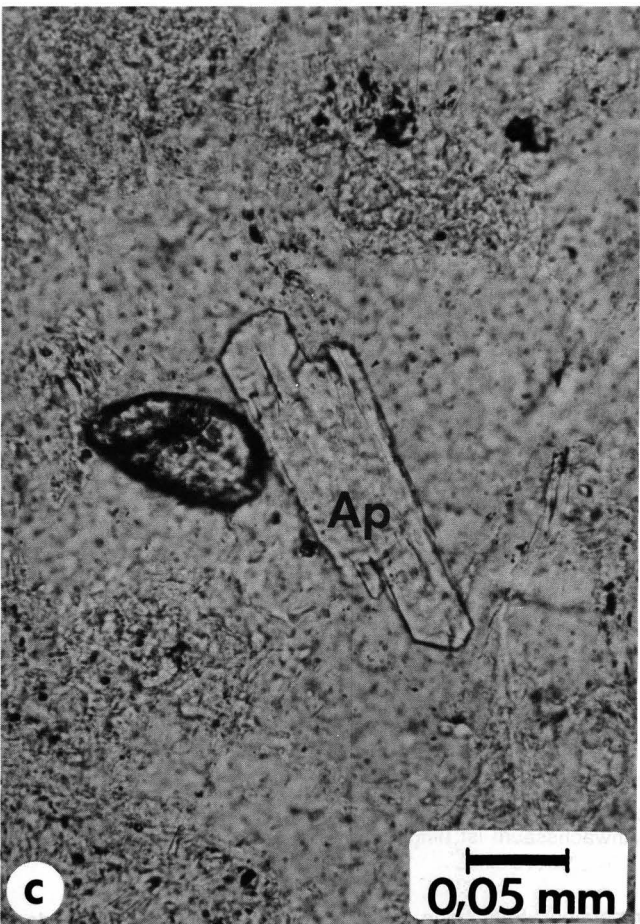
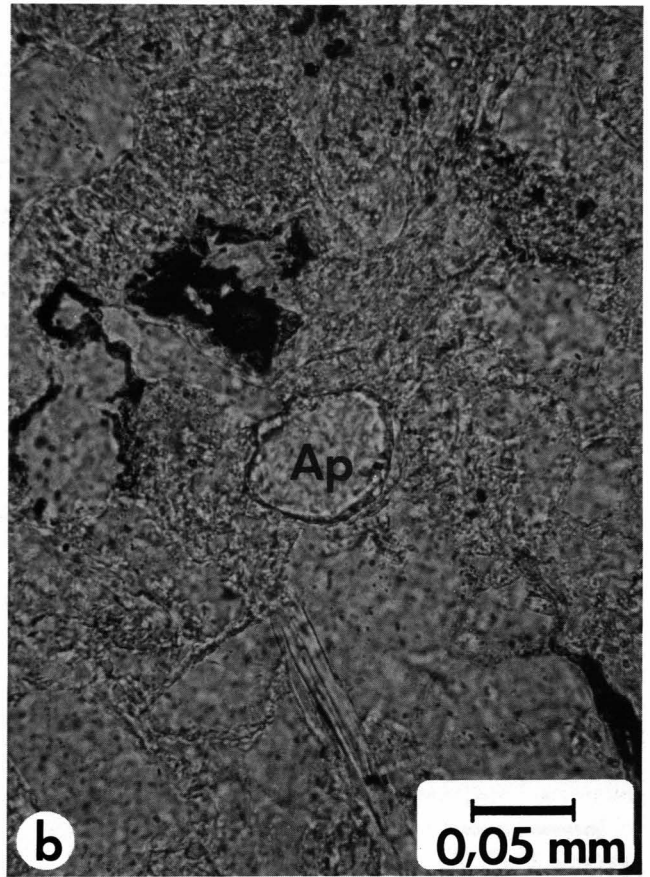
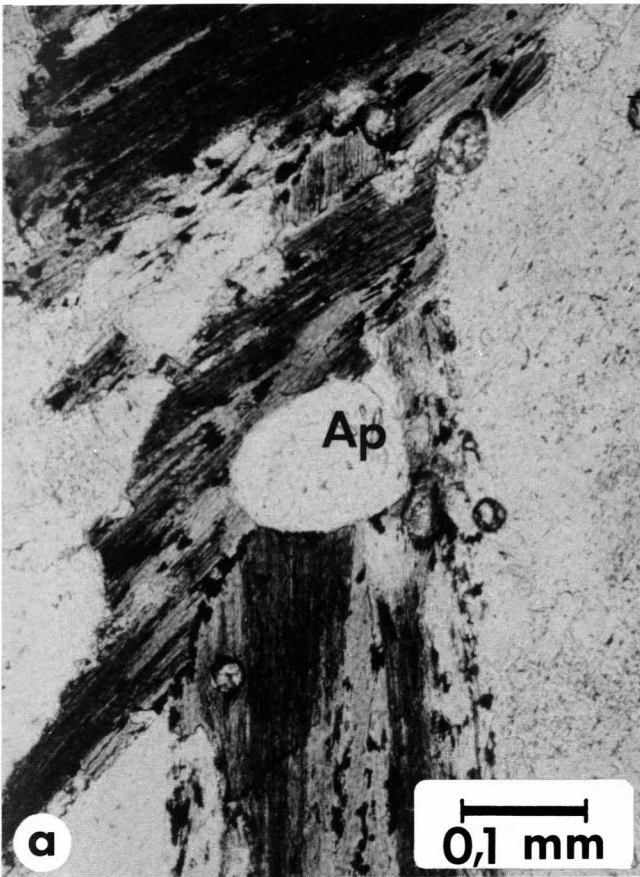
Andere Teile der Flyschzone wurden offensichtlich nicht so stark erwärmt. An einem rosa Orthogneisblock des Haunsbergwildflysches (Probe 22) wurde ein Apatit-Spaltspurenalter von 173 Ma (Mittelwert aus zwei Messungen) bestimmt. Es handelt sich entweder um das Abkühlungsalter des Liefergebiets oder um ein hohes Mischalter. Auch das Apatit-Spaltspurenalter eines Reiselsberger Sandsteins vom Nordufer des Mondsees (Probe 2) kann nicht in sinnvoller Weise einem tektonischen Ereignis zugeordnet werden. Trotz der außergewöhnlich guten Reproduzierbarkeit – drei Messungen ergaben zwei mal 106 und ein mal 107 Ma – handelt es sich höchstwahrscheinlich um ein Mischalter.

5.3. Molassezone

Vier Apatitkonzentrate von Konglomeraten aus der Puchkirchener Serie der Erdgasfelder Friedburg und Pfaffstätt wurden datiert (siehe Tab. 3). Die Bohrkerne stammen aus Teufen zwischen 1687 und 2154 m. In diesem Teufenbereich herrschen gegenwärtig Temperaturen von ca. 70 bis 85°C (siehe B. KUNZ, 1978). Es ist daher nicht überraschend, daß die Apatit-Spaltspurenalter der vier Proben deutlich höher als deren Sedimentationsalter sind. Die Spaltspurenalter streuen zwischen 56 und 39 Ma (Oberpaläozän bis Obereozän) und können als Abkühlungsalter des zentralalpinen Liefergebiets gedeutet werden. Seit der höheren Oberkreide waren Teile der Zentralalpen ein Erosionsgebiet (P. FAUPL, 1978, S. 101, Abb. 6; R. OBERHAUSER, 1980, S. 38f.). Durch die alttertiäre Gebirgsbildung verstärkte sich die Hebungstendenz. Große Mengen des zentralalpinen Detritus wurden im Oberoligozän durch Flußsysteme über die sogenannte Augensteinlandschaft der Nördlichen Kalkalpen hinweg in die nördliche Molassezone transportiert und dort in den submarinen Schuttflächen der Puchkirchener Serie abgelagert (siehe Abb. 12). Ein Teil des dort abgelagerten Materials stammt wohl auch aus der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen. Für diese Interpretation spricht auch die Tatsache, daß die zwei Spaltspurenalter der Oberen Puchkirchener Serie (39 und 42 Ma) deutlich niedriger sind als die zwei Spaltspurenalter der Unteren Puchkirchener Serie (54 und 56 Ma), da das umgelagerte Material der letzteren natürlich ein höheres und folglich früher abgekühltes, zentralalpines Erosionsniveau repräsentiert.

Tafel 1

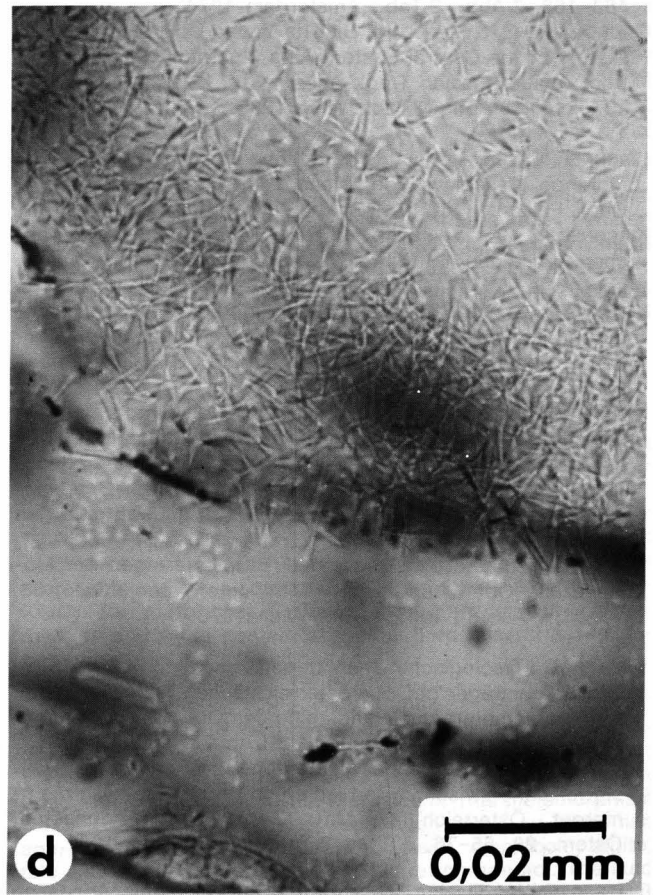
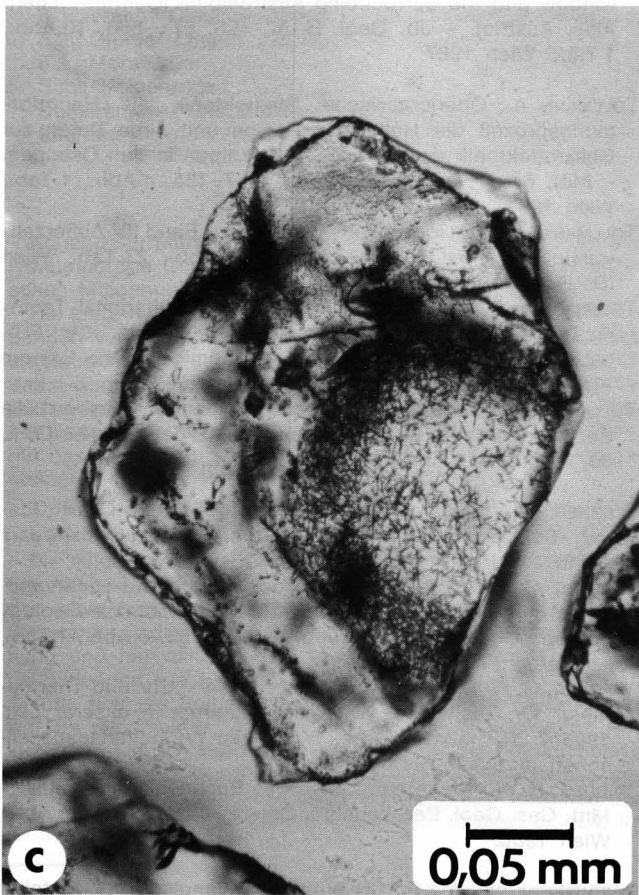
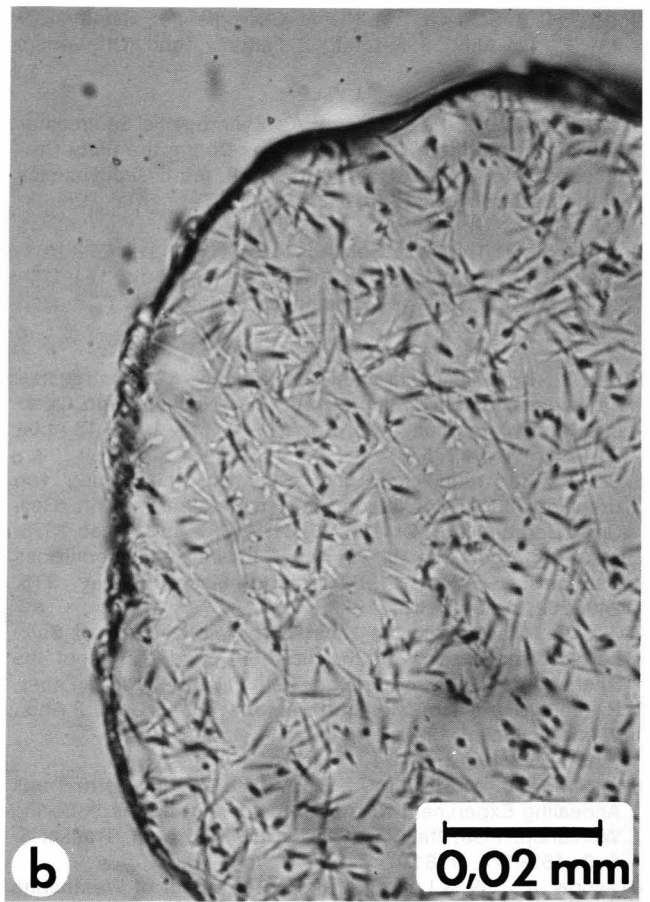
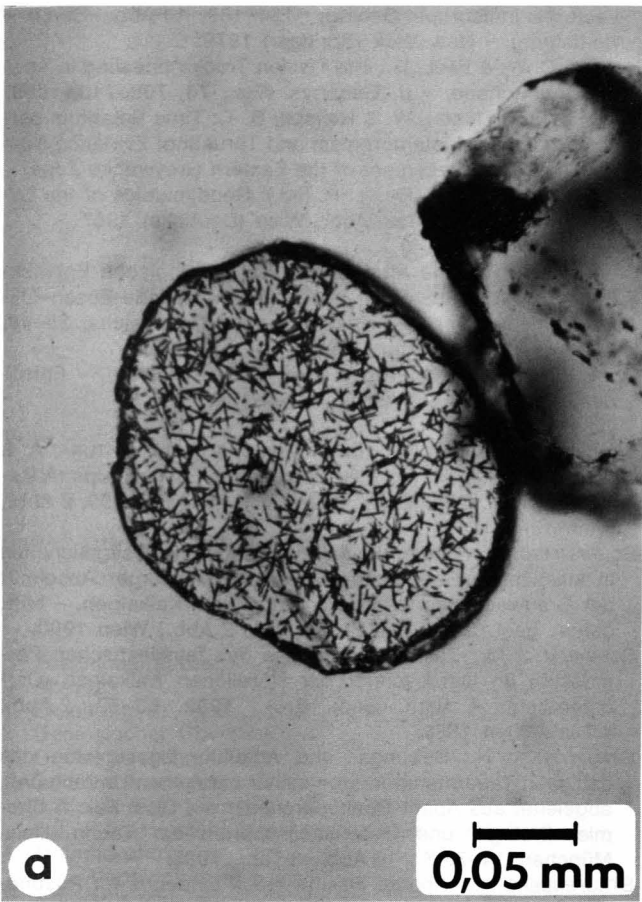
- a) Apatit (Ap) in Kontakt mit teilweise chloritisiertem Biotit.
Probe 16: Granodioritgneis des Leopold von Buch-Denkmal.
- b) Gerundetes, wahrscheinlich terrigenes Apatitkorn in einem Quarzit der Werfener Schichten (Probe 2).
- c) Idiomorpher, wahrscheinlich autigener Apatit in einem Quarzit der Werfener Schichten (Probe 2). Das ovale, hoch lichtbrechende Korn links neben dem Apatit ist ein Zirkon.
- d) Idiomorpher Apatit, der annähernd normal zur kristallographischen Hauptachse geschnitten wurde (Probe 2).
- e) Wie Fig. d, jedoch bei gekreuzten Polarisatoren.



Keine Spaltlinien im unteren Bildteil

Tafel 2

- a) Gerundeter Apatit mit homogener Spaltspurenverteilung.
Probe 10, induzierte Spaltspuren.
- b) Dasselbe Korn wie in Fig. a bei stärkerer Vergrößerung (Ölimmersion).
- c) Apatit mit äußerst inhomogener Uranverteilung. An eine Kernzone mit mittlerer Spurendichte (rechts in der Mitte) schließt eine schmale Zone mit sehr hoher Spurendichte an; der äußerste Anwachsraum ist hingegen fast frei von Uran. Der rechte Teil des Kornes ist anscheinend abgebrochen.
Probe 11, induzierte Spaltspuren.
- d) Dasselbe Korn wie in Fig. c bei stärkerer Vergrößerung (Ölimmersion). Sehr hohe Spurendichte im oberen Bildteil, jedoch keine Spaltspuren im unteren Bildteil.



Department of Geology, University College London, London WC1E 6BT, UK

© 2004 British Ecological Society, *Journal of Animal Ecology*, 73, 208–211

Literatur

- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., 101 Abb., 8 Fototaf., 2 Faltaf., Thun (Ott Verlag) 1976.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke) 1987.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): Lectures in Isotope Geology, 194–202, 2 Abb., 1 Tab., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, 43 Abb., 10 Tab., Wien 1975.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Trubiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien 1978.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 249–262, 4 Abb., Graz 1983.
- FRASL, G.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg) – Implications on the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- GLEADOW, A. J. W. & DUDDY, I. R.: A Natural Long-Term Track Annealing Experiment for Apatite. – 1. Fission-Track Dating Workshop. Pisa, Italy, 10–12. Sept. 1980, Nucl. Tracks, **5**/1–2, 169–174, 1981.
- GLEADOW, A. J. W. & LOVERING, J. F.: The Effect of Weathering on Fission Track Dating. – Earth and Planet. Sci. Lett., **22**, 163–168, 2 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1974.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 197–216, 13 Abb., 2 Tab., Wien 1985.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit führende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk. – Geol. Paläont. Mitt., **7/2**, 1 Abb., Innsbruck 1977.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 385–396, 6 Abb., 2 Tab., Wien 1980.
- KRALIK, M.: Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 7–16, Graz 1983.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J. M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, 4 Abb., 1 Faltaf., Wien (Deuticke) 1987.
- KUNZ, B.: Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs. – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 51–58, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien 1978.
- MALZER, O.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, **97/1**, 20–28, 11 Abb., Hamburg 1981.
- MANDL, G. W.: Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 55–76, 6 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Wien 1982.
- NAESER, C. W.: Fission-Track Dating and Geologic Annealing of Fission Tracks. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (ed.): Lectures in Isotope Geology, 154–169, 14 Abb., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- NAESER, C. W. & FAUL, H.: The Fission Track Annealing in Apatite and Sphene. – J. Geophys. Res., **74**, 705–710, 1969.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Time Relations between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 263–271, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–48, 3 Abb., Wien (Springer) 1980.
- ODIN, G. S.: The Phanerozoic Time Scale Revisited. – Episodes, **1982/3**, 3–9, 5 Abb., Ottawa 1982.
- SCHNABEL, W.: Leopold v. Buch Memorial. – In: MATURA, A. & SUMMESBERGER, H. (ed.): Geology of the Eastern Alps (A Review). – Abh. Geol. B.-A., **26e** C. G. I., **34**, 158–159, 2 Abb., Wien 1980.
- SCHRAMM, J. M.: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 379–384, 2 Abb., Wien 1980.
- SCHRAMM, J. M.: Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 63–72, 2 Abb., 4 Tab., Wien 1982.
- STAUFENBERG, H.: Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des östlichen Tauernfensters und seiner ostalpinen Umrahmung, abgeleitet aus Apatit-Spaltspurenaltern. – Diss. Fak. f. Chemie, Biologie und Geowissenschaften der Techn. Univ. München, VI+78 S., 16 Abb., 2 Tab., 1985.
- STAUFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, 10 Abb., 1 Tab., Wien 1987.
- TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 167–195, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II: Außerzentralalpiner Anteil. – XVI+710 S., 287 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Faltaf., Wien 1987.
- WAGNER, G. A.: Fission Track Dating of Apatites. – Earth Planet. Sci. Lett., **4**, 411–415, 4 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1968.
- WAGNER, G. A.: Apatite Fission-Track Geochrono-Thermometer to 60°C: Projected Length Studies. – Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **72**, 145–153, 8 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1988.
- WAGNER, G. A. & ZAUN, P. E.: Spaltspuren – Uhr und Thermometer für Gesteine. – Geowissenschaften in unserer Zeit, **1985/4**, 127–134, 13 Abb., Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft m. b. H.) 1985.
- WIDDER, R. W.: Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 287–307, 8 Abb., Wien 1986.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. Oktober 1988.

Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen

Von HEINZ HÖGELSBERGER*)

Mit 11 Abbildungen und 7 Tabellen

*Waldviertel
Moldanubikum
Petrologie
Metamorphose
Marmore
Kalksilikatgesteine*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 6, 7, 8, 19, 20, 21, 36, 37

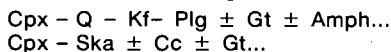
Inhalt

Zusammenfassung	213
Abstract	213
1. Einleitung	214
2. Geologischer Überblick	214
3. Gesteinsbeschreibung	215
3.1. Die Marmore	215
3.2. Die Augitgneise	219
3.3. Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine	221
4. Metamorphose	223
4.1. Amphibolitfazielle Metamorphose	223
4.2. Grünschieferfazielle Metamorphose	226
5. Vergleich mit anderen geologischen Einheiten	227
5.1. Vranov-Olesnice-Serie	227
5.2. Gföhler Einheit	227
5.3. Moravikum	227
6. Schlußfolgerungen	228
Bemerkungen und Dank	228
Literatur	228

Zusammenfassung

Anhand der Marmore und Kalksilikatgesteine konnte der polymetamorphe Charakter der Bunten Serie (niederösterreichisches Moldanubikum) festgestellt werden:

Die erste nachweisbare Metamorphose fand bei P-T-Bedingungen von ca. 700°C und 7 kb statt. Die Vielzahl der dabei entstandenen Paragenesen in den Marmoren läßt sich durch das 4-Komponenten-System CaO – MgO – SiO₂ – KAlO₂ charakterisieren und darstellen. Typisch für die Marmore der Bunten Serie ist neben der Dominanz von Kalzit gegenüber Dolomit das häufige Auftreten von Skapolith. In den Kalksilikatgesteinen sind zwei Paragenesen vertreten:



Die fluide Phase war dabei, soweit feststellbar, wasserreich. Die zweite Metamorphose erreichte ca. 500° und war entlang der Moldanubischen Überschiebungslinie am prägendsten. Sie steht mit der Subduktion des Moravikums in Zusammenhang und hat daher variszisches Alter. Retrograde Mineralneubildungen wie Muskovit, Zoisit, Amphibol, Albit, Talk und Chlorit sind die Folge dieser Diaphthorese. Die fluide Phase war im allgemeinen wasserdominiert. Die nachfolgende Abkühlung ist durch die Entstehung von Prehnit dokumentiert.

Vergleiche mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus benachbarten geologischen Einheiten zeigen, daß zwischen der Bunten Serie und der darüber liegenden Gföhler Einheit, im

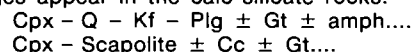
Gegensatz zur Vranov-Olesnice-Serie, keine gravierenden Metamorphoseunterschiede bestehen. Marmore aus Fensterstrukturen mit strittiger tektonischer Lage (Mörtersdorf, Maria Dreieichen) konnten dem Moravikum zugeordnet werden.

Die Bunte Serie wird als epikontinentale Bildung interpretiert, wobei die Marmore und skapolithführenden Kalksilikatgesteine teilweise evaporitischen Ursprungs sind.

Abstract

The polymetamorphic history of the Varied Group (Bunte Serie) in the Moldanubicum of Lower Austria is inferred from the investigation of marbles and calc-silicate rocks:

The first metamorphic event took place at P-T-conditions of 700°C and 7 kb. This event resulted in the formation of a great number of mineral assemblages in the marbles. They can be represented in the 4-component-system CaO – MgO – SiO₂ – KAlO₂. The marbles of the Varied Group are typically calcite-marbles and often contain scapolite. Two mineral assemblages appear in the calc-silicate rocks:



The fluid phase in these types of rock was obviously water-dominated.

The second event reached 500°C. It is most intensely developed along the border to the Moravicum. This metamorphism was related to the Moravian subduction and is of Hercynian age. Minerals such as muscovite, zoisite, amphibole, albite, talc and chlorite were formed by this retrograde act. The fluid phase was composed chiefly of H₂O. The consequent uplift and cooling is documented by prehnite-formation.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HEINZ HÖGELSBERGER, Department of Geology, University College Galway, Irland.

Comparisons with marbles and calc-silicate rocks of adjacent geological units proved that there is no gap in metamorphism between the Varied Group and the overlying Gföhl Unit. But there are differences in metamorphism as compared to the Vranov-Olesnice Group. Several marbles of unknown geological position (Mörtersdorf + Maria Dreieichen) could be identified as Moravian rocks.

The Varied Group was originally deposited in an epicontinental environment. A part of the marbles and scapolite-bearing calc-silicate rocks is interpreted as metaevaporites.

1. Einleitung

Dieser Artikel basiert auf einer Dissertation (HÖGELSBERGER, 1987), welche am Institut für Petrologie der Universität Wien entstanden ist. Zusätzlich sind neue analytische und thermodynamische Daten enthalten.

Mit Hilfe der Petrologie von Marmoren und Kalksilikatgesteinen aus der Bunten Serie soll die Entwicklungs- und Metamorphosegeschichte dieser Einheit rekonstruiert werden. Vergleichbare Gesteine aus benachbarten geologischen Serien wurden in die Untersuchung einbezogen, um ungelöste tektonische Fragen beantworten zu können.

Wie diese Arbeit zeigt, sind in sämtlichen Proben zwei Metamorphoseakte zu beobachten: ein älteres amphibolitfazielles und ein späteres grünschieferfazielles Ereignis. Die Einteilung und Klassifizierung der Gesteine erfolgte nach der Paragenese der prägenden (meist amphibolitfaziellen) Metamorphose. Folgende Abkürzungen werden im Text verwendet:

Ab	Albit
Amph	Amphibol
An	Anorthit
Ann	Annit
Alm	Almandin
Bio	Biotit
Cc	Kalzit
Chl	Chlorit
Cpx	Klinopyroxen
Di	Diopsid
Do	Dolomit
East	Eastonit
f	Fugazität
Fo	Forsterit
Gr	Grossular
Gt	Granat
K	Kelvin
kb	Kilobar
Kf	Kalifeldspat
Ma	Marialith
Me	Meionit
Mu	Muskovit
Or	Orthoklas
P	Druck
Phl	Phlogopit
Plg	Plagioklas
Pyr	Pyrop
Q	Quarz
Sid	Siderophyllit
Ska	Skapolith
Sps	Spessartin
T	Temperatur
Ta	Talk
Tit	Titanit
Tr	Tremolit

Wo	Wollastonit
Zo	Zoisit

2. Geologischer Überblick

Basierend auf den Ideen von F. E. SUESS läßt sich die Böhmisches Masse des Waldviertels in den variszisch aufgedrungenen Süd-Böhmischen Pluton im W, das moldanubische Gneisgebirge und das Moravikum unterteilen (Abb. 1).

Das moldanubische Gneisgebirge wiederum wird vom Liegenden zum Hangenden bzw. von W nach E in drei Serien gegliedert (FUCHS & MATURA, 1976, 1980): Die Monotone Serie, die Bunte Serie und die Gföhler Einheit (Gföhler Gneis + Begleitgesteine). Diese streichen generell NNE-SSW und fallen meist gegen E ein. Die Montone Serie, die unmittelbar an die variszischen Plutonite grenzt und deren Altes Dach bildet, besteht hauptsächlich aus einförmigen cordieritführenden Paragneisen. Darüber folgt der granitische bis granodioritische Dobra-Gneis und, mit diesem primär verbunden, die Bunte Serie. Fehlt der Orthogneis, so schließt die Bunte Serie direkt an die Monotone Serie an. Von der Monotonen Serie sind beide Gesteinskomplexe durch die sogenannte „Granulitlamelle“ getrennt, die FUCHS & SCHARBERT (1979) als tektonische Bewegungsbahn interpretieren.

Typisch für die Bunte Serie sind Marmore und Kalksilikatgesteine, sowie Graphitschiefer und -gneise. Weiters können Amphibolite, Quarzite und Arkosegneise auftreten. Die häufigsten Gesteine sind jedoch die Paragneise, Biotit-Plagioklas-Gesteine, die auch Granat, Sillimanit und Kalifeldspat führen. Der Granodioritgneis von Spitz bildet eine mächtige Einlagerung in der Bunten Serie.

Die Gföhler Einheit beginnt mit dem auffälligen Horizont des Rehberger Amphibolites (FUCHS, 1976). Dieser tritt in enger Wechselfolge mit Orthogneisen und in der Nachbarschaft von Serpentiniten auf. Der Gföhler Gneis selbst ist ein Metagranit mit teilweise migmatischem Habitus. Darüber folgen chemisch ähnliche, helle, feinkörnige Granulite. Sie bestehen aus Diskenquarz, Orthoklas, Plagioklas, almandinreichem Granat, Disthen, Sillimanit und wenig Biotit. Zu den Begleitgesteinen des Gföhler Gneises zählen u. a. disthenführende Paragneise, verschiedene Amphibolite, Granat-Pyroxenite, Dioritgneise, Metagabbros und Syenitgneise (z. B. vom Typus Wolfshof).

Die sogenannte „Glimmerschieferzone“ bildet die Grenze zum Moravikum. Zweiglimmerschiefer führen Granat, Oligoklas, Staurolith und Disthen.

Abb. 1 zeigt, daß die Seriengliederung im Moldanubikum nicht überall so einfach wie beschrieben verläuft. Westlich von Messern taucht die Bunte Serie unter den Granulit von Blumau ab und kommt im Bereich Drosendorf als überkipptes Fenster innerhalb der Gföhler Einheit wieder zum Vorschein. Diese Einheit bildet ihrerseits laut FUCHS (1976) mehrere Deckschollen (Weitenal, Waidhofen/Thaya, Blumau).

FUCHS (1971) hält den Bitteschen Gneis für die hangendste Partie des Moravikums. Westfallend stellt dieser die Grenze zum variszisch überschobenen Moldanubikum dar. Im Sinne von SUESS deutet er die Glimmerschieferzone als, im Bereich der Überschiebungszone, retrograd überprägte moldanubische Gneise. Al-

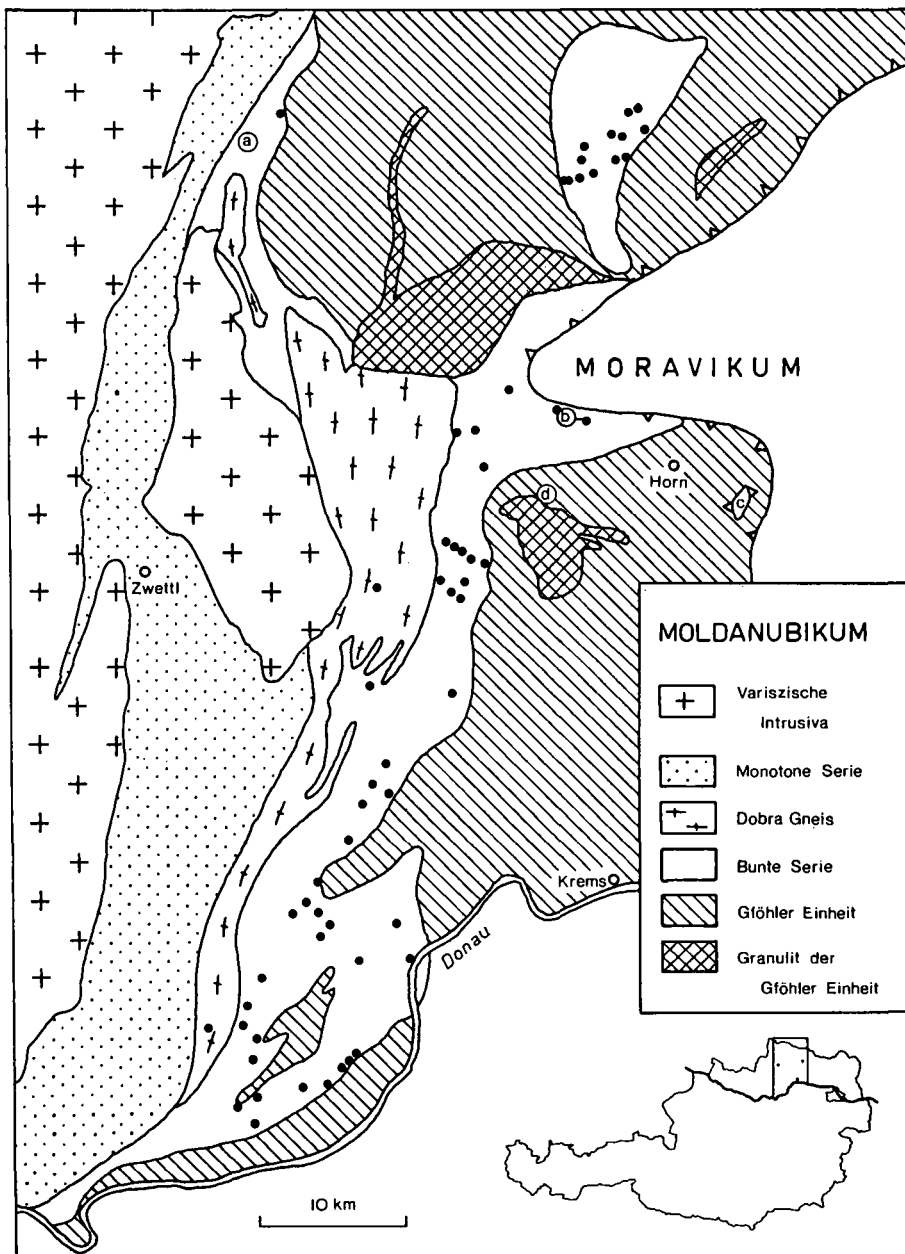


Abb. 1. Geologisch-tektonischer Aufbau des niederösterreichischen Waldviertels mit eingetragenen Probenpunkten. Nach FUCHS & SCHARBERT (1979); im Text erwähnte Lokalitäten sind mit a-d gekennzeichnet.

lerdings ist der eben beschriebene geologische Aufbau nicht unumstritten. So lehnt MATURA (1976) mit dem Hinweis auf Ähnlichkeiten zwischen Dobra und Bitteschem Gneis die eigenständige Existenz des Moravikums ab. Verschiedene tschechoslowakische Geologen zählen die Glimmerschieferzone zum Moravikum und nehmen die tektonische Grenze weiter westlich an. JENEC & DUDEK (1971) z. B. setzen den Inhalt des Drosendorfer Fensters mit der Vranov-Olesnice-Serie gleich und bezeichnen beides als moravisch.

Weiters gibt es über die Abtrennung, das Alter und die Vergenz des intramoldanubischen Deckenbaus kontroverielle Ansichten.

FUCHS (1976) begründet die Notwendigkeit eines Deckenbaues mit dem Ansteigen der Metamorphose von den liegenden zu den hangenden Einheiten. PETRAKAKIS (1986) hingegen vermutet idente P-T-Bedingungen in der Bunten Serie und der Gföhler Einheit und bezweifelt deswegen die Sinnhaftigkeit einer tektonischen Trennung beider Serien.

Für E-Vergenz des moldanubischen Deckenbaus sprechen sich RAJLICH et al. (1986), THIELE (1984) und

TOLLMANN (1982) aus. Demgegenüber vertritt FUCHS (1986) W-Vergenz und kaledonische (jedenfalls prävariszische) Tektonik.

3. Gesteinsbeschreibung

3.1. Die Marmore

Die Marmore stellen Leitgesteine der Bunten Serie dar (FUCHS & MATURA, 1980). Sie bilden oft mächtige, lang verfolgbare Züge, die in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Andererseits treten sie auch häufig als nur dm-dicke Einschaltungen in den Paragneisen auf. Graduelle Übergänge zu Kalksilikatgesteinen, aber auch Amphibolitlagen in den Marmoren sind oft zu beobachten.

Das Erscheinungsbild ist vielfältig. Es reicht von weißen grobkristallinen homogenen Gesteinen hin zu feinkörnigen, grauen mit gebändertem oder schlierigem Aussehen. Die Streifung beruht manchmal auf einer

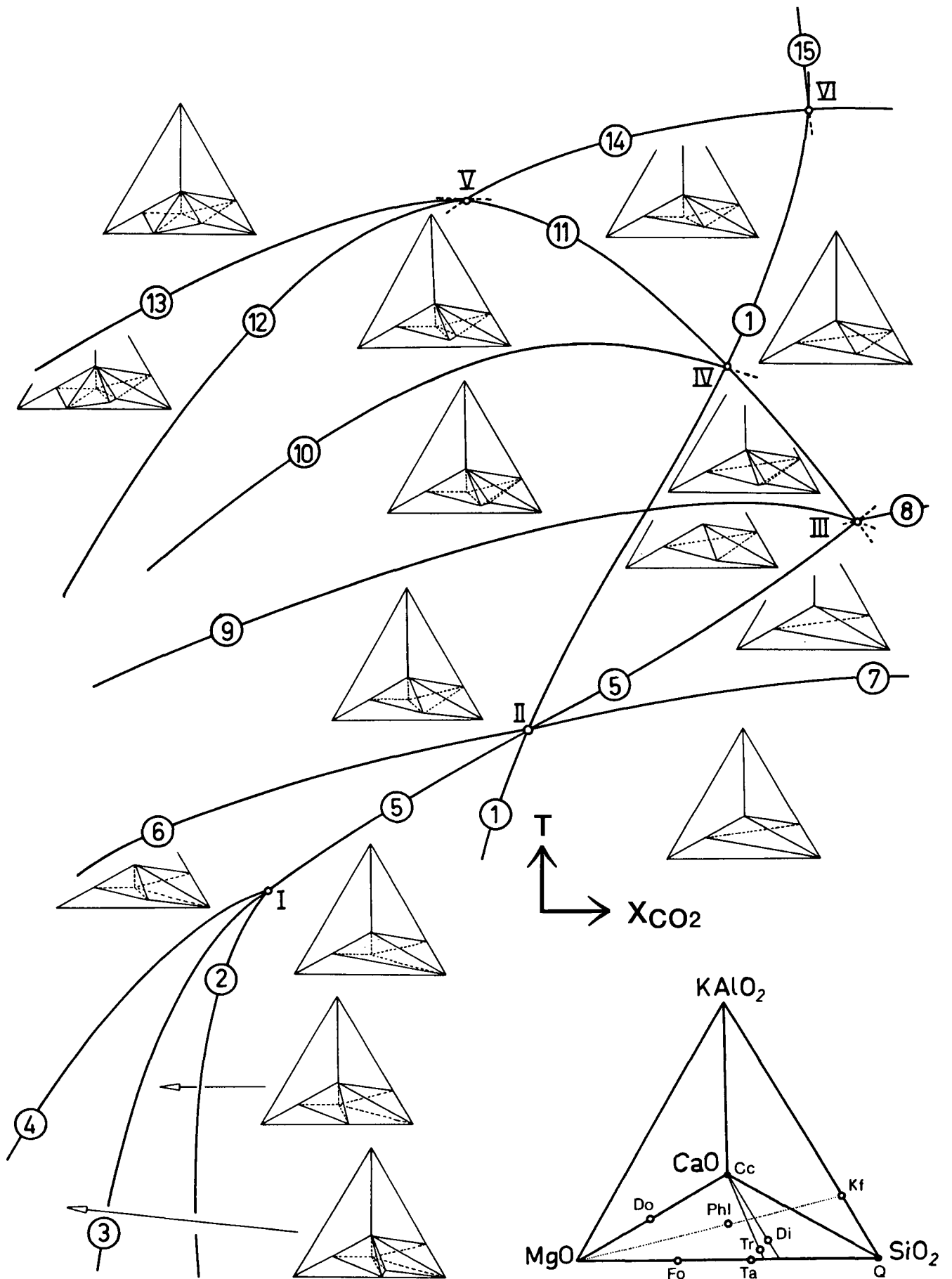


Abb. 2.
 T- X_{CO_2} -Schema des Systems $CaO - MgO - SiO_2 - KAlO_2$.
 Verändert nach FLOWERS & HELGESON (1983); römische Ziffern geben die invarianten Punkte an, Zahlen die univarianten Reaktionskurven.
 Das 4-Komponenten-System ist als Tetraeder im Grundriß dargestellt. Divariante Paragenesen bilden darin unregelmäßige „Sub-Tetraeder“.

Wechselfolge von kalzit- und dolomitreichen Lagen, manchmal auf verschieden intensiver Einlagerung von Graphitschüppchen. Mit zunehmendem Gehalt an Silikatmineralen bekommt das Gestein eine bläuliche oder grünliche Farbe. Sehr auffällig sind auch jene über die gesamte Bunte Serie verteilten hellen Kalzit-Dolomitmarmore, die cm-große dunkelgraue Tremolitkristalle führen. Eine weitere Varietät sind glimmereiche und deshalb stark glänzende Marmore. Alle Proben enthalten Klinopyroxen und/oder Amphibol bzw. Olivin. Weitere primäre (amphibolitfazielle) Minerale sind Skapolith, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Quarz. Wollastonit ist nur aus dem Steinbruch Loja bekannt (siehe ZAYDAN & SCHARBERT, 1983). An Karbonat herrscht Kalzit vor, manchmal tritt zusätzlich auch Dolomit auf (nur in einer Probe – Do-294 – fehlt Kalzit gänzlich). Retrograd gebildeter Amphibol kommt stets als Uralitisierungsprodukt des Klinopyroxens vor. Weiters können albitreicher Plagioklas, Talk, Serpentin, Zoisit, Quarz, Chlorit, Muskovit und auch Prehnit bei der Diaphthorose entstehen. Die häufigsten Akzessorien sind neben dem erwähnten Graphit Titanit, Pyrit und Zirkon.

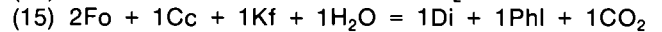
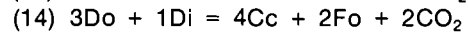
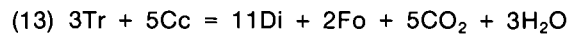
Die Stabilität der Mineralparagenesen in den Marmoren hängt nicht nur vom Druck, der Temperatur und dem Gesteinschemismus ab, sondern auch von der Zusammensetzung der beteiligten fluiden Phase. Im allgemeinen trifft man die Vereinfachung, daß das Fluid ausschließlich aus einer Mischung von H₂O und CO₂ besteht und gibt dieses Verhältnis als Molenbruch X_{CO₂} (CO₂/CO₂+H₂O) an. Univariante Gleichgewichtskurven innerhalb eines P-T-Feldes werden in Karbonatsystemen zu divarianten Gleichgewichtsflächen innerhalb eines P-T-X-Raumes, die graphisch in isobaren T-X_{CO₂}-Schnitten dargestellt werden können. Um die Marmore der Bunten Serie nach ihren Paragenesen einzuteilen und zu interpretieren, erweist sich das System CaO – MgO – KAlO₂ – SiO₂ am zweckmäßigsten. Neben den Mineralen des „reinen“ Karbonatsystems wie Forsterit, Diopsid, Tremolit, Quarz, Kalzit, Dolomit und Talk können somit auch Kalifeldspat und Phlogopit berücksichtigt werden. Weitere aluminiumführende Phasen wie Plagioklas, Skapolith und Zoisit müssen allerdings gesondert behandelt werden, da sie in diesem System nicht darstellbar sind. Dasselbe gilt für Hellglimmer.

Im 4-Komponenten-System gibt es nach der Phasenregel folgende Paragenesen:

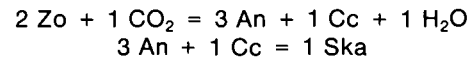
- (isobar) divariant = 4 Phasen,
- (isobar) univariant = 5 Phasen,
- (isobar) invariant = 6 Phasen.

Die divarianten Assoziationen sind in Abb. 2 eingetragen. Zu beachten ist, daß es sich bei diesem T-X-Schnitt nur um eine topologische Darstellung handelt, und daher die Lage der Gleichgewichtskurven, sowie der invarianten Punkte zueinander, nicht exakt ist.

- (1) 1Kf + 3Do + 1H₂O = 1Phl + 3Cc + 3CO₂
- (2) 3Do + 4Q + 1H₂O = 1Ta + 3Cc + 3CO₂
- (3) 5Ta + 6Cc + 4Q = 3Tr + 6CO₂ + 2H₂O
- (4) 2Ta + 3Cc = 1Tr + 1Do + 1CO₂ + 1H₂O
- (5) 5Do + 8Q + 1H₂O = 1Tr + 3Cc + 7CO₂
- (6) 24Q + 6Cc + 5Phl = 3Tr + 5Kf + 6CO₂ + 2H₂O
- (7) 1Phl + 2Do + 8Q = 1Tr + 1Kf + 4CO₂
- (8) 1Do + 2Q = 1Di + 2CO₂
- (9) 1Tr + 3Cc + 2Q = 5Di + 3CO₂ + 1H₂O
- (10) 3Tr + 6Cc + 1Kf = 12Di + 1Phl + 6CO₂ + 2H₂O
- (11) 1Tr + 3Cc = 1Do + 4Di + 1CO₂ + 1H₂O
- (12) 1Tr + 11Do = 8Fo + 13Cc + 9CO₂ + 1H₂O



Die getrennte Betrachtung von Plagioklas ist gerechtfertigt, da er im angenommenen P-T-Bereich nicht durch die bisher berücksichtigten Minerale erzeugt oder abgebaut werden kann. Die zwei bekanntesten Reaktionen, an denen Plagioklas beteiligt ist, sind:

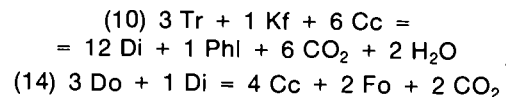


Da Kalzit im Überschuß vorhanden ist, könnten bei geeigneten Bedingungen beide Umwandlungen stattfinden. Die erste Reaktion ist vom X_{CO₂} der fluiden Phase stark abhängig (ALLEN & FAWCETT, 1982). Die zweite Gleichung läuft hingegen weitgehend unbeeinflusst von P und X_{CO₂} ab. Meionit bildet sich auf Kosten von Anorthit bei 850–875° (GOLDSMITH & NEWTON, 1977). Mit steigendem Na-Einbau (in beiden Mineralen) sinkt diese Temperatur in Bereiche, die für die Bunte Serie relevant sind. Auch dies zeigt, daß es wenig Sinn hat, das Verhältnis Skapolith zu Plagioklas im reinen (also natriumfreien) CaO-MgO-SiO₂-K₂O-Al₂O₃-System zu behandeln.

Tab. 1 listet sämtliche in der Bunten Serie untersuchten Paragenesen auf.

Die invariante Paragenese des Punktes V war nur in den Gesteinen des Steinbruchs von Ober-Edlitz zu finden (Fundpunkt (a) in Abb. 1).

In zwei Proben ist der Mineralbestand isobar univariant und entspricht somit dem einer Reaktionskurve:



In allen übrigen untersuchten Marmoren gibt es hingegen divariante Paragenesen, wobei in mehr als 30 % der Proben Paragenese A verwickelt ist.

In Proben, die den Mineralbestand D aufweisen, gibt es zwei, manchmal auch chemisch unterscheidbare, Amphibolgenerationen, die den beiden Metamorphoseereignissen zugeordnet werden können.

Paragenese F baut die auffälligsten Marmore der Bunten Serie auf, nämlich jene mit cm-großen dunklen Tremolitplättchen. Dieser Amphibol wurde schon bei der älteren Metamorphose gebildet, obwohl die Diopsid-Isograde dabei überschritten wurde.

In Gesteinen mit der Assoziation H wechsellagern kalzit- und dolomitreiche Schichten. Diese Rhythmik ist vermutlich auf primäre Dolomitisation zurückzuführen.

Die Paragenesen I und J sind deshalb auffällig, da beide nur bei Bedingungen unterhalb des invarianten Punktes II vorkommen (Abb. 2). Alle anderen Proben hingegen können gemeinsam nur bei Temperaturen stabil sein, die höher sind als die des invarianten Punktes IV. Das abweichende Stabilitätsfeld der Proben I und J läßt sich mit ihrem Fundort erklären (Punkt (b) in Abb. 1). Dieser liegt nur wenige hundert Meter von der Grenze zum Moravikum entfernt. Die beiden Paragenesen stammen also aus der sogenannten Glimmerschieferzone und dokumentieren die dort dominierende retrograde Überprägung und nicht, wie die vorangegangenen Assoziationen, die amphibolitfazielle Metamorphose. Von letzterer sind nur noch Skapolithrelikte, die schon weitgehend zu Plagioklas zerfallen sind, erhalten geblieben.

Tabelle 1.

Paragenesen der Marmore der Bunten Serie.

Unter Min 1 und Min 2 werden zusätzliche Minerale der älteren bzw. jüngeren Metamorphose angegeben.

		Cc	Do	Di	Tr	Fo	Q	Kf	Phl	Min 1	Min 2	
INVARIANT	V	x	x	x	x	x			x		Amph 2, Serp	
UNIVARIANT	10	x		x	x			x	x	Ska, Plg		
	14	x	x	x		x			x			
DIVARIANT	A	x		x				x	x	Ska, Plg	Plg, Mu, Amph, Q	
	B	x		x			x	x		Ska	Amph	
	C	x	x			x			x		Serp	
	D	x		x	x				x	Ska, Plg	Amph 2	
	E	x			x	x			x			
	F	x	x		x				x		Talk	
	G	x		x	x				x	Ska		
	H	x	x	x					x		Talk	
	I	x						x	x	x	Ska	Plg, Mu
	J	x				x		x		x	Ska	Plg, Mu
Do-294			x		x				x			

Probe Do-294 schließlich verfügt über keinen Kalzit und besteht nur aus drei Phasen. Dies läßt sich damit erklären, daß der Gesteinschemismus wohl genau auf jener Fläche liegt, die durch Dolomit, Tremolit und Phlogopit im CaO-MgO-KAlO₂-SiO₂-Tetraeder aufgespannt wird.

Kalzit und Dolomit

Dolomit ist im Vergleich zu Kalzit grobkörniger und idioblastischer. Die Eisengehalte der Karbonatminerale sind gering (Tab. 7).

Diopsid (bis Salit)

Die Blasten zeigen meist eine ausgelappte Form. In einigen Proben sind noch Reste von Idiomorphie zu erkennen. Randlich und entlang von Spaltrissen sproßt Amphibol als Uralitisierungsprodukt. Die Pyroxenkörner

haben variable Größe. Ein Zonarbau ist nie feststellbar. Es gibt allerdings große Chemismusschwankungen innerhalb der Proben. Dies kann auf kleinsträumige Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Sedimente (z. B. Fe/Mg-Verhältnis) zurückgeführt werden. Die Klinopyroxene sind mineralchemisch als Diopsid bis Salit bestimmt. In Proben mit dem Mineralbestand V und H liegt der Klinopyroxen als reiner Diopsid vor.

Amphibol

gehört in manchen Marmoren zur amphibolitfaziellen Paragenese und bildet dann idiomorphe, meist rautenförmige Kristalle. Die Zusammensetzung reicht von pargasitischen über aktinolithische Hornblenden bis zu Tremolit. Letzterer kommt in den dolomithältigen Mar-

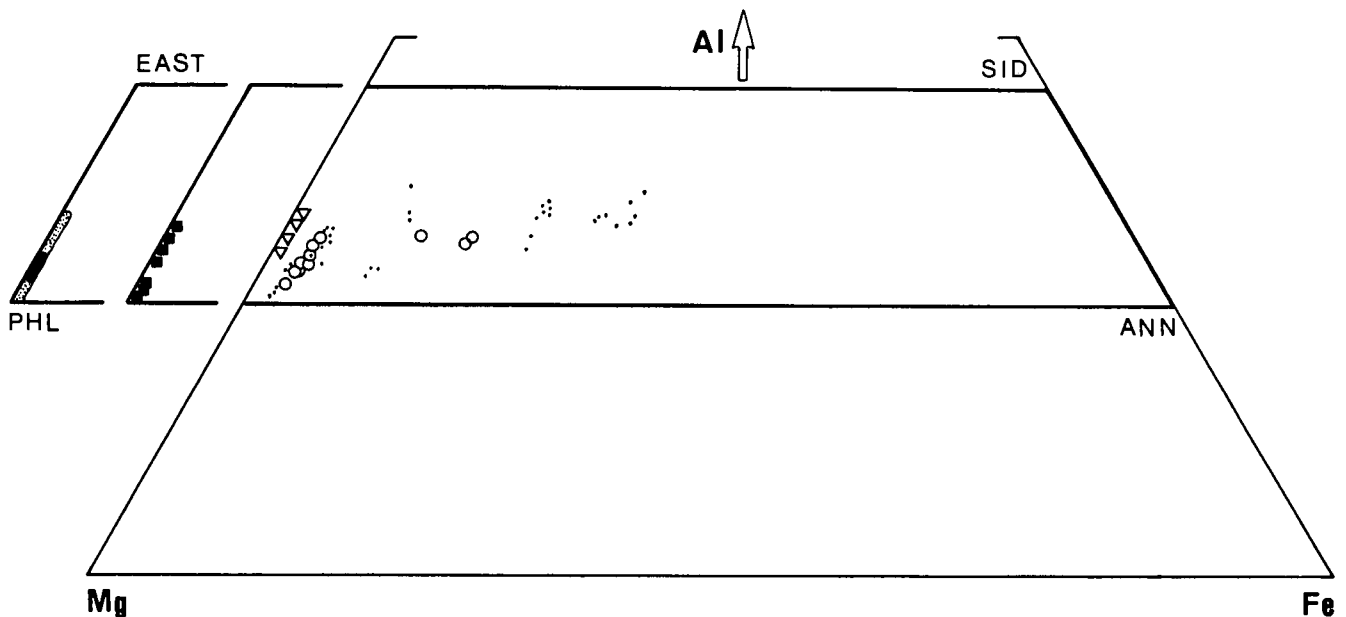


Abb. 3.

Biotit-Zusammensetzungen (im Trapez Mg - Fe - Al/2) für die Marmorparagenesen.

▽ = V (Cc - Do - Di - Tr - Fo - Phl); • = A (Cc - Di - Kf - Phl); ● = C (Cc - Do - Fo - Phl); ○ = D (Cc - Di - Tr - Phl); ○_{gepunktet} = F (Cc - Do - Tr - Phl); ■ = H (Cc - Do - Di - Phl).

moren vor. Retrograd gebildete Amphibole gibt es stets bei Anwesenheit von Klinopyroxen. Ihr Fe/Mg-Verhältnis läßt sich mit dem des Ausgangsminerals gut korrelieren. In Paragenese D treten beide Arten von Amphibol auf. Sie sind nicht nur textuell, sondern auch chemisch – Amph 1 hat höhere TiO₂ und Al₂O₃-Gehalte – unterscheidbar.

Olivin

tritt ausgesprochen selten auf. Er besteht fast nur aus Forsterit und ist schon stark in Serpentin umgewandelt.

Phlogopit

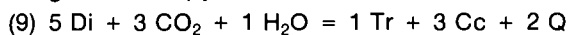
kommt in fast allen Proben vor und bildet kleine, schlecht eingeregelt Plättchen, die häufig von Graphit umgeben sind. In den dolomithältigen Marmoren haben die Biotite ein sehr hohes X_{Mg} und schwankende Al-Si-Substitution (Abb. 3) Dasselbe läßt sich auch bei den Amphibolen beobachten. Häufig sind die Glimmer chloritisiert.

Kalifeldspat

bildet granoblastische Körner mit einem Orthoklasgehalt, der größer als 84 % ist.

Quarz

ist nur in Paragenese B eine amphibolitfazielle Bildung. Sonst entsteht er retrograd und zwar während der Uralisierung von Klinopyroxen



durch die Umwandlung von Kalifeldspat zu Hellglimmer, oder bei den Reaktionen (5) und (6).

Plagioklas

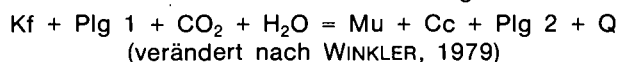
ist teilweise bei der älteren, manchmal aber während der jüngeren Metamorphose entstanden. Es gibt auch Beispiele für zwei Plagioklasgenerationen:

Probe VH-50 Plg 1 60–79 An %, Plg 2 40–45 An %

Probe Wt-76 Plg 1 52–64 An %, Plg 2 1–5 An %

Skapolith

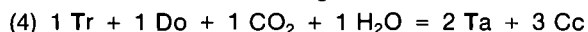
kommt in fast allen Proben vor. Dieses Mineral ist sehr typisch für die Marmore der Bunten Serie. Es macht bis zu 20 % des Modalgehaltes aus und ist immer der amphibolitfaziellen Paragenese zuzuordnen. Besonders häufig treten die Skapolithe an den Kontakten zu Paragneis- oder Amphibolitlagen auf. Ihre Zusammensetzung – ausgedrückt in Anorthit-Äquivalent (= [Ca/Ca + Na] · 100) – ist innerhalb jeder Probe ziemlich konstant (8 Proben: 43–58, 57–61, 58–60, 69–73, 75–76, 75–78, 76–79, 76–80). In Spaltrissen von Skapolith kann sich retrograd Muskovit bilden. Da kein an der Reaktion beteiligtes kaliumhaltiges Ausgangsmineral gefunden werden konnte, dürfte das benötigte Kalium mit der fluiden Phase angeliefert worden sein. Hellglimmer wird aber auch nach der Gleichung



gebildet, wobei Plg 1 anorthitreicher sein muß als Plg 2.

Talk

entsteht ausschließlich in dolomithältigen Marmoren, und zwar nach der Gleichung



Er ist mikroskopisch kaum zu erkennen.

3.2. Die Augitgneise

Die Kalksilikatgesteine kann man einerseits in „Augitgneise“ und andererseits in „skapolithführende Kalksilikatgesteine“ einteilen.

Augitgneise bilden, wenn sie größere Mächtigkeit erreichen, markante, weit verfolgbare Härtlingsrücken im Gelände. Sie treten dann meist als Einschaltungen von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit innerhalb der Paragneise auf. Dm- oder m-mächtige Lagen kommen hingegen auch in Verbindung mit Marmoren und Amphiboliten vor.

Augitgneise sind im Rahmen dieser Arbeit immer durch die primäre Paragenese Cpx-Kf-Plg-Q definiert. Karbonat und Skapolith treten höchstens akzessorisch auf. Die Beispiele in Tab. 2 dokumentieren die beobachteten Paragenesen.

Tabelle 2.

Mineralbestand typischer Augitgneisproben.

±Amph bedeutet, daß nicht eindeutig geklärt ist, ob der Amphibol auch zur amphibolitfaziellen Paragenese gehört.

Probe	Amphibolitfaziell	Retrograde Bildungen
G-3	Cpx – Kf – Plg 1 – Q – – Gt – Amph 1	Plg 2, Amph 2, Zo, Chl
K-41	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio ± Amph	Amph, Chl
Dr-47	Cpx – Kf – Plg 1 – Q – – Gt – Amph 1	Plg 2, Amph 2
K-52	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio	Amph
Wt-74+75	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt ± Amph	Amph, Zo, Chl, Mu
Wt-152	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt	Amph, Zo, Chl
Dr-221	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt ± Amph	Amph
Dr-310	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt – Amph 1	Amph 2, Prehnit, Chl
K-379	Cpx – Kf – Plg – Q – – Bio – Gt	Amph

Die Gesteine sind meist heteroblastisch: in einer fein- bis mittelkörnigen Grundmasse aus Quarz und Feldspäten befindet sich oft zertrümmerter und reliktscher Klinopyroxen. Er kann aber auch noch gut erhalten sein und große, gelappte Blasten oder monomineralische Lagen bilden. Primärer Amphibol und Granat neigen, sofern vorhanden, ebenfalls zu Grobkörnigkeit, wohingegen Biotite eher kleine bis mittlere Plättchen bilden.

Quarze

bilden manchmal monomineralische Lagen und Linsen mit stark verzahnten Korngrenzen, oder sie sind dispers und feinkörnig über die Probe verteilt.

Kalifeldspat

macht bis zu 50 % des Modalbestandes aus. Er ist jeweils in Lagen angereichert. Mikroklingitterung ist schwach oder gar nicht vorhanden. Der Orthoklasgehalt liegt meist bei über 90 %. Zonarbau wurde nicht festgestellt.

Plagioklas

ist immer polysynthetisch verzwillingt und xenoblastisch. In manchen Proben ist er stark getrübt und seri-

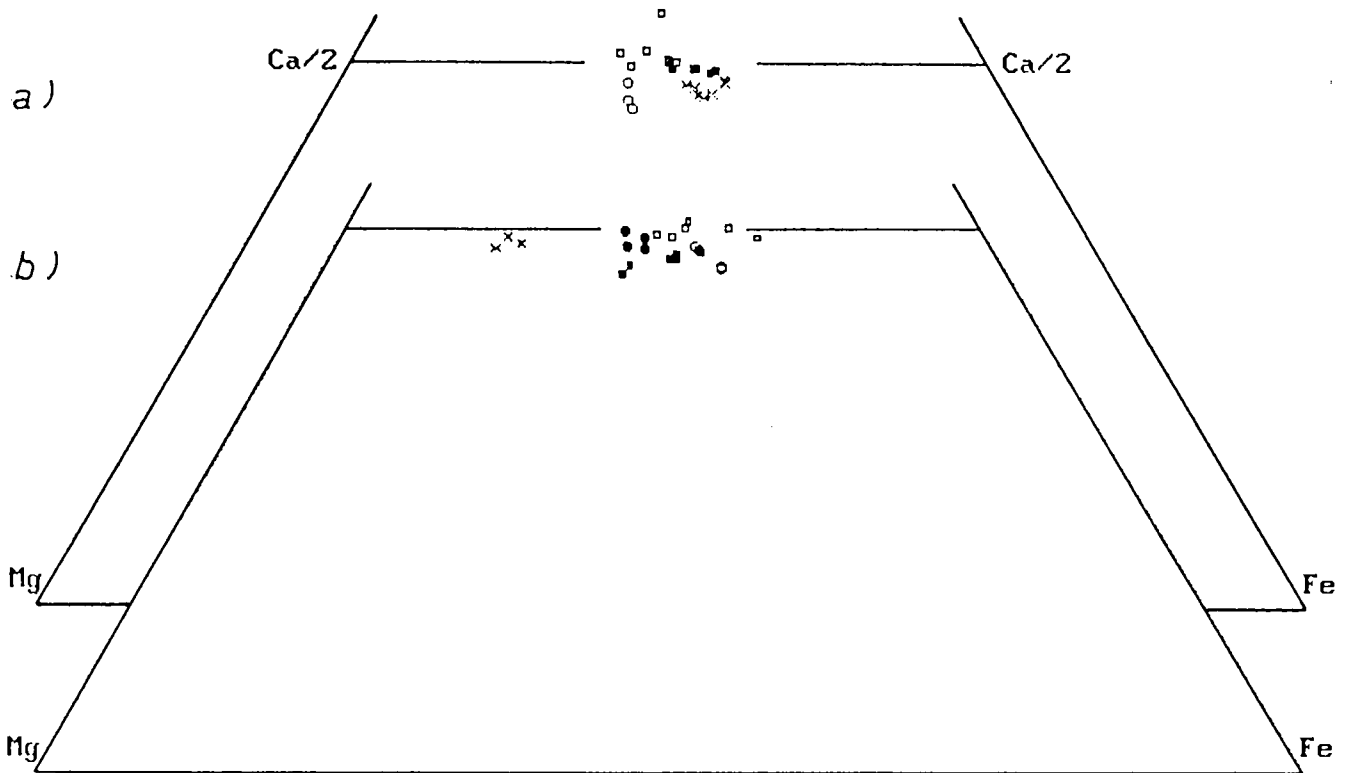


Abb. 4.
Klinopyroxenzusammensetzungen (im Pyroxentrapez) der Augitgneisproben.
a) ■ = Dr-45; □ = Dr-47; ○ = Dr-221; × = Dr-310.
b) ○ = Wt-74; ● = Wt-75; □ = Wt-152; × = K-41; ■ = K-379.

zitiert. Der Anorthitgehalt übersteigt kaum 50 %. In den Proben Dr-47 und G-3 lassen sich mehrere Plagioklasgenerationen unterscheiden. Während der basischere Plg 1 (40–50 An %) amphibolitfaziellen Ursprungs ist, wird der albitreiche Plg 2 gemeinsam mit Amph 2 retrograd auf Kosten von Klinopyroxen und Granat gebildet. In den Proben G-3 und Dr-310 gibt es überdies albitreichen Plagioklas als Einschluß im Granat. Hierbei dokumentiert dieser Plagioklas ein „präamphibolitfazielles“ Metamorphosestadium der Gesteine.

Klinopyroxen

ist in allen Proben ein Hauptgemengteil. Teilweise sind Uralitisierungssäume zu erkennen, teilweise gehen die Klinopyroxene auch kontinuierlich in Blasten aus Amphibol über. Bei den Pyroxenen handelt es sich um Sallite bis Ferrosalite mit grünlicher Eigenfarbe. In jeder

Probe variiert das X_{Mg} , ohne daß ein allgemein gültiger Zonarbau feststellbar wäre (Abb. 4a+b).

Biotit

tritt in unterschiedlicher Häufigkeit auf. Meist ist er in bestimmten (z. B. pyroxenarmen) Lagen angereichert. In der Regel ist keine Zonierung des Minerals zu beobachten. Bemerkenswert sind die hohen TiO_2 -Gehalte von 3–5 %. In einigen Gesteinen ist der Biotit vollständig chloritisiert.

Amphibol

kann in zwei Generationen auftreten, wobei Amph 1 nicht immer eindeutig zu identifizieren ist. Amph 2 hingegen – die retrograde Bildung – kommt in jeder Probe vor. Dieser Amphibol entsteht entweder durch die Uralitisierung von Pyroxen, oder als Abbauprodukt aus Kli-

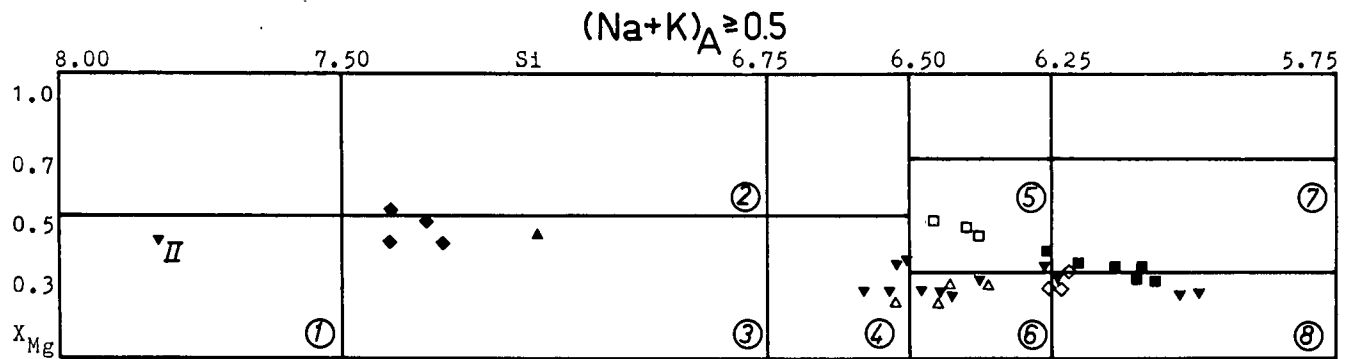


Abb. 5.
Amphibolnomenklatur (LEAKE, 1978) für beide Amphibolgenerationen in den Augitgneisproben.
1 = Si-Ferro-Edenit; 2 = Edenit; 3 = Ferro-Edenit; 4 = ferro-edenitische Hornblende; 5 = ferroan-pargasitische Hornblende; 6 = ferro-pargasitische Hornblende; 7 = Ferroan-Pargasit; 8 = Ferro-Pargasit.
Amph 1: □ = G-3; △ = Dr-45; ▼ = Dr-47; ◇ = Dr-310.
Amph 2: ■ = G-3; ▲ = Dr-45; ▼_{II} = Dr-47; ◆ = Dr-310.

nopyroxen und Granat. So können zwischen diesen beiden Eduktmineralen Reaktionssäume aus Amph 2 und albitreichem Plg 2 beobachtet werden. Das zur Plagioklasbildung benötigte Natrium dürfte dabei aus der fluiden Phase stammen. Zur Unterscheidung der beiden Amphibolgenerationen gibt es folgende Kriterien (Abb. 5):

Amph 1 bildet große Minerale, ist „idioblastischer“ und olivgrün.

Amph 2 ist xenoblastisch, meist spalten- und zwikelfüllend und von blaugrüner Farbe. Er ist meist silizium- und manganreicher und hat eine höheres X_{Mg} als Amph 1 und immer niedrigere TiO_2 -Gehalte.

Granat

bildet meist runde poikilitische Blasten von bis zu mehreren mm Durchmesser und weist rotierte Einschlußzüge auf (Abb. 6). Der Rand ist immer resorbiert. Oft sind die poikiloblastischen Granate von innen her aufgelöst und zu Zoisit, Chlorit und Amphibol umgewandelt. Andere Individuen sind stark zertrümmert. Einschlüsse im Granat sind: Ab, Q, Cc, Zo, Tit, Apatit, Ilmenit und Pyrit.

Die Granate sind immer almandinreich (0,40–0,63), die Grossularkomponente schwankt zwischen 0,10 und 0,40.

Granatprofile zeigen folgende Charakteristik (Abb. 6):

- Allen Granaten gemeinsam ist eine stetige Abnahme des MnO-Gehaltes vom Kern zum Rand hin, wie es für progrades Wachstum typisch ist. In den Augitgneisen wandelt sich der Granat randlich zu Amphibol um. Dieser nimmt das freiwerdende Mangan

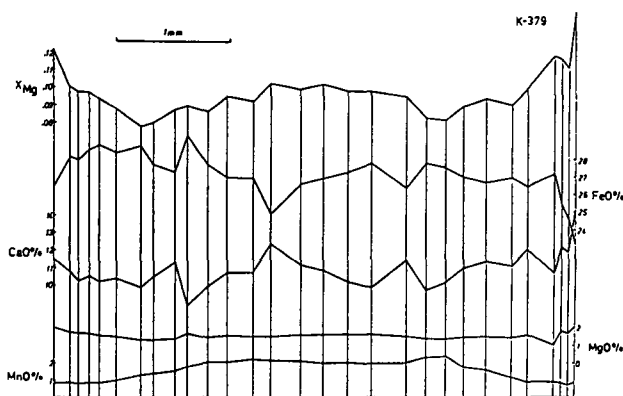


Abb. 6. Granat aus Probe K-379 mit rotiertem Interngefüge und dazugehörigem Profil der chemischen Zonierung.

auf. Deshalb sind die MnO-Gehalte in Amph 2 meist höher als in Amph 1.

- Alle gemessenen Granate haben einen sehr konstanten MgO-Verlauf. MgO liegt meist zwischen 1,5 und 2 %.
- Manche Granate zeigen als Folge von Homogenisierung durch Diffusionsvorgänge bei höheren Temperaturen einen nur schwachen Zonarbau. Nach YARDELEY (1977) kommt es zu solchen Erscheinungen im Granat bei Temperaturen $>640^\circ$.
- Bei den übrigen Proben gibt es starke Schwankungen von FeO und CaO. Steiler Anstieg von Ca weist auf eine zoisitkonsumierende Reaktion hin (CRAWFORD, 1977).
- In Granaten aus den südlichen Bereichen des Arbeitsgebietes (Weitental) nimmt das X_{Mg} im Kornrandbereich ab. Dieselbe Beobachtung wurde von PETRAKAKIS (1986) auch an Granaten in Metapeliten gemacht und als Abkühlungsrand gedeutet.
- In den anderen Proben steigt das X_{Mg} zum Rand hin kontinuierlich an (progrades, einphasiges Wachstum).

Wie Tab. 3 zeigt, unterscheiden sich granatführende Augitgneise von granatfreien durch höhere Gehalte an Al_2O_3 und ein höheres Fe/Mg-Verhältnis.

Tabelle 3. Vergleich der Gesteinschemismen von Augitgneisen.

Gew.-%	granatfrei			granatführend		
	K-41	K-42	K-52	Dr-47	Wt-74	K-379
SiO ₂	59,63	67,84	64,91	60,55	57,97	59,27
TiO ₂	0,56	0,41	0,48	0,87	0,88	0,89
Al ₂ O ₃	11,91	9,54	10,36	14,78	14,85	14,61
Fe ₂ O ₃	1,23	0,92	1,00	1,30	1,36	0,55
FeO	4,35	2,82	4,00	4,60	4,60	5,45
MnO	0,06	0,05	0,12	0,09	0,10	0,10
MgO	6,21	4,31	6,29	2,05	2,08	2,18
CaO	9,58	7,95	7,68	8,29	10,67	9,51
Na ₂ O	4,02	3,59	0,80	2,46	2,29	2,46
K ₂ O	0,59	0,86	2,62	3,59	3,19	2,78
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,14
Glühverlust	1,12	1,60	1,89	1,81	1,93	1,35
Total	99,36	99,98	100,24	100,48	100,02	99,29

Kalzit

fehlt meist in den Augitgneisen.

Zoisit (oder Klinozoisit)

kommt entweder als Einschluß im Granat vor – also präamphibolitfaziell mit ovaler Kornform – oder als Zerstellungsprodukt von Granat. Er bildet dann ein feines Gemenge mit anderen retrograden Mineralen. Weitere niedrigmetamorphe Phasen sind Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Prehnit.

3.3. Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine

Diese Gesteine sind meist heller als Augitgneise und haben ein massiges, grobkörniges Gefüge. Im verwitterten Zustand zeigen sie ein „rauhwackenähnliches“ Aussehen.

Tabelle 4.

Paragenesen von Kalksilikatgesteinsproben.
In Klammer der Gehalt an Anorthit-Äquivalent der Skapolithe.

Probe	amphibolitfaziell	retrograde Bildungen
Dr-5	Cpx – Ska (73–77) – Q – – Plg – Kf	Amph
K-163	Cpx – Ska (79–83) – Q – – Kf – Cc – Gt	Amph, Zo, Mu
Do-183	Cpx _A – Ska (80–88) – – Cc – Gt _A – Zo bzw. Cpx _B – Ska – Cc – – Gt _B – Plg	Amph
Sp-222	Cpx – Ska (75–78) – Q – – Plg – Kf – Cc	Amph
K-252	Cpx – Ska (68–76) – Kf – – Cc	Amph, Plg, Zo, Prehnit, Mu
Do-286	Cpx – Ska (75) – Q – – Plg 1 – Kf – Cc	Amph, Plg 2, Zo, Prehnit, Chl
Do-289	Cpx – Ska (83) – Cc – – Gt – Q	Amph
Dr-314	Cpx – Ska (36–42) – Q – – Kf – Bio – Cc	Amph

Skapolith ist immer Hauptgemengteil. Weiters gibt es im Gegensatz zu den Augitgneisen keinen primären Amphibol (Amph 1), dafür kann aber Kalzit häufig sein.

Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine sind durch die amphibolitfazielle Assoziation Cpx – Ska charakterisiert. Auch die von BERAN et al. (1985) beschriebenen scheelitführenden Kalksilikatgesteine mit der primären Paragenese Cpx-Ska-Q-Scheelit gehören zu dieser Gruppe.

Skapolith

kommt als Einschluß im Pyroxen, in der Matrix, oder auch monomineralisch vor, wobei er ein granoblastisches Gefüge bildet.

Da Skapolith hier als „Leitmineral“ fungiert, muß man sich mit seiner Beziehung zu anderen Mineralen auseinandersetzen. Die am besten untersuchte und wichtigste skapolithzeugende Reaktion ist:



Da diese Umwandlung ohne direkte Beteiligung von fluider Phase abläuft, verhält sich die Bildungstemperatur weitgehend von X_{CO_2} unabhängig. Allerdings ist nach AITKEN (1983) ein gewisses Mindestmaß an CO_2 notwendig, damit die Reaktion abläuft. Die Umwandlung geht fast ohne Volumsänderung vor sich und ist damit vom Druck unbeeinflusst (ELLIS, 1978). Die Reaktionstemperatur hängt allein vom An % (Anorthit-Äquivalent = Meionit-Gehalt) des Skapolithes und dem An % des Plagioklases ab. KWAK (1977) konnte zeigen, daß mit steigender Metamorphose auch der Meionitanteil im Skapolith zunimmt. So ist reiner Meionit mit Anorthit und Kalzit bei ca. 875° stabil (GOLDSMITH & NEWTON, 1977). Mit steigendem Na-Einbau sinkt diese Temperatur. Nach ELLIS (1978) vergrößert NaCl überdies die Stabilitätsbereiche. Die An % (Äquivalent)-Gehalte der Skapolithe sind in Tab. 4 angegeben.

Klinopyroxen

kann sowohl in Form von kleinen reliktschen Trümmern auftreten, als auch cm-große Schlieren bilden. Die Pyroxene sind unzonierte und als Salite bis Ferrosalite bestimmt. Die Al_2O_3 -Gehalte liegen unter 1,5 %, bei Do-286 <2 %. Kaliumhaltige Minerale wie Biotit und Kalifeldspat (Or % >75) sind nicht häufig.

Quarz

ist von variabler Häufigkeit und am Aufbau der mittelkörnigen Grundmasse beteiligt.

Plagioklas

ist stets polysynthetisch verzwillingt und mittelkörnig. In den Proben Dr-5 (74–85 An %) und Sp-222 (35–40 An %) ist er Bestandteil der amphibolitfaziellen Paragenese. Ebenso in Proben Do-183 (79–87 An %), wo er auf Kosten von Zoisit gewachsen ist. Retrograd gebildeter Plagioklas entsteht durch Umwandlung von Skapolith.

Granat

tritt in Probe K-163 reliktsch auf und wird größtenteils durch Zoisit und Amphibol ersetzt. Die Zusammensetzung der Granate ist sehr homogen und kalziumreich (Gr: 0,513 – 0,559, Alm: 0,236 – 0,278, Sps: 0,135 – 0,143).

In Probe Do-183 gibt es zwei Generationen (A+B). Gt_A baut gemeinsam mit Skapolith, Kalzit und granoblastischem Cpx_A eine Gleichgewichtsparagenese auf und hat Einschlüsse von Zoisit, Cpx_A und Kalzit. Gt_B hingegen bildet (genauso wie Cpx_B) graphische, symplektitische Texturen innerhalb von Plagioklas, der die vorhin erwähnte Paragenese überwächst (Abb. 7). Die „Symplektite“ haben ein geringeres X_{Mg} als Gt_A und Cpx_A. Granat_B verfügt überdies über eine höhere Grossarkomponente als Gt_A.

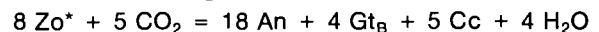
Die Ursache für die Bildung von Gt_B und Cpx_B liegt in der Zusammensetzung des Zoisits. Ist das Mineral eisenfrei, so wandelt es sich nach der Formel



um.

Ist der Zoisit eisenhaltig (Zo*), so muß das Eisen in ein Produktmineral – nämlich Granat_B – eingebaut werden. Um die Stöchiometrie einer Reaktionsgleichung zu berechnen, wurden vereinfachte, aber möglichst realitätsnahe Mineralzusammensetzungen verwendet. Tab. 5 stellt die angenommenen den tatsächlich gemessenen Mineralchemismen gegenüber (in Atomportionen).

Mit der Gleichung



können 80 % des im Zoisit befindlichen Eisens in Gt_B eingebaut werden. Die Bildung von Cpx_B dürfte ähnlich abgelaufen sein.

Tabelle 5.

Mineralchemismen aus Probe Do-183 (ideal und real).

	Zo		Zo*		Gt _B		Plg	
Si	6	6,012	6	6,014	3	3,007	2	2,019
Al	6	5,965	5,4	5,360	1,8	1,876	2	1,969
Fe ³⁺	–	0,021	0,6	0,605	0,2	0,104	–	–
Fe ²⁺	–	–	–	–	0,75	0,594	–	0,004
Mn	–	–	–	–	–	0,024	Na	– 0,017
Mg	–	–	–	0,009	–	0,055	K	– 0,002
Ca	4	3,997	4	3,972	2,25	2,307	1	0,980

Amphibol

ist nur in geringem Ausmaß und zwar als Uralitisierungsprodukt von Klinopyroxen vorhanden. Die Zusammensetzung reicht von Ferro-Pargasit über Hornblende zu Aktinolith.

Weitere retrograde Bildungen sind Zoisit (bzw. Klinozoisit) und Chlorit. In Probe K-252 sproßt in Spaltrissen der Skapolithe Muskovit. Außerdem ist manchmal Prehnit zu finden. Titanit und opake Phasen sind immer auftretende Akzessorien.

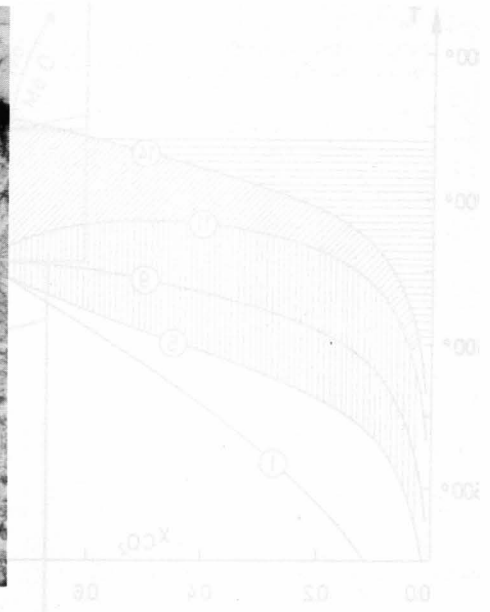
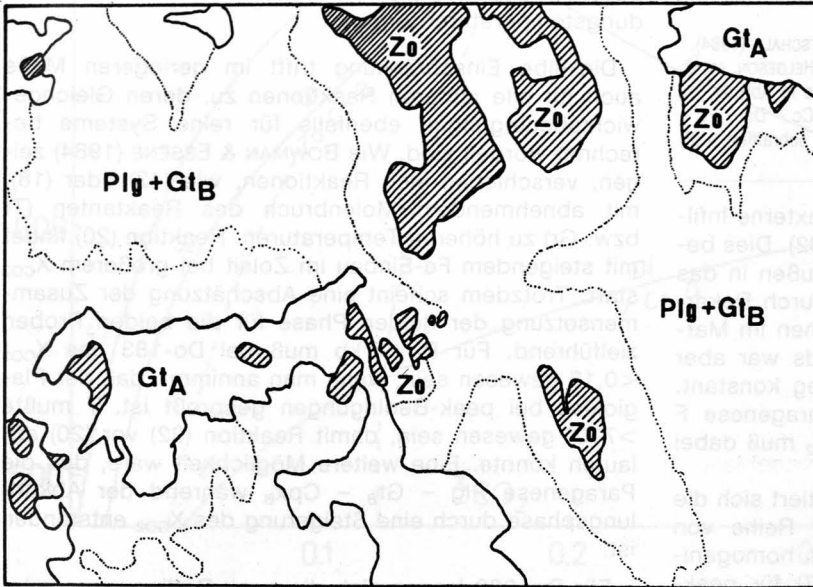
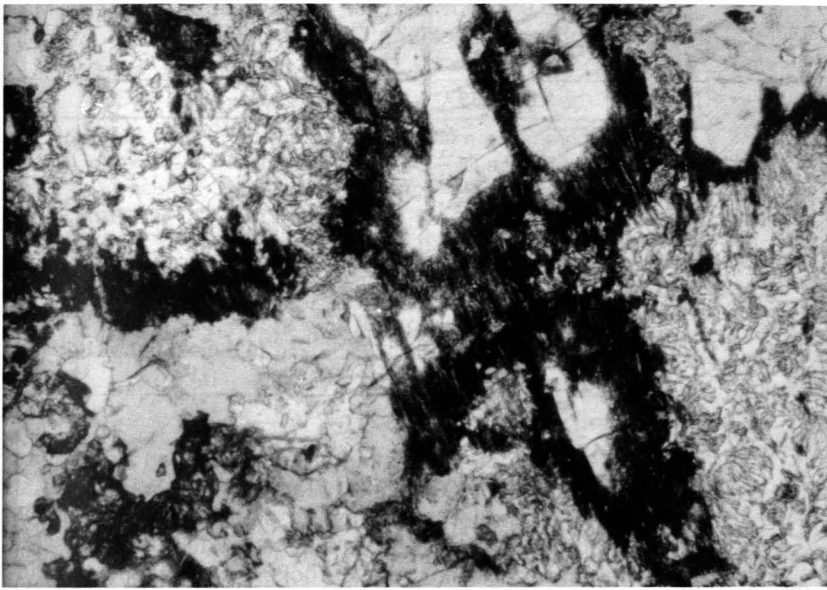


Abb. 7.
Zoisit wandelt sich – durch pigmentierten Saum getrennt – zu Plagioklas und Granat_B um.
Dünnschliffbild von Probe Do-183; Bildkante ca. 4,5 mm.

4. Metamorphosegeschichte

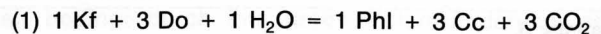
4.1. Amphibolitfazielle Metamorphose

Das amphibolitfazielle Metamorphoseereignis ist dominant und bestimmt die Paragenese der Gesteine (mit Ausnahme der Glimmerschieferzone – siehe Tab. 1).

Will man die P-T-Bedingungen anhand der Paragenesen abschätzen, so ergeben sich folgende Probleme: Die Daten für die Gleichgewichtskurven und die invarianten Punkte variieren von Autor zu Autor. Sie sind außerdem für reine Systeme und Minerale mit Endgliederzusammensetzung bestimmt worden. Fe- und Al-Einbau in Phlogopit, Klinopyroxen und Tremolit, der Einbau von Fluor in den OH-Gruppen, Na-Substitution in Anorthit, Meionit und Kalifeldspat sind kaum berücksichtigt worden. Diese verändern aber die Lage der Gleichgewichte. Die fluide Phase wird üblicherweise auf ein Gemisch aus CO₂ und H₂O reduziert. Dabei kann in graphithältigen Marmoren – wie sie in der Bunten Serie vorkommen – zusätzlich CH₄ auftreten. Wie Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen zeigen (HÖGELSBERGER, 1987), sind teilweise auch beträchtli-

che Mengen an Salz im Fluid gelöst. Auch die Annahme $P_{\text{FLUID}} = P_{\text{TOTAL}}$ muß nicht immer zutreffen. TROMMSDORFF & SKIPPEN (1986) beschreiben die Möglichkeit, daß durch „Kochen“ der Gasphase P_{FLUID} kleiner als der petrostatische Druck ist. Auch für dieses Phänomen gibt es in der Bunten Serie Anzeichen (HÖGELSBERGER, 1987).

Für Abb. 8 wurde ein T-X-Diagramm für das Karbonatsystem (CaO-MgO-SiO₂) von GOTTSCHALK (1984) verwendet. Es basiert auf einem konsistenten Datensatz. Die zusätzliche Reaktion



wurde nach den thermodynamischen Werten von HELGESON et al. (1978) berechnet. In diesem Diagramm wurden nur Paragenesen berücksichtigt, deren Minerale eine größtmögliche Endgliederzusammensetzung aufwiesen.

In den Marmoren bewirkt die Metamorphose eine Vielfalt isobar divarianter Paragenesen. Diese können bei identen P-T-Bedingungen nur bei unterschiedlichem X_{CO_2} nebeneinander stabil sein (Abb. 8). Gleichzeitig spricht aber das Überwiegen von divarianten

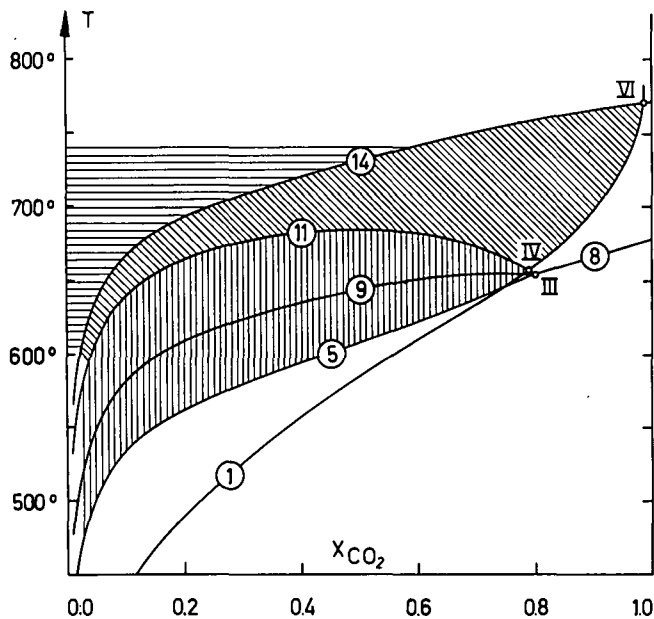


Abb. 8.
T- X_{CO_2} -Diagramm des Karbonatsystems für 7 kb von GOTTSCHALK (1984). Reaktion (1) wurde nach thermodynamischen Daten von HELGESON et al. (1978) berechnet (Numerierung der Gleichgewichtskurven wie in Abb. 2). Stabilitätsfeld der Paragenesen: waagrecht schraffiert = (C) Cc - Do - Fo - Phl; schräg schraffiert = (H) Cc - Do - Di - Phl; senkrecht schraffiert = (F) Cc - Do - Tr - Phl.

über uni- oder invariante Paragenesen für externe Infiltration der fluiden Phase (RICE & FERRY, 1982). Dies bedeutet, daß das Fluid hauptsächlich von außen in das Gestein migrierte und nur untergeordnet durch Dekarbonatisierungs- oder Dehydrierungsreaktionen im Marmor selbst frei wurde. Das X_{CO_2} des Fluids war aber nicht über die gesamte Bunte Serie hinweg konstant. Für $P_F = 7$ kb ergibt sich z. B. für die Paragenese F eine Maximaltemperatur von 685°, das X_{CO_2} muß dabei kleiner als 0,8 gewesen sein.

Auch in den Kalksilikatgesteinen manifestiert sich die amphibolitfazielle Metamorphose in einer Reihe von Paragenesen (Tab. 2, 4). Das Auftreten von homogenisiertem Granat spricht laut YARDLEY (1977) für peak-Temperaturen von mehr als 640°.

Anhand eines T-X-Diagrammes ($P_F = 7$ kb) für das System CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 soll die prograde Entwicklung an zwei Proben (Do-183 und Do-289) nachvollzogen werden. Dazu wurden alle relevanten Reaktionen nach Daten von RICE (1983) für 7 kb berechnet. Die dafür benötigten Fugazitäten von H_2O stammen aus BURNHAM et al. (1969). Jene für CO_2 ermittelte ich aus den von BOTTINGA & RICHET (1981) bestimmten Werten der Gibbschen freien Energie, nach der Gleichung

$$G_{(p,T)} - G_{(1,T)} = RT \ln f$$

Tabelle 6.
Berechnete Fugazitäten von CO_2 für 7 kb. Temperaturen in ° Kelvin.

700°K	123519	725°K	116528	750°K	108617
775°K	103283	800°K	97061	825°K	92893
850°K	87890	875°K	83420	900°K	80468
925°K	75788	950°K	72513	975°K	69536
1000°K	66822	1025°K	64338	1050°K	62058
1075°K	59298	1100°K	56777		

In Abb. 9 ergibt sich für beide Proben folgende Metamorphoseentwicklung:

Do-183	Do-289
Überschreiten von (43) Paragenese Di - Cc - Q - Zo	Di - Cc - Q - Zo oder Di - Cc - Q - An
Überschreiten von (32) Paragenese Di - Cc - Zo - Gt	Di - Cc - Q - Gt oder (33)
Skapolithbildung Di - Ska - Cc - Zo - Gt	Di - Ska - Cc - Q - Gt
Überschreiten von (20) Cpx_B - Ska - Cc - Plg - Gt_B	(42) nicht überschritten

Die schematischen skapolitherzeugenden Reaktionen (Abb. 9, kleiner Ausschnitt) stammen aus WARREN et al. (1987). Sie haben allerdings für die Abschätzung der P-T-Bedingungen keine praktische Bedeutung, da erst, wie schon erwähnt, die Berücksichtigung des Na-Einbaus im Skapolith für die Bunte Serie relevante Bildungstemperaturen ergibt.

Dieselbe Einschränkung trifft im geringeren Maße auch für alle anderen Reaktionen zu, deren Gleichgewichtsbedingungen ebenfalls für reine Systeme berechnet worden sind. Wie BOWMAN & ESSENE (1984) zeigen, verschieben sich Reaktionen, wie (43) oder (18), mit abnehmendem Molenbruch des Reaktanten (Tr bzw. Gr) zu höheren Temperaturen. Reaktion (20) findet mit steigendem Fe-Einbau im Zoisit bei größerem X_{CO_2} statt. Trotzdem scheint eine Abschätzung der Zusammensetzung der fluiden Phase für die beiden Proben zielführend. Für $P_F = 7$ kb muß bei Do-183 das $X_{CO_2} < 0,18$ gewesen sein, wenn man annimmt, daß der Plagioklas bei peak-Bedingungen gesproßt ist. T mußte $> 710^\circ$ gewesen sein, damit Reaktion (32) vor (20) ablaufen konnte. Eine weitere Möglichkeit wäre, daß die Paragenese Plg - Gt_B - Cpx_B während der Abkühlungsphase durch eine Steigerung des X_{CO_2} entstanden ist.

Für Do-289 lassen sich die peak-Bedingungen relativ genau eingrenzen. Reaktion (32) oder (33) wurde nämlich überschritten, (42) jedoch nicht erreicht. Für ein T von 700° liegt das X_{CO_2} bei ungefähr 0,15.

Bei Biotit-Klinopyroxen handelt es sich um ein ferromagnetisches Mineralpaar, das sowohl in den Marmoren als auch in den Kalksilikatgesteinen während der amphibolitfaziellen Metamorphose oft gemeinsam stabil war. Es läßt sich als Geothermometer gut verwenden. Eine Einschränkung ergibt sich allerdings für eisenarme und/oder dolomitführende Marmore, da dort das Mg/Fe-Verhältnis für eine Temperaturabschätzung zu hoch ist. Das zeigt die graphische Darstellung des Thermometers von PERSCHUK et al. (1985) in Abb. 10. Alle verwendbaren Probepunkte fallen in den Temperaturbereich von 650-750°.

Ähnliche Ergebnisse erzielt man mit dem Klinopyroxen-Granat-Thermometer von KROGH (1988). In Probe Do-183 ergeben 14 Mineralpaare, die jeweils im Kontakt miteinander sind, für 7 kb einen Durchschnittswert von 703,5° ($\pm 60^\circ$).

Um Geobarometrie von NEWTON & PERKINS (1982) anwenden zu können, muß die Paragenese Cpx - Plg -

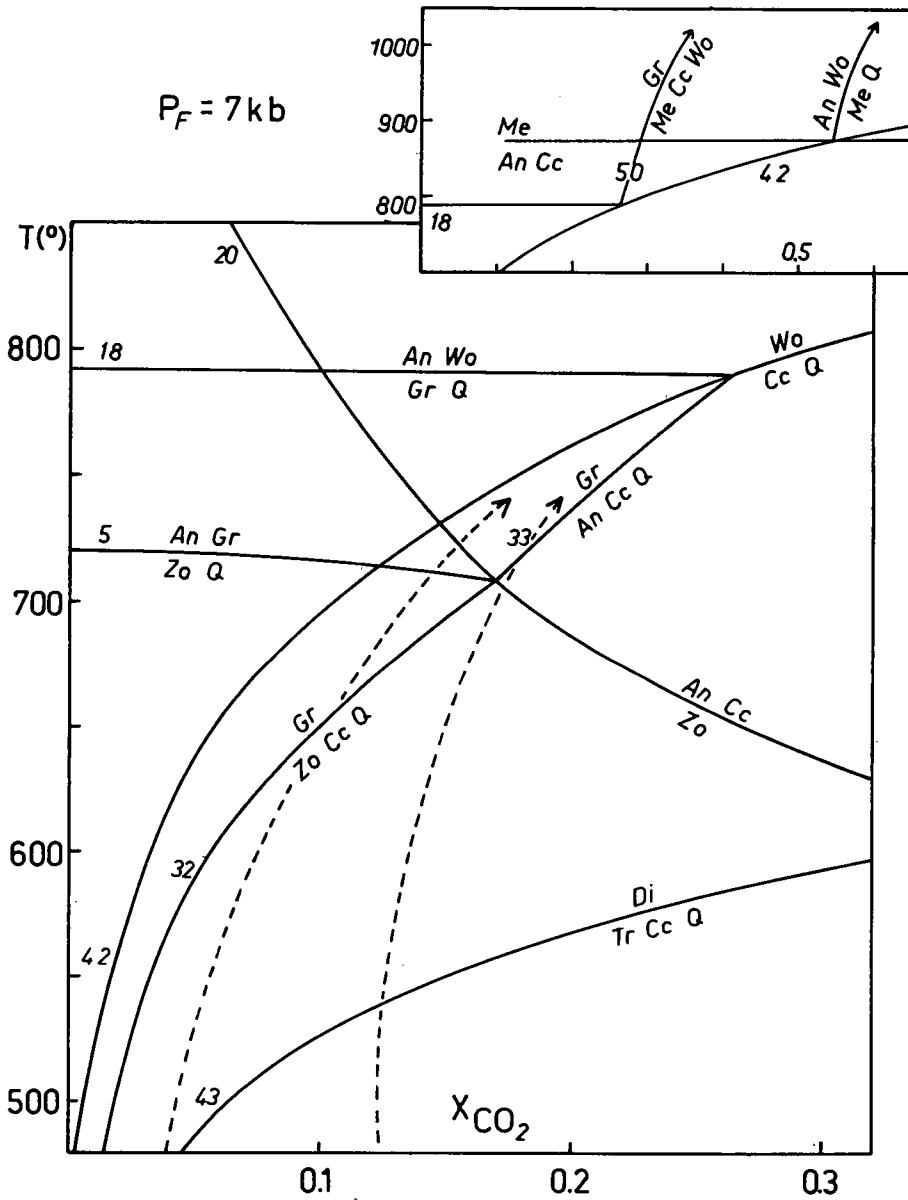


Abb. 9. Phasendiagramm des Systems $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ für 7 kb. Berechnung und Numerierung der Gleichgewichtskurven nach RICE (1983). Reaktion (50): $\text{An} + \text{Cc} + \text{Wo} = \text{Gr} + \text{CO}_2$. Strichlierte Pfeile geben den Entwicklungspfad der Proben Do-183 + 289 an. Kleiner Ausschnitt: Topologie einiger skapolithergebender Reaktionen; nach WARREN et al. (1987).

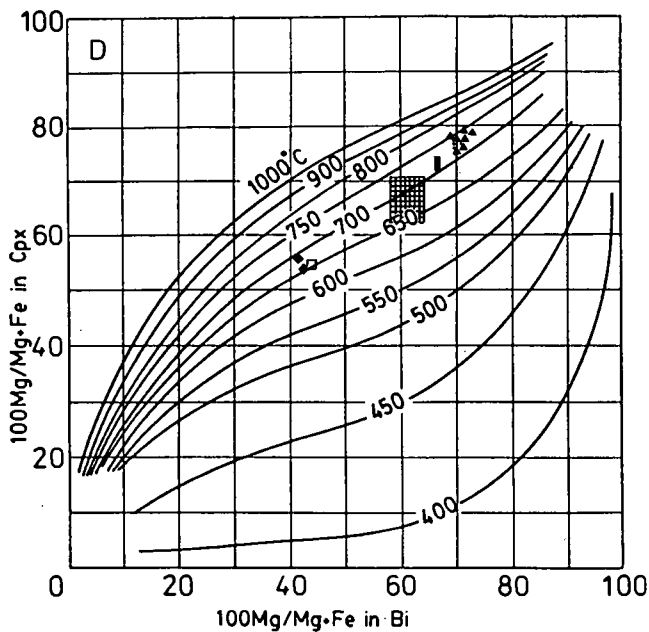


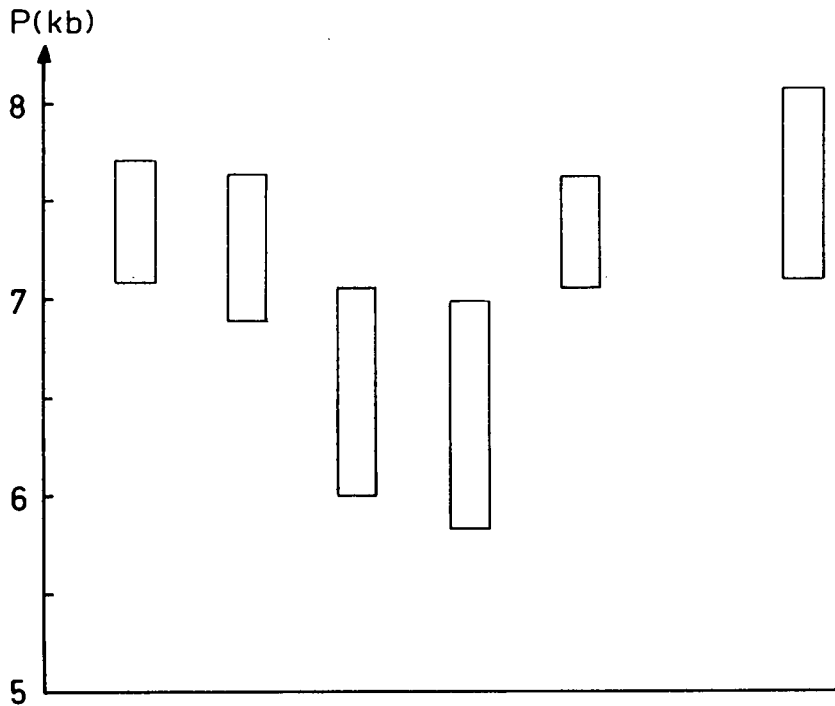
Abb. 10. Klinopyroxen-Biotit-Thermometrie für die amphibolitfaziale Metamorphose nach PERSCHUK et al. (1985). Kariert = Marmor aus dem Weitental; Punkte = Marmor aus Spitz; Dreiecke = Marmor aus dem Drosendorfer Fenster; schwarzes Rechteck = Probe K-41 (bei Runds); weißes Rechteck = Probe Dr-221 (Drosendorfer Fenster); Karos = Probe K-379 (Kremstal).

Gt - Q verwirklicht sein, was bei vielen Augitgneisen zutrifft. Die Reaktion



ist, bedingt durch ihre große Volumsänderung, sehr drucksensitiv.

Abb. 11 gibt neben der Bandbreite des Bildungsdruckes einiger Proben für 700° auch die Analysenergebnisse der beteiligten Minerale an. Deren Schwankungen in der Zusammensetzung führen zu den variierenden Druckbereichen. Alle Proben zeigen Bildungsdrucke um 7 kb an, daher wurde dieser Wert auch bei den isobaren T-X-Diagrammen von Abb. 8 und 9 verwendet. Probe GS-M-264 (Abb. 1, Lokalität (d)) stammt aus der Gföhler Einheit (Kap. 5.3.).



	G-3	Dr-45	Dr-47	Wt-152	Dr-221	GSM-264	
Plg	An	.49	.73	.53	.63-.81	.60	.63
	Ab	.51	.26	.46	.18-.37	.38-.40	.36
Cpx	X _{Ca}	.94-.98	.96-.98	.96-.98	.97	.95	.94-.96
	X _{Mg}	.47-.56	.42-.49	.46-.55	.48	.58	.32-.34
Granat	ALM	.49-.51	.49-.50	.52-.56	.48-.50	.48-.51	.32-.41
	PYR	.06-.08	.07-.08	.06-.08	.05-.06	.06-.08	.02-.03
	GRS	.36-.40	.35-.36	.34-.36	.37-.39	.35-.42	.49-.55

Abb. 11.
Darstellung der aus den angegebenen Mineralzusammensetzungen resultierenden Drücke für Augitgneisproben der Bunten Serie. GS-M-264 ist ein Kalksilikatgestein aus der Gföhler Einheit; berechnet nach NEWTON & PERKINS (1982).

4.2. Grünschieferfazielle Metamorphose

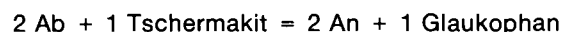
Die grünschieferfazielle, jüngere Metamorphose führt zu retrograden Umwandlungen, wie Uralitisierung der Pyroxene, Serpentinisierung von Olivin usw. Nur innerhalb der Glimmerschieferzone ist diese Überprägung so vollständig, daß neue Gleichgewichtsparagenesen entstehen (Paragenesen I+J in Tab. 1).

In den dolomithaltigen Marmoren stellt sich während der Metamorphose zwischen Kalzit und Dolomit ein neues Gleichgewicht ein. Aufgrund einer Mischungslücke zwischen den beiden Mineralen nimmt nämlich der Magnesiumeinbau im Kalzit mit sinkenden Temperaturen ab. POWELL et al. (1984) haben experimentell ein auf diesem Effekt basierendes Geothermometer entwickelt, das auch Eisenkontaminationen berücksichtigt, aber weitgehend druckunabhängig ist. Tab. 7 gibt die Analyseergebnisse von Mineralpaaren aus unterschiedlichen Marmorproben und die resultierenden Temperaturen an. Sie liegen zwischen 390° und 530°, wobei 1/5 der Werte $\geq 450^\circ$ sind. Damit läßt sich die Temperatur der 2. Metamorphose gut eingrenzen, zumal auch die Bildung von Muskovit aus Kalifeldspat bei diesen Bedingungen stattfindet (WINKLER, 1979).

Es ist auch zu erwarten, daß die fluide Phase wasserreich ist. Die Dekarbonatisierung hat ja schon bei der ersten Metamorphose stattgefunden. Es müßte genügend Zeit gewesen sein, das dabei entstandene CO₂ abzuführen. Folgende Tatsachen unterstützen diese Vermutung:

- Talkbildung kann nur bei Bedingungen links des invarianten Punktes I stattfinden.
- Die Paragenesen I+J, die innerhalb der Glimmerschieferzone die grünschieferfazielle Metamorphose dokumentieren, sind bei angenommenen P-T-Bedingungen von 450–550° nur bei wasserreichem Fluid stabil.
- Dasselbe gilt für die Serpentinisierung von Olivin (WINKLER, 1979).
- Unter der Annahme, daß die Umwandlung bei ähnlichen Bedingungen stattfindet wie die von Kalzit + Anorthit zu Zoisit, spricht auch die Bildung von Zoisit auf Kosten von Skapolith für ein geringes X_{CO₂}.

In den Kalksilikatgesteinen verursacht die grünschieferfazielle Überprägung u. a. den Zerfall von Granat, sowie die Bildung von Amph 2, Plg 2, Zoisit, Chlorit Hellglimmer und Epidot. Die in Reaktionssäumen zwischen Klinopyroxen und Granat neugesproßten Amph 2 und Plg 2 lassen sich für das Geothermometer von SPEAR (1980), welches auf der Austauschreaktion



basiert, verwenden. Es ergeben sich dabei Bildungstemperaturen von ca. 500° (HÖGELSBERGER, 1987).

Das Auftreten von Prehnit, der laut SCHIFFMANN & LIU (1980) bei dieser Temperatur nicht stabil ist, dokumentiert somit die nachfolgende Abkühlungsphase dieses Metamorphoseaktes.

Tabelle 7.
Kalzit-Dolomit-Thermometrie nach POWELL et al. (1984).

Paragenese	$X_{Fe, Do}$	$X_{Fe, Cc}$	$X_{Mg, Cc}$	T [°C]
V	0,0019	0,0011	0,055	530
	0,0020	0,0008	0,037	460
	0,0012	0,0023	0,042	480
	0,0021	–	0,046	500
	0,0019	–	0,042	480
	0,0015	0,0007	0,055	530
C	0,0031	0,0004	0,035	450
	0,0031	0,0010	0,049	510
	0,0027	0,0009	0,037	460
	0,0027	0,0007	0,039	465
F (Drosendorfer Fenster)	0,0052	0,0009	0,036	450
	0,0054	0,0021	0,038	460
	0,0064	0,0022	0,035	445
	0,0066	0,0017	0,034	440
	0,0077	0,0014	0,039	470
H (Drosendorfer Fenster)	0,0036	0,0005	0,055	530
	0,0044	0,0006	0,054	525
	0,0030	0,0010	0,041	480
H (Südliche Bunte Serie)	–	0,0008	0,050	515
	–	–	0,051	515
	–	–	0,048	510
	–	0,0004	0,046	500
F (Südliche Bunte Serie)	0,0023	–	0,025	395
	0,0014	–	0,042	480
	0,0019	–	0,032	430
	0,0012	0,0007	0,039	470
	0,0009	–	0,035	450
F (Glimmer- schieferzone)	0,0019	–	0,047	500
	0,0016	–	0,025	390
	0,0023	–	0,047	500
	0,0020	0,0006	0,059	540
	0,0020	0,0012	0,038	460
	0,0020	0,0006	0,034	445
	0,0020	0,0012	0,039	470
	0,0020	0,0006	0,037	455

5. Vergleich mit anderen geologischen Einheiten

Um die Bunte Serie in Bezug auf ihre Lithologie und Metamorphose besser ab- und eingrenzen zu können, wurden auch vergleichbare Gesteine benachbarter geologischer Einheiten untersucht und mit jenen der Bunten Serie verglichen.

5.1. Vranov-Olesnice-Serie

JENEC & DUDEK (1971) beschreiben die sogenannte Vratenin-Serie, die den tschechoslowakischen Anteil des Drosendorfer Fensters darstellt, und deuten sie als moravisch. Eines der Argumente sind die tremolitrei-

chen Marmore, die jenen der Vranov-Olesnice-Serie ähnlich sind. Diese Serie wird von den Autoren ebenfalls als Teil des Moravikums angesehen.

Probe Ol-2 stammt aus einem Steinbruch bei Olesnice. Es handelt sich dabei um einen grauen, mittelkörnigen, glimmerreichen Marmor mit cm-großen dunkelgrauen Tremolitplättchen. Dieses Gestein weist also starke Parallelen zu der Paragenese F (Cc-Do-Tr-Phl) der Bunten Serie auf. Allerdings kommt als zusätzliche fünfte Phase Quarz hinzu. Ol-2 stellt somit eine univariante Paragenese dar, die auf der Reaktionskurve (5) (Abb. 2) zwischen den invarianten Punkten I und II liegt. Die prägende Metamorphose kann also nicht das amphibolitfazielle Ereignis der Bunten Serie sein.

5.2. Moravikum

Östlich von Horn gibt es Aufschlüsse (Punkt (c) in Abb. 1), wo Orthogneise und Marmore fensterförmig innerhalb der Gföhler Einheit vorkommen. In der Literatur herrscht Uneinigkeit darüber, ob diese Gesteine zur Bunten Serie (THIELE, 1984) oder zum Moravikum (FUCHS, 1971) zu stellen sind.

Die Marmore haben ein straff geregeltes, feinkörniges Gefüge. Die auftretende Paragenese Cc-Tr-Kf-Phl ist durch die Reaktionskurven (1), (6) und (10) begrenzt (Abb. 2). Ein zusätzliches Mineral ist Oligoklas. Die Assoziation ist nirgends aus der Bunte Serie bekannt. Eine weitere Paragenese ist Cc-Q-Phl±Kf. Diese wird von BERNROIDER (1986) als wesentlich und typisch für die „Moravischen Kalke“ bezeichnet.

Der niedrige Metamorphosegrad allein ist kein ausreichendes Argument für die moravische Herkunft, da sich die Aufschlüsse in der Nähe der Moldanubischen Überschiebungslinie befinden, wo auch Gesteine der Bunten Serie intensiv retrograd überprägt wären. Dagegen ist aber das vollständige Fehlen von Skapolith neben den für die Bunte Serie untypischen Paragenesen ein Indiz dafür, daß die untersuchten Gesteine dem Moravikum zuzuordnen sind.

5.3. Gföhler Einheit

Um etwaige Metamorphoseunterschiede zwischen der Bunten Serie und den basalen Anteilen der Gföhler Einheit festzustellen, wurden Marmore und Kalksilikatgesteine untersucht, die aus der Gegend W Fuglau stammen (Lokalität (d) in Abb. 1).

Die Marmore weisen die primäre Paragenese B (Cc – Di – Q – Kf), welche in der Bunte Serie sehr selten ist, auf. Weiters kommen polysynthetisch verzwilligter Plagioklas und Pseudomorphosen nach Skapolith vor (ovale Gebilde aus einem Gemenge aus Albit, Zoisit, Quarz und strahligem Muskovit). Als Uralitisierungsprodukt des Salites tritt hellgrüner Aktinolith auf.

Probe GS-M-264 ist ein feinkörniges weiß-grün gestreiftes Kalksilikatgestein mit bis zu 5 mm großem Granat. Dieser ist poikiloblastisch und hat Einschlüsse aus Plagioklas, Quarz, Klinopyroxen, Zoisit und Titanit. Optisch ist keine Mehrphasigkeit festzustellen, der Chemismus schwankt aber sehr stark (Alm: 0,30–0,54, Gr.: 0,28–0,53). Auffällig ist der Verlauf des X_{Mg} : Im Zentrum hoch, nimmt es zum Rand hin, unterbrochen durch eine Inversion, ab.

Grüner Ferrosalit (X_{Mg} 0,34–0,37) bildet große gelappte Blasten. In Verbindung damit tritt häufig Skapolith (77–79 An-Äq %) auf. Die Grundmasse wird aus Quarz und Plagioklas, der in zwei Generationen vorliegt, aufgebaut.

Eine Druckabschätzung an dieser Probe ergibt 7–8 kb (Abb. 11). Es zeigt sich also, daß es zwischen den basalen Anteilen der Gföhler Einheit und der Bunten Serie keinen gravierenden Metamorphosesprung gibt. P-T-Daten eines Amphibolits von derselben Lokalität bestätigen dies (HÖGELSBERGER, 1987).

6. Schlußfolgerungen

Die Entwicklungsgeschichte der Bunten Serie läßt sich folgendermaßen skizzieren:

Die Bunte Serie ist „von einer epikontinentalen, sandig-tonig-karbonatischen Sedimentfolge mit Einschaltungen basischer Vulkanite abzuleiten“ (FUCHS & MATURA, 1980), wobei der Dobra Gneis als kristallines Basement diene.

Für die teilweise evaporitische Herkunft der Marmore und Kalksilikatgesteine gibt es eine Reihe von Argumenten. So weisen die skapolithreichen Kalksilikatgesteine größtenteils jene Mineralbestände auf, die SERDYUCHENKO (1975) Metaevaporiten zuschreibt. Chlorreiche Skapolithe deuten laut ELLIS (1978) auf eine Entstehung aus salinaren sedimentären Abfolgen hin. Dafür sprechen auch salzreiche fluid inclusions – ca. 15 % NaCl-Äquivalent –, die in diesem Mineral gefunden wurden (HÖGELSBERGER, 1987). Schließlich geben auch die teilweise hohen Strontium-Werte einen Hinweis. Nach MOINE et al. (1981) haben Evaporite bzw. evaporitisch beeinflusste Karbonate Gehalte von mehr als 600 ppm Sr. Folgende Sr-Gehalte wurden für die untersuchten Gesteine der Bunten Serie bestimmt:

- Marmore: 90–1020 ppm ($\bar{\varnothing}$ 484 ppm).
- Augitgneise: 80–300 ppm ($\bar{\varnothing}$ 190 ppm).
- Skapolithführende Kalksilikatgesteine: 70–580 ppm ($\bar{\varnothing}$ 422 ppm).

Einschaltungen von dolomitreichen Lagen in Marmoren der Paragenese H (Cc-Do-Di-Phl) sind vermutlich Produkte primärer Dolomitisierung und daher im Spritzwasserbereich oder in Salzpfannen entstanden.

Diese Hinweise auf salinar evaporitische Abfolgen in der Bunten Serie sind auch für die genetische Interpretation der scheelitführenden Kalksilikatgesteine bei Wietzen (BERAN et al., 1985) von Bedeutung, da sie das geologische Milieu, in dem sich diese Vererzungen gebildet haben, eingrenzen. Man kann sich somit den ehemaligen Ablagerungsraum der Bunten Serie als Küstenlandschaft mit Lagunen und Sümpfen (die heutigen Graphitschiefer) vorstellen. Gelegentliche basische Eruptionen führten zur Bildung geringmächtiger Laven und Tuffe, die jetzt als Amphibolitbänke vorliegen. Die Karbonat- und Mergelsedimentation wurde immer wieder durch die Ablagerung von Schiefertönen (Augitgneise) und terrigenen, pelitischen Gesteinen (Quarzite, Paragneise) unterbrochen.

Die erste zweifelsfrei nachweisbare Metamorphose ist amphibolitfaziell. Die P-T-Bedingungen waren mit ca. 700° und 7 kb innerhalb der gesamten Bunten Serie in etwa gleich; ebenso auch die Lithologie. Auffällig ist aber, daß Granate aus dem S (Gebiet Weitental) deutlichere Abkühlungsränder haben als solche aus dem N.

Die Blastese war von einer tektonischen Beanspruchung begleitet, wie rotierte Interngefüge in den Granaten belegen. Obwohl es zwischen Bunter Serie und den basalen Anteilen der Gföhler Einheit keine deutlichen Metamorphoseunterschiede gibt, muß doch ein Deckenbau zwischen den beiden Formationen stattgefunden haben. Denn über der sedimentogenen Bunten Serie folgt mit dem markanten Horizont Rehberger Amphibolit – Orthogneise – Serpentinite eine gänzlich andere Lithologie. Betrachtet man diese Gesteinsabfolge als Ophiolith, so muß das Verhältnis Bunte Serie – Gföhler Einheit nach plattentektonischen Gesichtspunkten näher untersucht werden. Vermutlich sind sowohl die erste Metamorphose als auch der Deckenbau dem kaledonischen Zyklus zuzuordnen. Dafür sprechen jedenfalls radiometrische Altersdaten aus der Gföhler Einheit. ARNOLD & SCHARBERT (1973) beziffern das Metamorphosealter des Granulites mit 430 Millionen Jahren. ALIASGARI (1988) erhält für die Entstehung des Wolfshofer Syenites kaledonische Alter.

Eine zweite, grünschieferfazielle Metamorphose steht direkt mit der Moldanubischen Überschiebung in Zusammenhang, wie sich im Bereich der „Glimmerschieferzone“ zeigen läßt: Dort ist diese Überprägung so intensiv, daß von der älteren Paragenese nur geringe Relikte erhalten sind. Daß es sich bei der grünschieferfaziellen Metamorphose auch wirklich um einen eigenständigen Akt und nicht um eine bloße Abkühlungerscheinung handelt, dafür gibt es einige Argumente:

- Das Kalzit-Dolomit-Thermometer zeigt relativ einheitliche Temperaturen an, nämlich 500°
- Plg 2-Amph 2-Thermometrie kommt zu demselben Ergebnis
- Auch die Stabilität von Talk- und Muskovit-führenden Paragenesen liegt in diesem Bereich
- Bimodale Verteilung von Homogenisierungstemperaturen in fluid inclusions zeigt zwei unterschiedliche Akte an (HÖGELSBERGER, 1987)
- Zwei eindeutig unterscheidbare Amphibolgenerationen

Da für die Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum übereinstimmend variszisches Alter angenommen wird, muß auch die Metamorphose variszisch sein. Die Diaphthorese ist durch die Fluidzufuhr aus den dehydrierten subduzierten Anteilen des Moravikums verursacht.

Bemerkungen und Dank

Zur Bestimmung von Mineralzusammensetzungen wurde eine Elektronenstrahlmikrosonde ARL-SEMQ mit einer Anregungsspannung von 15 kV verwendet. Alle in den Abbildungen dargestellten Mineralchemismen beziehen sich auf Punktanalysen. Auf Anfrage stellt der Autor diese Mikrosondendaten gerne zur Verfügung. Die im Text angegebenen Haupt- und Spurenelemente wurden mittels RFA PHILLIPS PW-1400 analysiert.

Ich bin den Herren H. DIETRICH, J. RATH, W. RICHTER, R. SCHIMANA und H. WEINKE zu großem Dank verpflichtet.

Literatur

- AITKEN, B. G.: T- X_{CO_2} stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 351–362, New York 1983.
- ALIASGARI, H.: Petrologische und geochemische Untersuchungen am Wolfshofer Syenitgneis im Bereich der St. Leonharder Granulitküschel. – Unveröff. Diss. Univ. Wien 1988.

- ALLEN, J. M. & FAWCETT, J. J.: Zoisite-anorthite-calcite stability relations in H₂O-CO₂ fluids at 5000 bars: An experimental and SEM study. – *J. Petrology*, **23**, 215–239, Oxford 1982.
- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmung an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **53**, 61–78, Zürich 1973.
- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. & ZEMANN, J.: A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. – *Mineral. Deposita*, **20**, 16–22, Berlin – Heidelberg 1985.
- BERNDROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg 1986.
- BOTTINGA, Y. & RICHET, P.: High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. – *Am. Jour. Sci.*, **281**, 615–660, New Haven 1981.
- BOWMAN, J. R. & ESSENE, E. J.: Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. 1: P-T-component activity conditions of early skarn formation. – *Am. Jour. Sci.*, **284**, 597–650, New Haven 1984.
- BURNHAM, C. W., HOLLOWAY, J. R. & DAVIES, N. F.: Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10.000 bars. – *Geol. Soc. America, Special Paper*, **132**, Boulder 1969.
- CRAWFORD, M. L.: Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. – *Can. Mineral.*, **15**, 243–249, Toronto 1977.
- ELLIS, D. E.: Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1271–1281, New York 1978.
- FLOWERS, G. C. & HELGESON, H. C.: Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites. – *Am. Jour. Sci.*, **283**, 230–286, New Haven 1983.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 41–49, Wien 1986.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Die Böhmisches Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – 121–143, Wien – New York (Springer) 1980.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – *Verh. Geol. B.-A.*, 29–49, Wien 1979.
- GOLDSMITH, J. R. & NEWTON, R. C.: Scapolite-plagioclase stability at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₈ – CaAl₂Si₂O₈ – CaCO₃ – CaSO₄. – *Am. Mineral.*, **62**, 1063–1081, Washington 1977.
- GOTTSCHALK, M.: Die Bildungsbedingungen von Talk, Tremolit, Diopsid und Forsterit bei der Metamorphose von kieseligen Dolomiten. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Tübingen, 1984.
- HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W. & BIRD, D. K.: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. – *Am. Jour. Sci.*, **278-A**, 1–229, New Haven 1978.
- HÖGELSBERGER, H.: Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 1987.
- JENCEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum an Westrand der Thaya-Kuppel. – *Vestn. Ustr. ust. geol.*, **46**, 331–338, Prag 1971.
- KROGH, E. J.: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 44–48, Berlin – Heidelberg 1988.
- KWAK, T. A. P.: Scapolite compositional change in a metamorphic gradient and its bearing on the identification of metaevaporite sequences. – *Geol. Mag.*, **114**, 343–354, Cambridge 1977.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – *Am. Mineral.*, **63**, 1023–1052, Washington 1978.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63–74, Wien 1976.
- MOINE, B., SAUVAN, P. & JAROUSSE, J.: Geochemistry of evaporite-bearing series: A tentative guide for the identification of metaevaporites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 401–412, Berlin – Heidelberg 1981.
- NEWTON, R. C. & PERKINS III, D.: Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. – *Am. Mineral.*, **67**, 203–222, Washington 1982.
- PERSCHUK, L. L., ARANOVICH, L. Ya., PODLESSKII, K. K., LAVRANTSEVA, I. V., GERASIMOV, V. Yu., FED'KIN, V. V., KITSUL, V. I., KARSAKOV, L. P. & BERDNIKOV, N. V.: Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, U. S. S. R. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 265–310, Oxford 1985.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum Niederösterreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **35**, 243–259, Wien 1986.
- POWELL, R., CONDLIFFE, D. M. & CONDLIFFE, E.: Calcite-dolomite geothermometry in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₂: An experimental study. – *J. metamorphic Geol.*, **2**, 33–41, Oxford 1984.
- RAJLICH, P., SYNEK, J., SARBACH, M. & SCHULMANN, K.: Hercynian-thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites/Southern Moldanubian, Bohemian Massif. – *Geol. Rundsch.*, **75**, 665–683, Stuttgart 1986.
- RICE, J. M.: Metamorphism of rodingites: Part I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-CO₂-H₂O. – *Am. Jour. Sci.*, **283-A**, 121–150, New Haven 1983.
- RICE, J. M. & FERRY, J. M.: Buffering, infiltration and the control of intensive variables during metamorphism. – In: FERRY, J. M. (Red.): *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. – *Reviews of Mineralogy*, **10**, 263–326, (Mineralogical Society of America), Washington 1982.
- SCHIFFMAN, P. & LIOU, J. G.: Synthesis and stability relations of Mg-Al-pumpellyite, Ca₄Al₅MgSi₆O₂₁(OH)₇. – *J. Petrology*, **21**, 441–474, Oxford 1980.
- SERDYUCHENKO, D. P.: Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. – *Lithos*, **8**, 1–7, Amsterdam 1975.
- SPEAR, F. S.: NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33–41, Berlin – Heidelberg 1980.
- THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 513–524, Wien 1984.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – *Geotekt. Forsch.*, **64**, 1–91, Stuttgart 1982.
- TROMMSDORFF, V. & SKIPPEN, G.: Vapour loss („boiling“) as a mechanism for fluid evolution in metamorphic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 317–322, Berlin – Heidelberg 1986.

- WARREN, R. G., HENSEN, B. J. & RYBURN, R. J.: Wollastonite and scapolite in Precambrian calc-silicate granulites from Australia and Antarctica. – J. metamorphic Geol., **5**, 213–223, Oxford 1987.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 5. Aufl., X+348 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- YARDLEY, B. W. D.: An empirical study of diffusion in garnet. – Am. Mineral., **62**, 793–800, Washington 1977.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G.: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). – Jb. Geol. B.-A. , **126**, 181–199, Wien 1983.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Oktober 1988.

Petrographie und Geochemie der Grüngesteine von Althofen (Altpaläozoikum der Murauer Decke, Steiermark)

Von FRANZ NEUBAUER*)

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

*Steiermark
Murauer Paläozoikum
Devon
Geodynamik
Basalte
Chemismus*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 159*

Inhalt

Zusammenfassung	231
Abstract	231
1. Einführung	231
2. Methodik	233
3. Geländebefund	233
4. Geochemie	234
5. Diskussion	236
Dank	238
Literatur	238

Zusammenfassung

Im Altpaläozoikum der oberostalpinen Murauer Decke vorkommende massige Grünschiefer sind nach textuellen und Geländemerkmale als Ganggesteine anzusprechen. Die Geochemie der Grünschiefer weist auf Intraplattenbasalte, die von tholeiitischen zu alkalischen Basalten differenzieren. Ihre Entstehung im Rahmen von devonischen Riftprozessen wird diskutiert.

Abstract

Devonian (?) massive greenstones of the „Murauer Gruppe“ (Gurktal thrust system, Eastern Alps) are interpreted as basaltic sills and dykes due to field relationships, mineralogical and textural relics. The chemistry of the greenstones show some transitional character between tholeiitic to alkalic basalts of an intra-plate geotectonic setting. The greenstones are differentiated by crystal fractionation during rise of magma or emplacement. The basaltic protoliths were emplaced into Devonian (?) sediments during rift processes.

1. Einführung

Vulkanite nehmen bei der Rekonstruktion des geotektonischen Bildungsmilieus von Sedimentfolgen eine prominente Stellung ein. Vor allem zwei Faktoren lassen Aussagen zu, die chemische Zusammensetzung der vulkanischen Gesteine, die Schmelzprozesse im

Erdmantel bzw. der tiefen Kruste widerspiegelt, und – vielleicht zuwenig beachtet – die Formen der Platznahme vulkanischer Magmen (CAS & WRIGHT, 1987).

Vulkanische Folgen des schwachmetamorphen ostalpinen Paläozoikums sind vor allem an die basalen Schichtfolgen (Oberordoviz und Silur) geknüpft, während man solchen des Devons und Unterkarbons bisher nur untergeordnete Bedeutung zugemessen hat. Insgesamt spiegelt die wechselnde Geochemie der Vulkanite verschiedene geotektonische Prozesse zwischen Oberordoviz und Devon wieder (LOESCHKE, 1975, 1988a,b; FRITZ & NEUBAUER, 1989; GIESE, 1988; HEINISCH et al., 1988).

Im Murauer Paläozoikum (Steiermark, Österreich; siehe Abb. 1) kommen schwach metamorphe basische Vulkanite und Pyroklastika vor allem in der Metadiabasgruppe der Stolzalpendecke vor, während solche in der darunter liegenden Murauer Decke mengenmäßig zurücktreten. Unter den Metavulkaniten der letzteren Decke nehmen die von ANGEL (1955) und THURNER (1955) beschriebenen „Uralitdiabase“ von Althofen (Katschtal nordöstlich Murau) eine herausragende Stellung ein. In ihnen können wegen ihres geologischen Auftretens, ihrer primären Grobkörnigkeit und wegen ihres massigen Habitus noch primäre Minerale und magmatische Texturen vermutet werden, die zusammen mit der Geochemie der Gesteine Hinweise auf ihre Bildung geben könnten. Dies gilt umso mehr, als die primäre Grobkörnigkeit der Gesteine und die beschränkte Deformation (fehlende penetrative Schieferung und fehlende Korngrößenreduktion) nur geringe sekundäre Veränderung der chemischen Zusammensetzung erwarten läßt.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

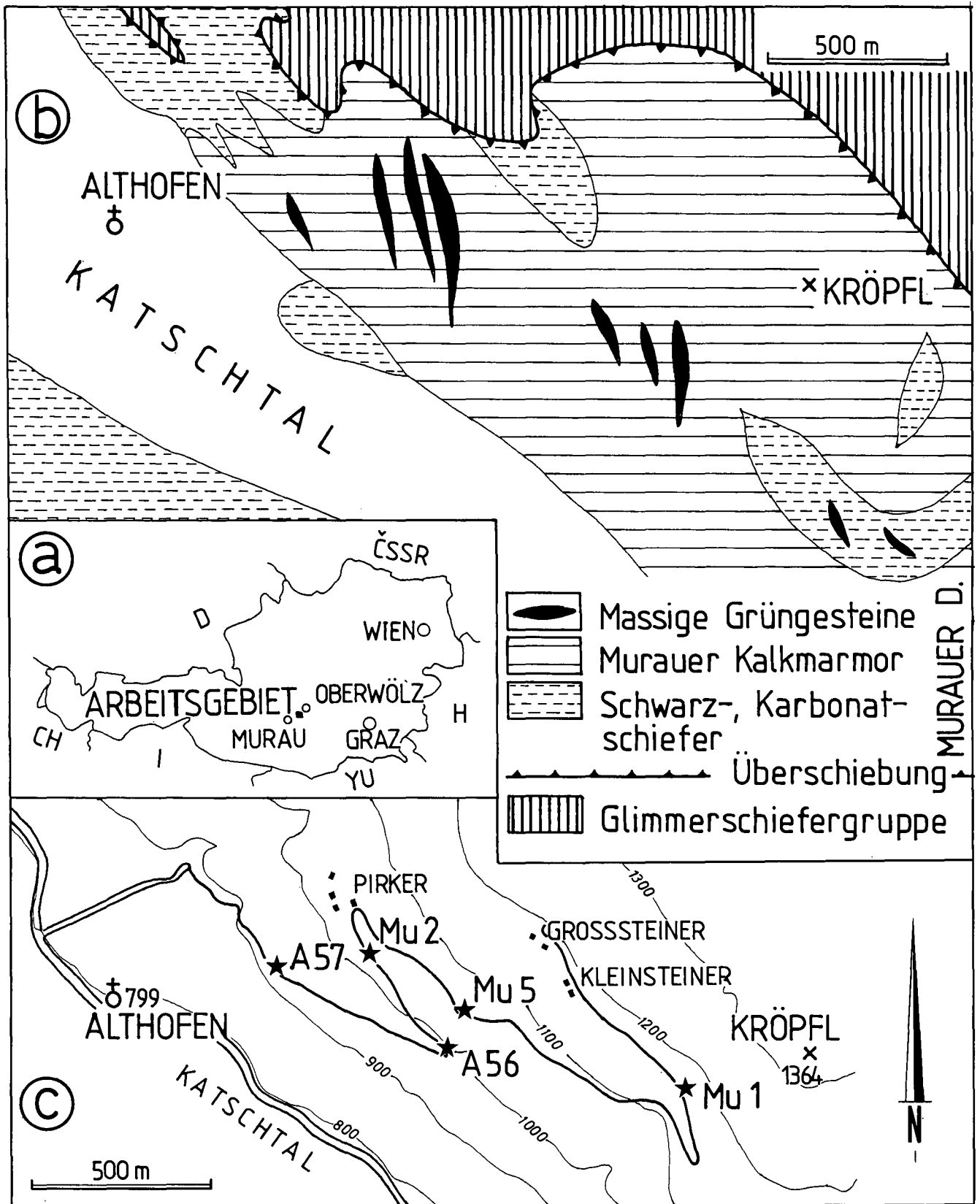


Abb. 1.
 Die Lage der basaltischen Gänge von Althofen innerhalb der Murauer Decke.
 a = Lageskizze; b = geologische Karte, vereinfacht nach v. GÖSEN (1982); c = Lage der Probenpunkte für geochemische Analysen.

2. Methodik

Haupt- und Spurenelemente von ausgewählten, frischen Proben wurden mittels Röntgenfluoreszenz am Zentrallaboratorium für Geochemie (zur Zeit der Analyse (1982/83): H. FRIEDRICHSEN, M. SATIR) bestimmt. Einige Elemente wurden vom Autor am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen mit Atomabsorptionsspektralphotometrie (NaO, K₂O, MnO, MgO, CaO), Graphitrohrküvette (Cr) und Spektralphotometrie (P₂O₅) überprüft. Fe²⁺O wurde titrimetrisch, CO₂ gravimetrisch, H₂O nach der PENFIELD-Methode bestimmt (zur Methodik, siehe HERMANN, 1972).

3. Geländebefund und Petrographie

Die Grüngesteine sind an niedriggradig metamorphe Metasedimente der Murauer Decke gebunden. Nach den Kartendarstellungen von THURNER (1955, 1959)

sind dies vorwiegend Pleschaitz-Kalke, ein lithologisches Äquivalent der Murauer Kalkmarmore. Im Detail scheint das Gebiet jedoch komplexer aufgebaut zu sein, da einzelne Züge von NW-SE streichenden Schwarzschiefern und Karbonatschiefern am Aufbau des Gebietes beteiligt sind (tw. in der Karte von v. GÖSEN, 1982, berücksichtigt; siehe Abb. 1b). Die Grüngesteine bilden dickbauchige Linsen, die diskordant zum Streichen der lithologischen Züge lithologische Grenzen durchstoßen können. Dies ist auch im Aufschlußbereich erkennbar, z.B. in der Straßenkehre ca. 400 m SSE Gehöft Pirker (siehe Abb. 1c). Die einzelnen Grüngesteinslinsen können bis mehrere 100 m verfolgt werden, und sind mit maximal 10 m Dicke aufgeschlossen.

Die Grüngesteine sind grobkörnig und bestehen aus max. 7-8 mm großen, rundlichen Plagioklasen und 2-3 mm großen aktinolithischen Amphibolen. Durch Epidot/Klinozoisitsäume um Plagioklase wird ein ophitisches Gefüge nachgezeichnet (Abb. 2) Dabei können

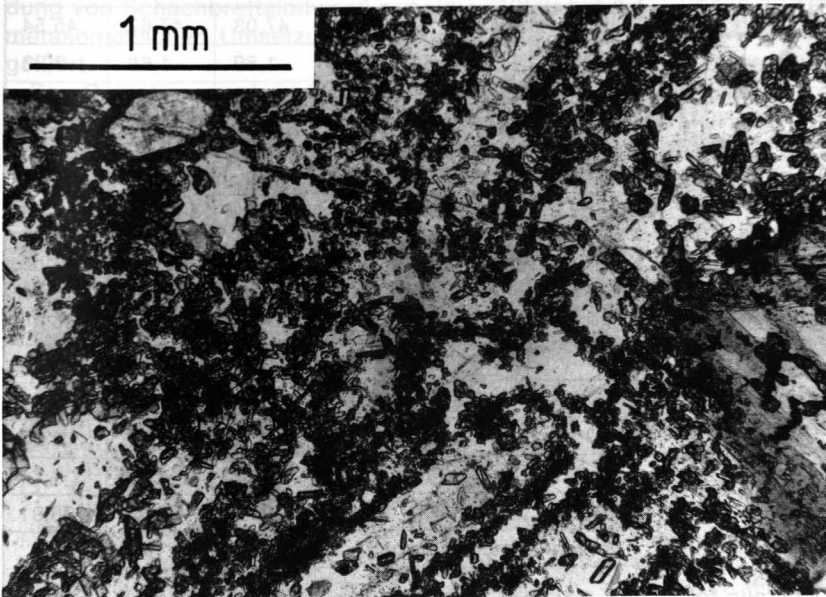


Abb. 2.
Nachzeichnung des primären, intersertalen Gefüges durch feinkörnigen Klinozoisit an den Rändern von Plagioklasen.
Nicols +.

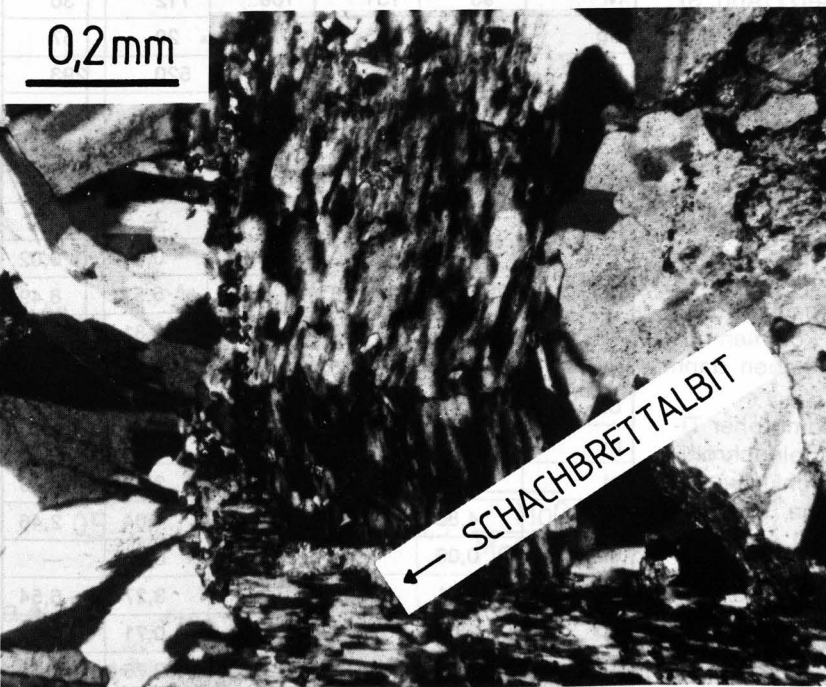


Abb. 3.
Perthitischer Alkalifeldspat, teilweise in Schachbrettalbit umgewandelt.
Nicols +.

4. Geochemie

Frische Proben der Grünschiefer waren nur in wenigen künstlichen Straßenaufschlüssen gewinnbar (zur Lage der Probenpunkte siehe Abb. 1c). Die Tab. 1 gibt die chemischen Daten der fünf analysierten Proben wieder. Ein erster Überblick belegt den basaltischen Chemismus der analysierten Proben.

Vulkanische Gesteine sind anfällig für Elementmobilität bei Verwitterung unter Einfluß von Meerwasser (z.B. MOTTI, 1983), unter subärischen Bedingungen sowie auch für Veränderungen bei Metamorphose, v.a. wenn die Metamorphose von Deformation begleitet

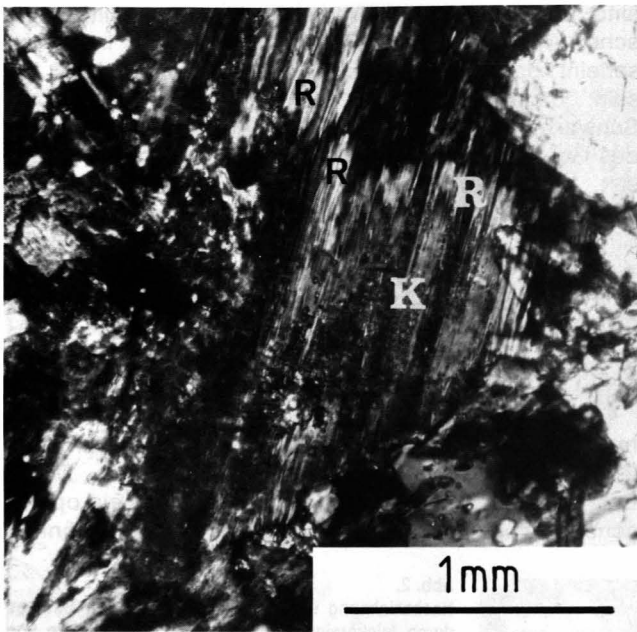


Abb. 4.
Zonar gebauter Amphibol.
K = mit Ti-Mineralien durchsetzter, stark pleochroitischer Kern; R = aktinolithischer Rand von Amphibolen.
Nicols +.

die Plagioklase als Reste primärmagmatischer Plagioklase interpretiert werden, die ein intersertales Gefüge zeigen. Diese Gefügerelikte sprechen für eine subvulkanische Genese der Ausgangsgesteine der Grünschiefer. Die Plagioklase (meist Albit) sind mitunter normalzonar gebaut. In diesem Fall zeigen sie unregelmäßige Kerne aus Oligoklas (optisch bestimmt) und stets Ränder aus Albit mit einfachen Zwillingleisten nach dem Albitgesetz. In der Regel sind die Plagioklase mit feinkörnigen Klinozoisiten und Zoisiten gefüllt.

Kalifeldspat kommt nur in wenigen Proben vor (Mu 2, Mu 5). Kalifeldspat zeigt in der Regel perthitische Ausbildung. In einzelnen Kristallen sind diese Kristalle teilweise sekundär in Schachbrettalbit umgesetzt (Abb. 3).

In den Amphibolen sind selten Kerne zu erkennen, die dann mit Titanmineralien, wie z.B. Leukoxen durchsetzt sind (Abb. 4). Sie könnten Relikte magmatischer, Ti-reicher Amphibole darstellen. Die Ränder bestehen aus kaum pleochroitischen aktinolithischen Amphibolen metamorpher Herkunft. Im übrigen sind die groben Körner häufig in Chlorit, in einer Probe (Mu 2) in Biotit umgewandelt, wobei die skelettartigen Amphibolkristalle noch durch einheitliche Orientierung zu erkennen sind.

Epidote/Klinozoisite zeigen einen Zonarbau mit Epidotsäumen um Klinozoisitkerne. Zoisite kommen als Füllungsminerale in Plagioklasen vor und haben dann regelmäßig Klinozoisitränder.

Als Akzessorien treten Chlorit, häufig idiomorpher Titanit, Ilmenit, Hämatit, Apatit, braungrün pleochroitischer Biotit und Karbonat auf. In einem Schliff wurde idiomorpher Zirkon beobachtet. Alle diese Minerale können mit Ausnahme von Zirkon und Apatit als metamorph angesehen werden.

Die Paragenese Aktinolith + Chlorit + Oligoklas/Albit + Zoisit/Klinozoisit + Titanit + Magnetit (\pm Hämatit + Biotit) belegt höher temperierte Grünschieferfazies (MOODY et al., 1983).

Tabelle 1.
Chemische Zusammensetzung der massigen Grünschiefer von Althofen bei Murau.
Die Proben sind nach steigenden K_2O -Gehalten geordnet.

	Mu 1	A 56	A 57	Mu 5	Mu 2
Haupt- und Nebenelemente [Gew.-%]					
SiO ₂	47,43	46,48	47,03	47,67	45,54
TiO ₂	1,40	1,37	1,69	1,68	3,33
Al ₂ O ₃	17,13	16,44	16,38	14,90	14,51
Fe ₂ O ₃	3,30	2,09	2,82	2,72	1,64
FeO	4,63	5,96	5,99	6,99	11,17
MnO	0,11	0,12	0,13	0,14	0,18
MgO	5,80	7,21	6,69	7,55	4,99
CaO	12,86	12,13	10,92	10,80	8,88
Na ₂ O	2,98	2,82	3,07	2,63	2,85
K ₂ O	0,17	0,37	0,65	0,91	1,39
P ₂ O ₅	0,27	0,26	0,34	0,29	0,40
H ₂ O ⁺	1,58	2,27	2,28	1,97	2,29
CO ₂	1,88	1,36	1,08	1,18	1,74
Summe	99,54	98,88	99,07	99,43	98,91
Spurenelemente [μg/g]					
Cr	262	419	337	117	31
Ni	93	131	108	112	30
Rb	8	15	19	29	57
Sr	497	569	713	520	293
Y	19	<15	<15	23	24
Zr	127	120	161	137	133
CIPW-Normen					
qu	1,19	—	—	—	—
zr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
or	1,02	2,26	3,96	5,51	8,49
ab	25,71	24,66	26,80	22,81	24,94
an	33,51	32,15	29,91	26,82	23,47
di	14,16	15,74	13,53	15,05	6,73
hy	11,72	7,72	9,17	15,56	17,38
ol	—	7,70	5,64	3,43	4,89
mt	4,88	3,13	4,22	4,04	2,46
cm	0,06	0,09	0,07	0,03	—
ilm	2,71	2,69	3,31	3,27	6,54
ap	0,66	0,64	0,84	0,71	0,99
cc	4,36	3,20	2,53	2,75	4,09

wird (DOSTAL et al., 1980). Diese Mobilität betrifft v.a. die Alkalien (K, Rb) und Erdalkalien (Ca, Sr).

Bereits die petrographische Untersuchung zeigt mit dem Auftreten H₂O-führender sekundärer Mineralphasen (Amphibol, Klinozoisit, Zoisit, Biotit, Chlorit) und von Karbonat einige chemische Veränderungen. Karbonat tritt als Füllung von Mikrorissen und in Zwickeln zwischen Silikaten auf. Dies belegt, daß Karbonat auf Grund einer CO₂-Zufuhr während der Metamorphose, die von Deformation begleitet wurde, gebildet wurde. Ähnliches könnte auf Grund des Auftretens von Schachbrettalbit postuliert werden, wobei das K jedoch teilweise bis vollständig in Biotit eingebaut worden sein könnte. Auf der anderen Seite sind die Nebengesteine (Karbonate) arm an Alkalien, sodaß kein Grund besteht, eine Zufuhr von Alkalien aus den Nebengesteinen anzunehmen. Die systematische Variation der K₂O-Gehalte, die auch mit einer systematischen Variation des K/Rb-Verhältnisses korreliert (siehe auch Abb. 6), könnte allerdings auch eine primäre Ursache haben. Die Bildung von Schachbrettalbit wird seit VOLL (1969) auf die metasomatische Umsetzung von Kalifeldspat zurückgeführt.

Der Oxidationsgrad, ablesbar am FeO/(FeO+Fe₂O₃)-Verhältnis, ist für vulkanische Gesteine zu hoch. Er läßt sich auf die auch experimentell belegte hohe Sauerstoffugazität während einer grünschieferfaziellen Metamorphose (MOODY et al., 1983) zurückführen.

Die berechneten CIPW-Normen (Tab. 1) zeigen folgendes Ergebnis: Probe Mu 1 ist quarznormativ, die übrigen sind olivinnormativ. Die normative Paragenese Diopsid + Forsterit + Albit + Enstatit bzw. Diopsid + Al-

bit + Enstatit + Quarz (in Tab. 1 in Hypersthen verrechnet) läßt eine Zuordnung dieser Grünschiefer zu Olivin- bzw. Quarz-Tholeiiten des Basalttetraeders von YODER & TILLEY (1962) als wahrscheinlich erscheinen.

Die analysierten Proben zeigen eine systematische Variation der K₂O-, TiO₂-, Rb- und (Fe₂O₃+FeO)-Gehalte. Nimmt man das MgO/(MgO+FeO_{tot})-Verhältnis als Differenzierungsindex, so zeigt die Variation dieses Verhältnisses zwischen 0,48 und 0,28 eine fraktionierte Kristallisation durch Bildung einer Mg-reichen Kumulusphase an. Dieser Differenzierungsprozeß führt auch zu einer Anreicherung der lithophilen Elemente K, Rb wie auch von Fe und Ti bei fallendem MgO/(MgO+FeO_{tot})-Verhältnis (Abb. 5a). Ähnliches gilt für die Variation von Spurenelementen: Rb nimmt mit fallendem MgO/(MgO+FeO_{tot})-Verhältnis zu, Cr und Ni nehmen ab (Abb. 5b). Dieser Differenzierungsprozeß kann in der Magmenquelle, während des Aufstieges, oder auch in situ bei der Platznahme der Magmen erfolgt sein. Lagergänge sind häufig infolge langsamer Abkühlung in sich differenziert (HUGHES, 1982).

Diese Elementvariation wird auch in Spidergrammen deutlich (Abb. 6). Die Chemismen wurden auf N-Typ-MOR-Basalte normalisiert (Normalisierungswerte nach PEARCE, 1982). Die Muster zeigen eine Anreicherung von Sr, K, Rb, Zr gegenüber N-MOR-Basalten sowie eine Abreicherung des Y. Die Cr-Verhältnisse schwanken sehr stark und verhalten sich gegenläufig zu den lithophilen Elementen, was auf Fraktionierungsprozesse einer Cr-reichen Mineralphase (Cr-Spinell) bei zunehmender Differentiation zurückgeführt werden kann.

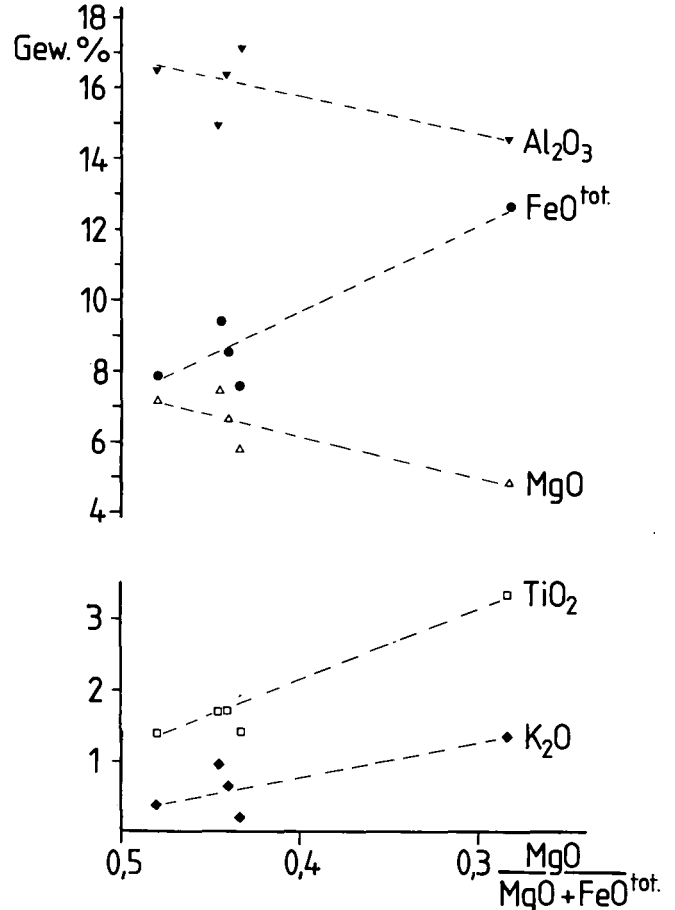
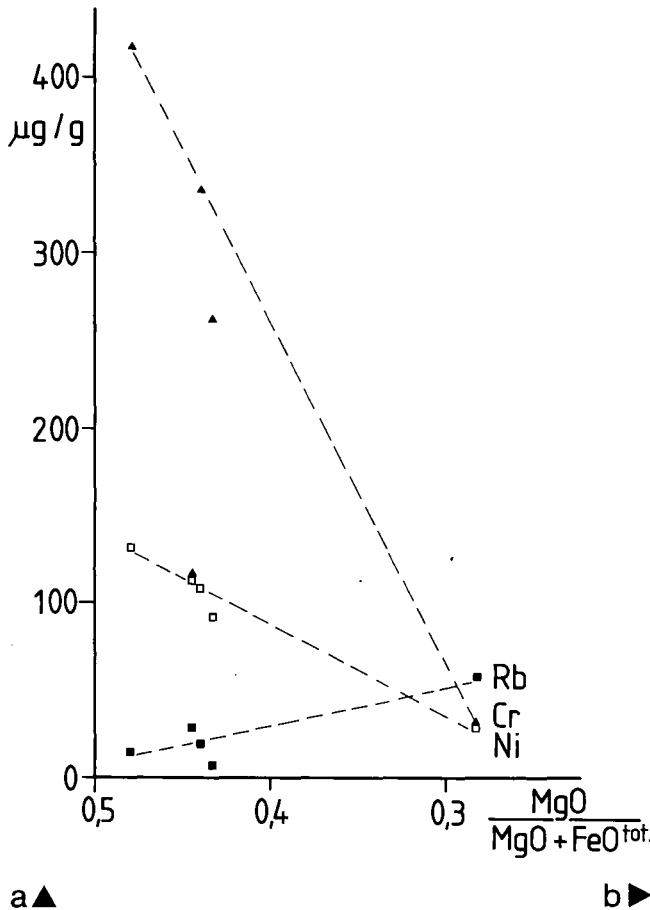


Abb. 5. Hauptelement- (a) und Spurenelementvariation (b) gegen das MgO/(MgO+FeO_{tot})-Verhältnis.

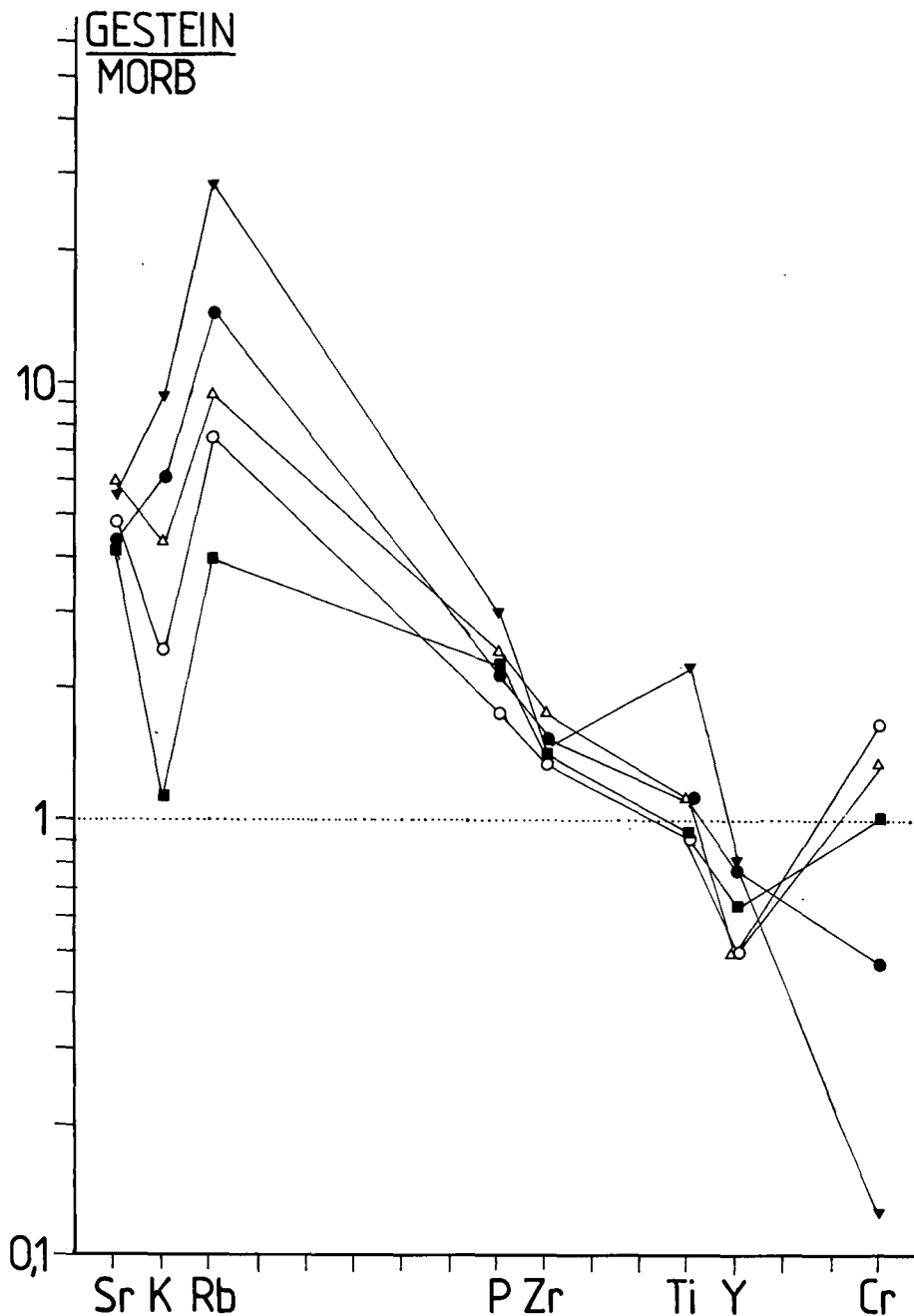


Abb. 6.
Spidergramm.
Normierungswerte für N-MOR-Basalte von
PEARCE (1982).

Die Anreicherung von Ti, Zr gegenüber Y und der LIL-Elemente, v.a. von K und Rb, deutet auf einen Übergang zwischen tholeiitischen zu alkalischen Basalten als mögliche Ausgangsgesteine hin. Die oben beschriebene Anreicherung von K, Rb bei gleichzeitiger FeO_{tot} -Anreicherung deutet einen tholeiitischen Differentiationstrend in der Magmenkammer oder bei der Platznahme der Magmen an. Dieser Trend wird auch im AFM-Diagramm deutlich (Abb. 7). Unter den als immobil geltenden Spuren- und Nebenelementen wird u.a. das zunehmende Zr/P_2O_5 -Verhältnis bei steigenden Ti-Gehalten als Alkalinitätsindex verwendet (FLOYD & WINCHESTER, 1975). Die Althofener Grünschiefer zeigen in diesem Diagramm einen ähnlichen Differentiationstrend von tholeiitisch zu alkalisch hin (Abb. 8), wie er auch aus dem AFM-Diagramm ablesbar ist.

Als geotektonisches Environment bieten sich für alkalische/tholeiitische Gesteine verschiedene Möglichkeiten an. Die Y-Abreicherung gegenüber Ti, Zr klassifiziert die Ausgangsgesteine der Grünschiefer als Intra-

plattenbasalte (siehe Abb. 9, Diagramm nach PEARCE & CANN, 1973). Es ist schwierig, mit Hilfe der untersuchten immobilen Neben- und Spurenelemente kontinentale und ozeanische tholeiitische Basalte voneinander zu unterscheiden (siehe auch MULLEN, 1983).

5. Diskussion

Nimmt man die oben diskutierten geochemischen Charakteristika der Grünschiefer von Althofen, so dürfte es sich dabei um tholeiitische Ausgangsgesteine handeln, die in Richtung auf schwach alkalische Gesteine differenziert haben. Als geotektonische Position kommen am ehestens Intraplattenbasalte in Betracht.

Bevor die geodynamische Signifikanz der metabasaltischen Gesteine von Althofen weiter diskutiert werden soll, muß u. a. das mögliche Bildungsalter dieser Gesteine erfaßt werden. Diese Gesteine stecken innerhalb

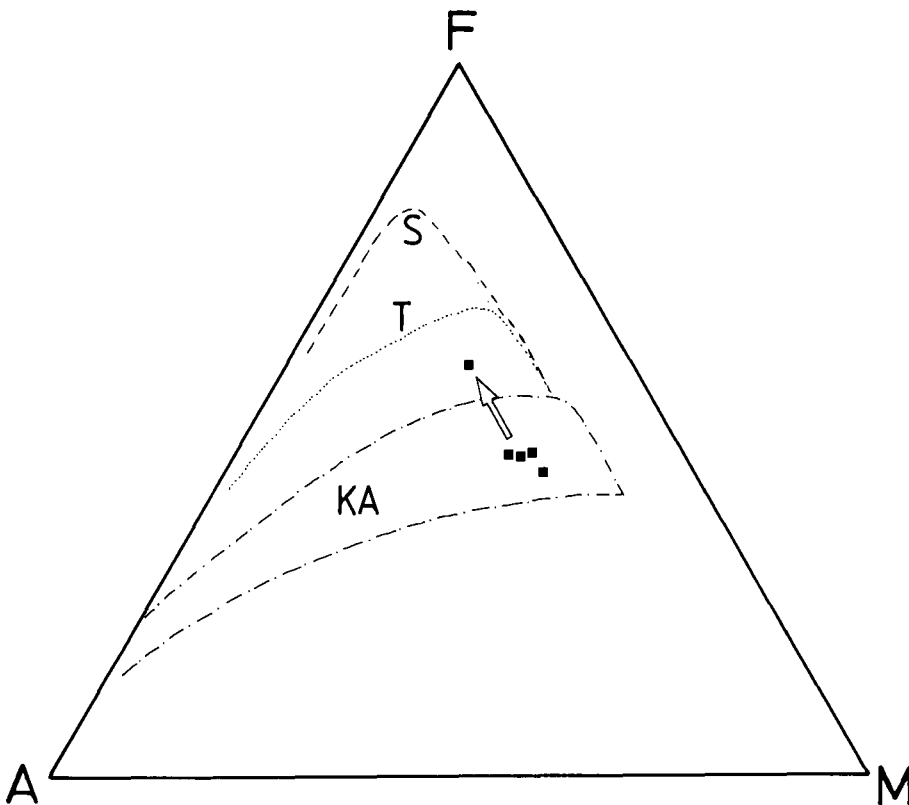


Abb. 7.
AFM-Diagramm.
Der Pfeil zeigt den angenommenen Differentiationstrend. Zum Vergleich sind die Differentiationstrends der Skaergardin intrusion (S), von Thingmuli (T) und solche von kalkalkalischen Bögen (KA) eingetragen (nach HUGHES, 1982).

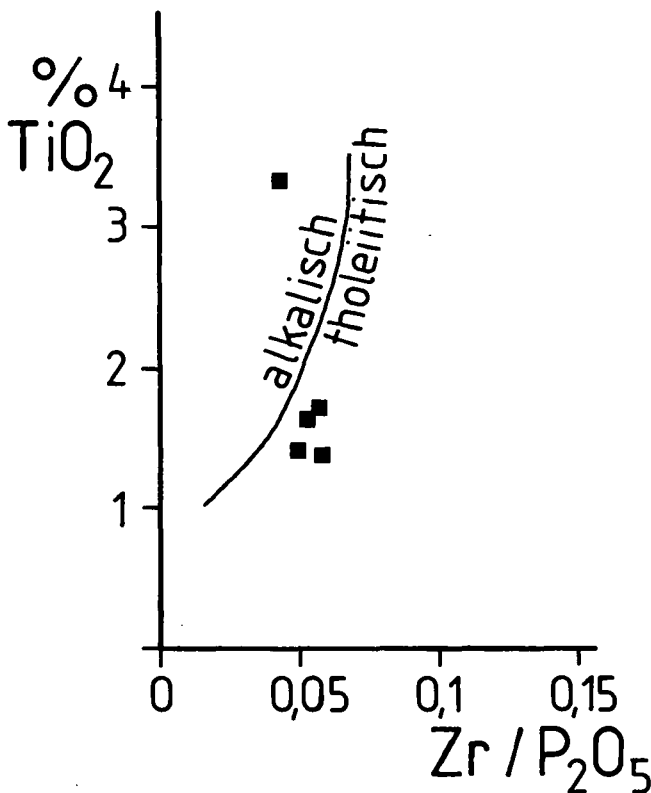


Abb. 8.
Zr/P₂O₅-Ti-Diagramm zur Unterscheidung von tholeiitischen und alkalischen Basalten (FLOYD & WINCHESTER, 1975).

von Kalkschiefern, die mitunter mit Schwarzschiefern verknüpft sind, sowie innerhalb von massiven Karbonaten vom Typ Murauer Kalkmarmor, die das Hangende der Kalkschiefer bilden. Dolomite scheinen hier im Übergangsbereich zu fehlen. Direkte stratigraphische Belege für das Alter dieser Gesteine sind nur durch

großräumige Vergleiche zu gewinnen. Nach der Zusammenstellung der biostratigraphischen Daten (v.a. Conodonten) der paläozoischen Schichtfolgen der Gurktaler Decken von NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) kommt der Obergrenze der Karbonatschiefer/Schwarzschiefer ein obersilurisch oder unterdevonisches Alter zu (maximal oberes Siegen), während die Basis der massiven Karbonate (an anderen Lokalitäten häufig Dolomite) in das höhere Unterdevon (etwa in das basale Ems) eingestuft wurde. Damit sollten – vorausgesetzt, daß die großräumige Korrelation zutrifft – die metabasaltischen Ganggesteine von Althofen ein Alter haben, das jünger ist als die Basis der massiven Karbonate (basales Ems). Diese Ganggesteine haben dieselbe zweistufige Metamorphose mitgemacht wie die Nebengesteine. Die erste Metamorphose wird dem variszischen Zyklus (Karbon?) zugeschrieben (v. GOSEN, 1982; BECKER et al., 1987), wofür zur Zeit allerdings noch geochronologische Belege fehlen. Bei Zutreffen dieser Voraussetzungen kann diesen metabasaltischen Ganggesteinen ein mittel- bis oberdevonisches, eventuell ein unterkarbonisches Alter zugesprochen werden.

In anderen schwachmetamorphen ostalpinen Paläozoikumsarealen gibt es vergleichbare Lagergänge innerhalb devonischer Schichtfolgen (Ems bis Mitteldevon) der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums (GOLLNER & ZIER, 1985) und auch innerhalb der westlichen Grauwackenzone (HEINISCH et al., 1987). Biostratigraphische Daten belegen devonischen basaltischen Vulkanismus (hauptsächlich Pyroklastika) auch innerhalb der Stolzalpendecke des Gurktaler Deckensystems (NEUBAUER, 1980b). Allerdings fehlen bisher geochemische Untersuchungen an letzteren.

Die Grungesteine von Althofen deuten mit ihren Charakteristika auf eine basaltische Suite, die zwischen tholeiitischen und alkalischen Gesteinen steht. Solche Übergangsserien sind v.a. charakteristisch für fortgeschrittene Riftstadien. Dies fügt sich gut in das allge-

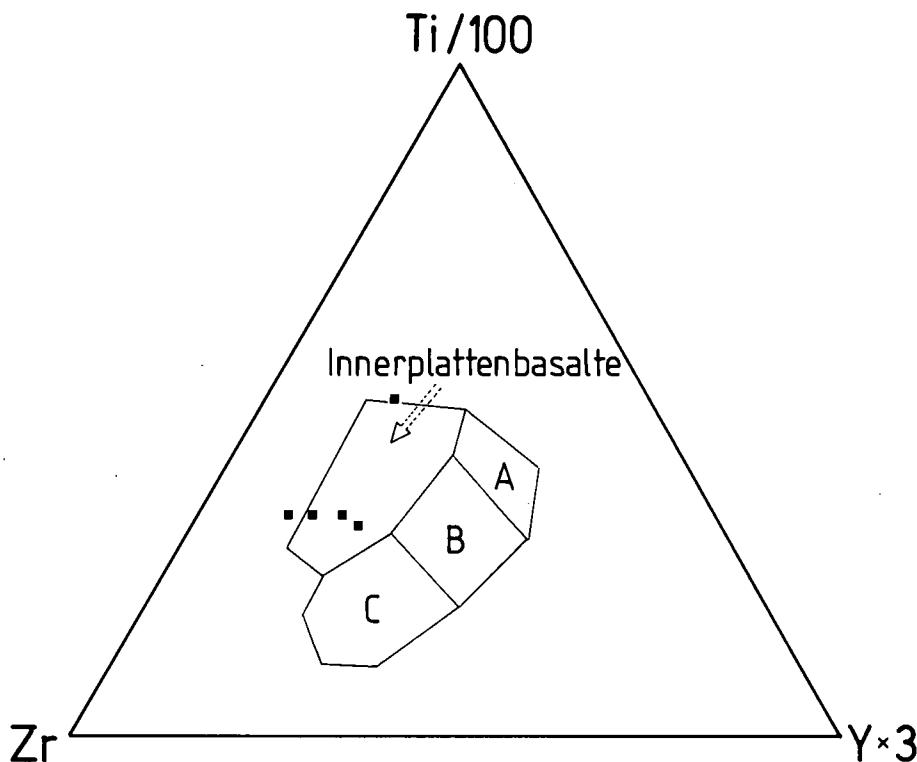


Abb. 9.
Zr-Y-Ti-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973).
A = Kaliarme Tholeiite von magmatischen Bögen; B = kalkalkalische Basalte und Basalte von mittelozeanischen Rücken; C = kalkalkalische Basalte; D = Intraplattenbasalte.

meine Bild der devonen Entwicklung der oberostalpinen Paläozoika. In vulkanischen Gesteinen dieses Abschnittes scheinen alkalische Basalte sowie Übergangsbasalte zwischen alkalischen und tholeiitischen Basalten zu dominieren (HEINISCH et al., 1988; LOESCHKE, 1988b; ; SCHLAMBERGER, 1989). Generell scheint es sich um Intraplattenbasalte zu handeln (siehe auch devonische Gesteine der Untersuchung von KOLMER, 1978). Ähnliche alkalische Intraplattenbasalte sind auch charakteristisch für die Glimmerschiefer-Marmor-Komplexe des mittelostalpinen Kristallins (FRISCH et al., 1987), die auf Grund lithostratigraphischer Vergleiche mit dem fossilführenden Paläozoikum in das Silur und Devon eingestuft werden.

Damit scheint sich für das ostalpine Devon auf Grund der Untersuchungen an Vulkaniten ein fortgeschrittener Riftprozeß als Modellvorstellung abzuzeichnen, wenn man versucht, die sedimentäre Entwicklung in dieses Geschehen (Subsidenzentwicklung, klastischer Input) miteinzubeziehen (FRITZ & NEUBAUER, 1989; SCHLAMBERGER, 1989). Ganggesteine mit tholeiitischem Chemismus werden häufig in kontinentalen Bereichen im Zusammenhang mit Riftprozessen gefunden (HUGHES, 1982). Die Althofener Grungesteine könnten damit als Indikatoren eines solchen Prozeßes gesehen werden.

Dank

Zwei der Proben wurden anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit W. FRISCH und J. LOESCHKE (beide Tübingen) aufgesammelt. Beiden danke ich für anregende Diskussionen über die Bedeutung von chemischen Untersuchungen zur Klärung der Geotektonik des ostalpinen Grundgebirges. Ich danke auch den Herren H. FRIEDRICHSEN (jetzt Berlin) und M. SATIR (jetzt München) für die Hilfestellung bei den geochemischen Analysen.

Literatur

ANGEL, F.: Über Diabasformen im Bereich des Murauer Paläozoikums. – Verh. Geol. Bundesanst., 1955, 175–180, Wien 1955.

BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts – Mineralia slovacica – Monography, 69–106, Bratislava (Alfa) 1987.

CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic successions modern and ancient. – 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.

DOSTAL, J., STRONG, D.F. & JAMIESON, R.A.: Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony complex, Newfoundland. – Earth Planet. Sci. Lett., 49, 188–192, Amsterdam 1980.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211–218, Amsterdam 1975.

FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts – Mineralia Slovaca – Monography, 209–226, Bratislava (Alfa) 1987.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian/Early Devonian sedimentation of the Paleozoic of Graz. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 68/3, 359–367, Zürich 1989.

GOLLNER, J. & ZIER, Chr.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. Bundesanst., 128, 43–73, Wien 1985.

GIESE, U.: Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 381–396, Zürich 1988.

GOSEN, W. v.: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten, Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53, 33–149, Hamburg 1982.

- HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P.: Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 267–278, Wien 1988.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 163–173, Wien 1987.
- HERMANN, A.G.: Praktikum der Gesteinsanalyse. – 204 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.
- HUGHES, Ch.J.: Igneous Petrology. – 551 S., Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier) 1982.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilittischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz 1978.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – Geol. Rdsch., **64**, 62–74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Metavulkanite aus der Phyllit-Gruppe der südlichen Saualpe (Kärnten, Österreich) und ihre plattentektonische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 301–314, Wien 1988a.
- LOESCHKE, J.: Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **118**, 95–105, Graz 1988b.
- MOODY, J.B., MEYER, D. & JENKINS, J.E.: Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. – Amer. J. Sci., **283**, 48–92, New Haven 1983.
- MOTTL, M.J.: Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. – Geol. Soc. Amer. Bull., **94**, 161–180, Boulder 1983.
- MULLEN, E.D.: MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – Earth Planet. Sci. Lett., **62**, 53–62, Amsterdam 1983.
- NEUBAUER, F.R.: Die Geologie des Murauer Raumes – Forschungsstand und Probleme. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 67–79, Graz 1980a.
- NEUBAUER, F.R.: Exkursion Murauer Paläozoikum. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 115–128, Graz 1980b.
- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon der Gurktaler Decke und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NIEDERL, R.: Die Geologie des Gebietes östlich von Oberwölz-Stadt (Murauer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 149 S., Graz 1980.
- PEARCE, J.A.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R.S. (Ed.): Andesites, 525–548, Chichester (John Wiley and Sons) 1982.
- PEARCE, J.A.: A „user's guide“ to basalt discrimination diagrams. – Unveröff. Manuskript, 37 S., Milton Keynes (The Open University) 1983.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. & NORRY, M.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 33–47, Heidelberg 1979.
- SCHLAMBERGER, J.: The geotectonic setting of the Sausal Paleozoic (Eastern Alps). – Schweiz. Miner. Petrog. Mitt., **68**, 369–379, Basel 1989.
- TURNER, A.: Diabasvorkommen im Gebiet des Pleschaitz. – Verh. Geol. Bundesanst., **1955**, 169–174, Wien 1955.
- TURNER, A.: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik Joanneum, **20**, 1–27, Graz 1959.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habilitationsschrift Technische Universität Berlin, 369 S., Berlin 1969.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E.: Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. – J. Petrol., **3**, 342–532, 1962.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Jänner 1989.

Variscan Crustal Boudinage in the Bohemian Massif: Gravimetry, Magnetometry and Structural Data from the Desná Dome

By PETR RAJLICH, MAREK SLOBODNÍK & ANTONÍN NOVOTNÝ*)

With 5 Figures

ČSSR
Bohemian Massif
Crustal Structures
Desná Dome
Gravimetry
Magnetometry

Contents

Zusammenfassung	241
Abstract	241
1. Introduction	241
2. Geological Setting	242
3. Methods of the Study	244
4. Discussion	245
5. Conclusions	246
References	246

Zusammenfassung

Anhand von gravimetrischen Daten und Bewegungssinn-Indikatoren wurde großmaßstäbliche variszische Boudinage der proterozoischen Kristallinkruste im nordöstlichen Teil der Böhmisches Masse studiert. Die Zone erfuhr in spätvariszischer Zeit eine großräumige, rechtsseitige Blattverschiebung; durch Transpression und Transtension entstanden Krusten-Boudins. Die morphologischen Aufwölbungen innerhalb der devonischen und unterkarbonen Sedimentbecken werden zum Großteil als Konservierung der ursprünglichen Krustendicke interpretiert. Die duktile Zone lag während der Zeit der Zerflung in einer Tiefe von 4-5 km unterhalb der heutigen Oberfläche. Ihre erhöhte Position wird mit der Zunahme der Metamorphose-Intensität in Verbindung gebracht.

Abstract

Gravity data and kinematical sense indicators were used for the study of the Variscan crustal scale boudinage of the Proterozoic crystalline crust in the NE part of the Bohemian Massif. The zone underwent to the large scale dextral strike-slip in the late Variscan stage and the crustal boudins originated in the transpression and transtension tectonics. The morphological elevation of domes among the Devonian and Culmian sedimentary basis is in greater part due to the preservation of the original crustal thickness. The ductile level in the time of extension occurred at the depth of 4-5 km below the present

surface and its elevated position is related to the metamorphic grade increase.

1. Introduction

The reflexion crustal profiling results (WERNICKE, 1981) and following geological studies (COWARD, DEWEY & HANCOCK, 1987) show that the crustal extension can be an important part of the kinematics of an orogenic zone. Several authors (for instance MALAVIELLE, 1987) suppose that firstly the thickening of the continental crust occurred and was later followed by the gravitational collapse. The extensional regimen described from the Alps from Tauern window by SELVERSTONE (1987) is contemporary with the strike-slip on the Judicarian line. This problematic is thus interesting not only from the point of view of the timing of extension in the orogeny, but also from the point of view of its relation to the kinematics of the orogenic zone. Gravity interpretation of the Desná dome shape together with the structural studies from the Northern part of the Moravian shear zone show that extensional structures - crustal boudinage - are there related to the longer tectonic activity beginning with the sedimentation of the Devonian, with the intrusion of the Givetian volcanics and terminated by the Westphalian strike-slip. They can thus be related to the progressively developing wrench zone. Crustal boudinage from the Moravian shear zone is also a proof of the temperature conditions controlling the depth of the uniform crustal extension in this zone, which led to the inhomogeneous stretching in the upper parts of the crust to the depth of 4-5 km below the present surface.

*) Authors' addresses: Dr. PETR RAJLICH, Institute of Geology and Geotechnics, V Holešovičkách 41, ČSSR 18200 Praha 8; RNDr. MAREK SLOBODNÍK, Department of Geology, University of Jan Evangelista Purkyně, Kotlářská 2, ČSSR 61137 Brno; RNDr. ANTONÍN NOVOTNÝ, Geofyzika n.p., Ječná 29a, ČSSR 61246 Brno.

2. Geological setting

The Eastern part of the Bohemian Massif is bounded by the important NNE-SSW striking ductile wrench zone with combined transpression and transtension deformation style originated during the Middle Viséan up to Upper Westphalian orogenesis. The transpres-

sion and transtension related structures are well visible in the flyschoid sediments ranging in age from Frasnian up to Lower Westphalian. Three generations of folds can be observed here i. e. the upright of flower-like fanning F_1 folds with axial planar cleavage, with axes reoriented from their former position at 45° to the zone boundary to the present $15-20^\circ$ position. The younger

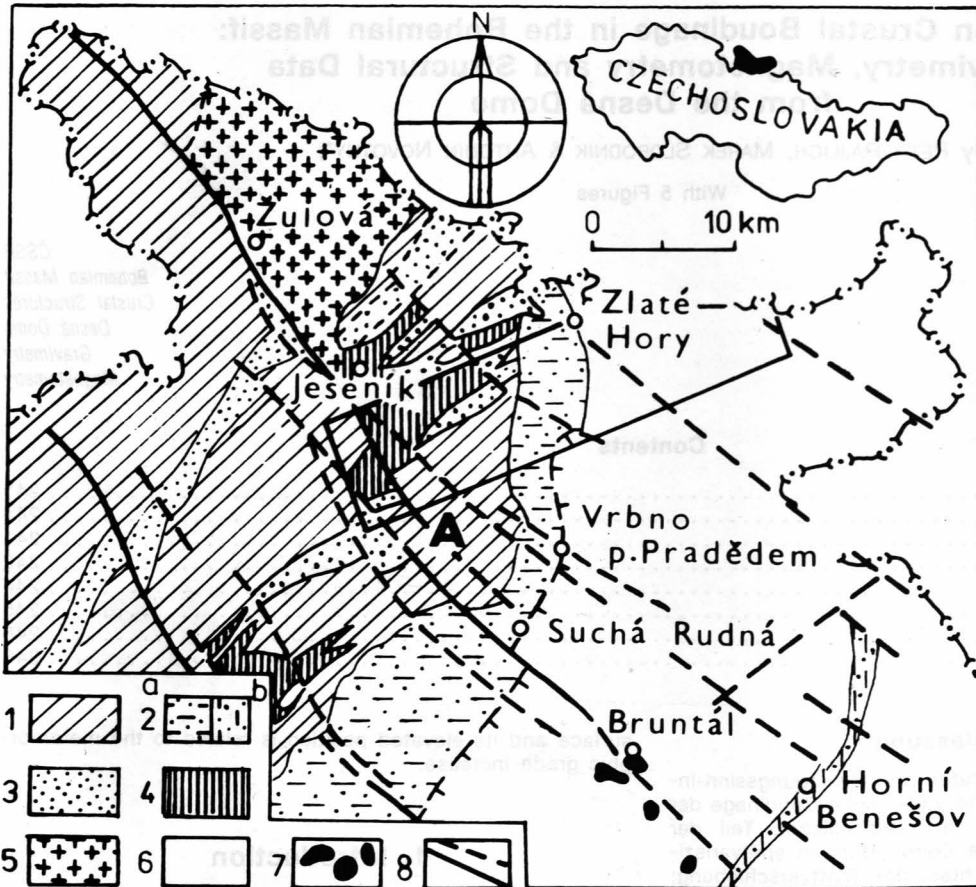


Fig. 1. Geological setting of the area studied.

1 = Pre-Devonian crystalline rocks (A = Desná Dome); 2 = Devonian volcano-sedimentary rocks (a = Vrbo Group, b = Šternberk-Horní Benšov zone); 3 = Devonian in the high grade metamorphic units; 4 = amphibolite massifs; 5 = Žulová granite (post-Bretonian); 6 = Culmian flysch; 7 = neovolcanites (basalts and associated pyroclastic rocks); 8 = main fault line.



Fig. 2. F_2 curvilinear asymmetrical folds on the base of the Culmian flyschoid sequence indicating the normal faulting-extension during the Hercynian orogenesis in the region. Ondřejov quarry.

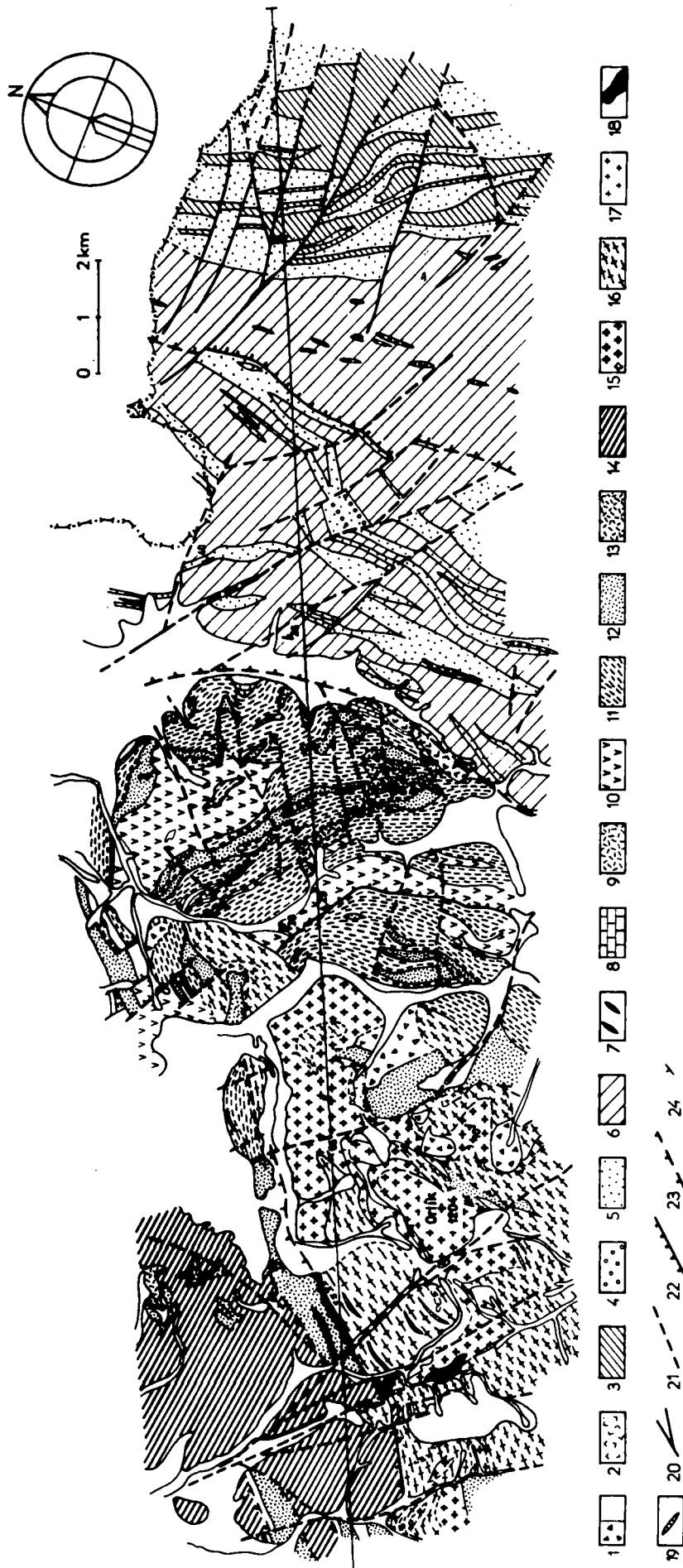


Fig. 3.
 Geological map of the area studies, modified from FEDUKOVA et al (1987), HETTLER et al. (1975), DVOŘÁK et al. (1979) and BUSSINOV et al. (1972).
 1 = Quaternary deposits; 2 = fossil weathering products; 3 = Cullman shales, slates and siltstones; 4 = conglomerates; 5 = graywackes; 6 = siltstones and shales;
 7 = lamprophyr dykes (dotted = occurrences in blocks); 8 = marbles; 9 = acid volcanics; 10 = mafic volcanics; 11 = metasediments; 12 = quartzites; 13 = marbles with
 terrigenous components; 14 = amphibolites; 15 = sheared granites; 16 = granite and migmatite mylonites; 17 = sheared pegmatites; 18 = micaschists and biotitic para-
 gneisses; 19 = quartz veins; 20 = faults; 21 = supposed faults; 22 = normal faults; 23 = supposed normal faults; 24 = strike and dip of the foliations.

F_2 folds generation (fig. 2) occurred in the continuous dextral strike-slip. Their N-S direction and subhorizontal fold axial planes are indicative of the normal faulting-extensional component of the kinematics. The F_3 upright or to SE inclined F_3 folds of the NE-SW and E-W direction arranged into the NE-SW zones have the position of Riedel shears.

The Desná dome (fig. 1) which occurs on the western border of the wrench zone represents the core of the pre-Devonian crystalline rocks i. e. mainly gneisses, blastomylonites and metagranitoids with the sporadically preserved remnants of the Devonian quartzites on top of it. The analogous orthogneisses from the Keprník dome yielded the zircons of the 1400-950 m. y. age (VAN BREEMEN et al., 1982). The vault is rimmed from W, N and E by the Devonian series i. e. mainly quartzites and phyllites in the NE and NW part also by the included Devonian volcanites (fig. 1 and 3) of the tholeiitic composition (PATOČKA, 1987; SOUČEK, 1981). The dimension of the metamorphic core is 10 km in the NE (longer axis) direction and 6 km in the NW direction (fig. 1). Following to the surface outcrops the dip of the eastern flank is 40-60° under the Culmian and Devonian sediments, 30° to the NE and western flank is formed by the flower structure of Devonian rocks in the strike-slip of the Kouty zone -

the important gravity gradient (ČUTA et al., 1964). The main stretching lineation directions are NE-SW (60°) in the metamorphic core complexes and N-S on its eastern border. The inner structure of the vault is therefore more or less discordant with respect to its envelope. New data concerning interpretation of its development are supplied by the detailed gravimetry and by the whole kinematics of the Variscan orogene in the Bohemian Massif (RAJLICH, 1987).

3. Methods of the study

The structure of the Desná dome (BECKE & SCHUSTER, 1987) was solved in the gravity cross-section of the NE-SW direction, which means partly obliquely to the N-S structures trend. In the cross-section (fig. 3) occur successively from NE towards the SW: The Horní Beňšov polymictic grauwackes, Andělská Hora shales and grauwackes, Devonian quartzites, mafic and subordinately acid volcanics and further to the west the crystalline basement such as paragneisses and metagranites with blastomylonites (FIŠERA et al., 1982). The cross-section ends on the NW border in the amphibolites and sediments of the Devonian.

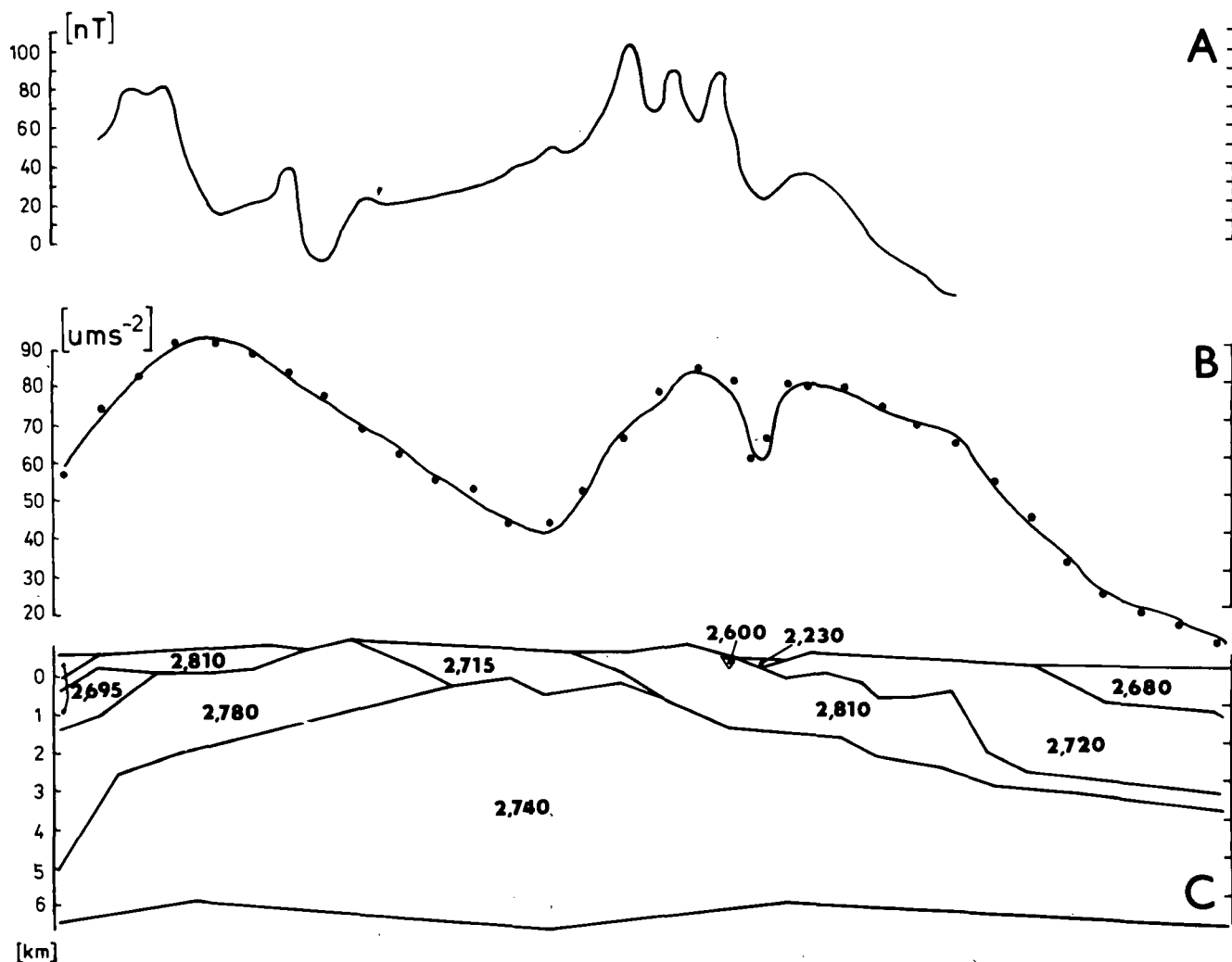


Fig. 4. Geophysical data and resulting density model of the Desná dome. A = magnetometry; B = gravimetry - observed curve and calculated gravity values (dots) according to the modelled densities and shape of the bodies; C = density model.

The quantitative direct solution was calculated with use of the interactive procedure. On the display the parameters of the geological model were changed operatively with respect to the dimensions and differential densities of the bodies in the geological model (fig. 4), minimalising the differences between calculated and measured curves. The theoretical background for the algorithm was given by RASMUSSEN & PEDERSON (1979), the program was compiled by ŠVANCARA (1984). The entry values were the measured gravity values, the differential densities collected by DAŇKO et al. (1978) and the set of polygon (X, Z) coordinates describing the surface shape of geological bodies in the profile, and data on their length perpendicularly to the cross-section. The gravity data are from the map of the complete Bouguer anomalies (IBRMAJER, 1965). The interpretation of structures in the cross-section was verified with the aid of Δ -T magnetic curve using the data of GNOJEK & DĚDAČEK (1980).

4. Discussion

The calculated model is outlined on the fig. 4 and the partly triangular shape of the basement (gneisses, metagranitoids and blastomylonites) is characteristic. The basement upper boundary displays the step-like subsidence against the overlying metasedimentary units. The body of lesser densities (2.715) on the top of the dome corresponds to the rocks similar to the basement but with greater part of younger pegmatites and of metamorphites. The body of greater densities on the western boundary of the vault (2.780) is from the point of view of the density nearly identical with underlying rocks what can be caused by greater amount of amphibolites and paragneisses. Similar stepwise boundary as the underlying units has also the volcanogenic Devonian (2.810) against the Culmian strata. There is a striking increase of the thickness of the Devonian closer to the NE boundary of the Desná dome. This tendency is not so clearly visible in the case of Culmian flysch which overlay the Devonian. It has firstly the

reduced thickness which then becomes thicker in the direction of the East. The amphibolite body from the western part of the area has the rather constant thickness close to 500–600 m.

This shape characteristics was interpreted in the tectonic profile (fig. 5) using the observation of tectonic transport sense of small structures and especially of the folds F_2 (fig. 2). To the kinematical solution of the shape of density bodies in the cross-section corresponds best the intense normal faulting-extensional tectonics cutting of the flanks of the core of the dome along the ductile normal faults with the variable dip between 0 to 70° in overlying sedimentary units. This kinematical plan corresponds well to the indicators of tectonical transport direction found on the outcrops of the area. The normal faults occur on the East as well as on the West of the Desná dome, forming in the western part a negative fan. Following from the gravity model interpretation they become horizontal in the depth of 4 through 5 km and this ductile-brittle level transition closer to the former surface was influenced by the elevated temperature gradient (DVOŘÁK & WOLF, 1979) as can be deduced from the comparison with the commonly occurring depth at 6–10 km (JACKSON, 1987). This observation is also in agreement with the described most intense growth of metamorphic mineral porphyroblasts in the closing stage of the F_2 folds formation (CHÁB et al., 1986).

The conspicuous change of the thicknesses of the Devonian in the area on the NE termination of the Desná dome can be interpreted as the formation of the pull-apart basins in the time of sedimentation of the Devonian before the Frasnian and Famennian. The trough is filled mostly by the mafic volcanics and the most intense activity corresponds mostly to Givetian (SUK et al., 1984). We feel that the greater sediment thickness accumulation is mostly caused by the left-hand strike-slip movement on the basement faults of NNE–SSW direction (DVOŘÁK, 1985) in the Variscan orogen. The pull-apart basins of NW–SE direction on pre-existing faults crossed by the N–S ones (RAMSAY & HUBER, 1987) correspond best to this tectonics. The sedimentary basins of the same NW–SE axis and with

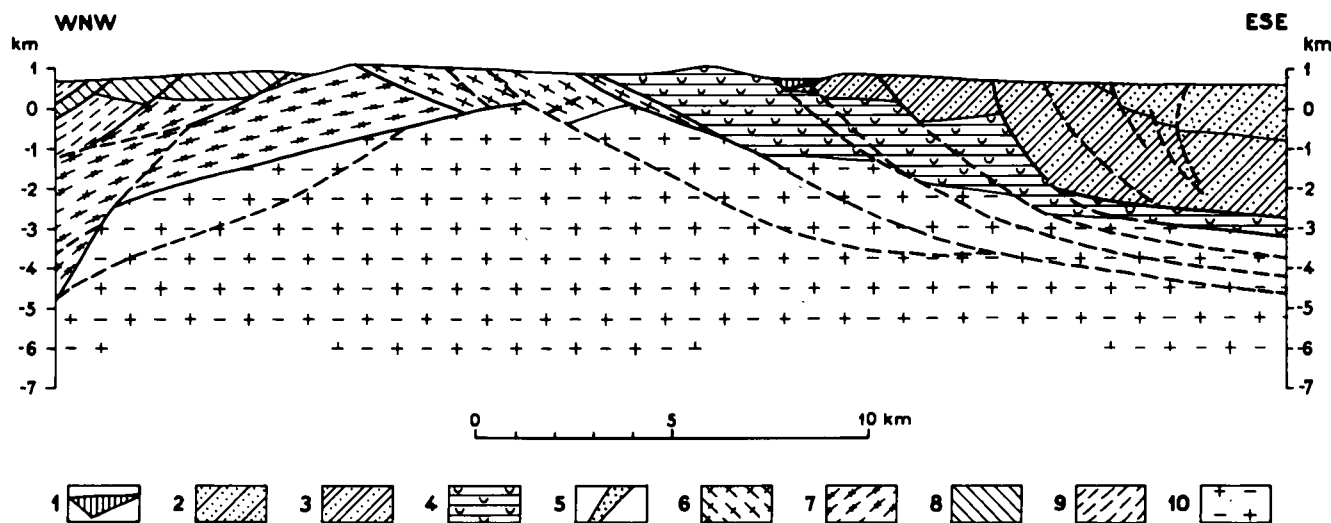


Fig. 5.

Tectonic interpretation of the density model.

1 = Quaternary and Tertiary sediments; 2 = graywackes and shales (Lower Viséan, Horní Benešov beds); 3 = shales and graywackes (Frasnian–Famennian, Andělská Hora beds); 4 = Quartzites, phyllites and mafic volcanics (Siegenian–Gedinian); 5 = Lower Devonian quartzites; 6 = mylonitized granites and migmatites; 7 = paragneisses and mafic volcanics; 8 = amphibolites; 9 = orthogneisses and paragneisses; 10 = Pre-Devonian crust (granites, paragneisses etc.).

rapid changes of thicknesses in the NE–SW direction are typical for the whole area of the Moravo-Silesian shear zone and were studied thoroughly on the Drahany Upland by DVOŘÁK (1973). The ductile structure of low angle normal faults of this stage is conserved as NE–SW stretching lineation in mylonites of the Desná dome, oblique to the N–S trend of lineations in the Culmian and on its boundary. On the NE end of the gravity profile the parameters of the model change in such a sense that there occurs a boundary with rocks of lower densities than studied in the model. It corresponds also to the change of dip of foliation and we suppose that another structural fan propagates himself in this area.

5. Conclusions

The crystalline rock domes with the envelope of the Devonian units on the NE part of the Bohemian Massif were formed through the crustal scale boudinage of the Proterozoic crystalline basement of the Devonian and Culmian basins. This occurred through the extensional-normal faulting tectonics on the flanks of domes formed of the upper – not uniformly stretched Proterozoic crust above the more uniformly stretched one during the intense sedimentation of the Devonian (Givetian) when the narrow pull-apart basins on the pre-existing NW–SE faults were formed and further in the Westphalian phase during the change of the transpression to the transtension kinematics in the dextral strike-slip. In this manner the inversion structures originated as relics of more or less preserved original thickness of the Proterozoic crust bounded from all sides by normal faults. Their morphologic elevation among the Devonian and Culmian sedimentary basins is in greater part due to this preservation of original thickness. It follows also from our study that the crustal extension has occurred on the early stage of the orogen evolution due to the wrench style tectonics of the whole zone.

References

- BECKE, F. & SCHUSTER, M.: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. – Verh. Geol. Reichsanst., 109–119, Wien 1887.
- BUSSINOV, I.: Basic geological map, scale 1 : 50.000, Zlaté Hory sheet. – Manuscript Geofond Prague, 1972 (in Czech).
- CHÁB, J., FIŠERA, M., FEDIUKOVÁ, E., NOVOTNÝ, P., OPLETAL, M. & SKÁČELOVÁ, D.: Problems of the tectonic and metamorphic development of the eastern part of the High Jeseníky Mountains. – Sbor. geol. Věd, Geol. **39**, 27–72, Prague 1984.
- COWARD, M. P., DEWEY, J. F. & HANCOCK, P. L.: Continental extensional tectonics. – Geol. Soc. Spec. Publ, **28**, 3–637, London 1987.
- ČUTA, J., MISAŘ, Z. & VALEK, R.: Interpretation of the gravity field of the NE part of the Bohemian Massif. – Sbor. geol. Věd, UG, **3**, 157–180, Praha 1964.
- DAŇKO, J., KADLEC, E., PÍCHOVÁ, E. & REJL, L.: Prospecting for the hidden ore deposits in the perspective areas of the Jeseníky Mountains. – Manuscript Geofyzika, Brno 1978.
- DVOŘÁK, J.: Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – Tectonophysics, **17**, 1973, 359–391, Amsterdam 1973.
- DVOŘÁK, J.: Horizontal movements on deep faults in the Proterozoic basement of Moravia (Czechoslovakia). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 551–556, Wien 1985.
- DVOŘÁK, J. et al.: Basic geological map 1 : 25.000, sheet Jindřichov. – Manuscript. Geological Survey, Brno 1979.
- DVOŘÁK, J. & WOLF, M.: Thermal metamorphism in the Moravian Palaeozoic (Sudeticum, ČSSR). – Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., **9**, 517–525, Stuttgart 1979.
- FEDIUKOVÁ, E.: Geological map 1 : 25.000 sheet Bělá p. Pradědem. – Manuscript, Geological Survey, Prague 1987.
- FIŠERA, M. et al.: Explanations to the basic geological map 1 : 25.000 Karlova Studánka. – Manuscript. Geological Survey, Prague 1982.
- GNOJEK, I. & DĚDÁČEK, K.: Technical report about the geophysical prospection in the Jeseníky Mountains area in the years 1978–1979. – Manuscript. Geofyzika, Brno 1980.
- HETTLER, J. et al.: Zlaté Hory forecastings – final report. – Manuscript, Geofond., Prague 1975.
- IBRMAJER, J.: Gravimetrical map of the Czechoslovakia in the scale 1 : 200.000. – Geological Survey, Prague 1965.
- MALAVIELLE, J.: Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaisse: les „Metamorphic core complexes“ du Basin and Range (U. S. A.). – Thesis Université des Sciences et Techniques du Languedoc. – Montpellier 1987.
- PATOČKA, F.: The geochemistry of mafic metavolcanics: implications for the origin of the Devonian massive sulfide deposits at Zlaté Hory, Czechoslovakia. – Mineralium Deposita, **22**, 144–150, Stuttgart 1987.
- RAJLICH, P.: Variszische duktile Tektonik im Böhmischem Massiv. – Geol. Rdsch., **76/3**, 755–786, Stuttgart 1987.
- RASMUSSEN, R. & PEDERSEN, L. B.: End correction in potential field modelling. – Geophys. Prospect., **27**, 749–760, The Hague 1979.
- SELVERSTONE, J.: Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. – Tectonics, **7/1**, 87–105, New Haven 1987.
- SOUČEK, J.: Geochemistry of the Devonian metabasites from the High and Low Jeseníky Mountains. – Čas. mineral. Geol., **265/2**, 125–142, Prague 1981.
- SUK, M. et al.: Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. – Geological Survey, Prague 1984.
- ŠVANCARA, J.: Manual for the interactive 2.5 space modelling on the desk computer HP-9845. – Manuscript, Geofyzika, Brno 1984.
- VÁČA, F. & ŠUTOR, I.: Report on the detailed gravity prospecting in the Bruntál-Vbrno p. Pradědem area. – Manuscript, Geofyzika, Brno 1968.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MISAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – Trans. Edinburgh geol. Soc., **73**, 89–108, Edinburgh 1982.
- WERNICKE, B.: Low angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen. – Nature **291**, 645–648, London 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 8. November 1988.

Buchbesprechungen

Advances in Uranium Ore Processing and Recovery from Non-Conventional Resources. – IAEA, Vienna 1985, 325 S. Preis: öS 640. ISBN 92-0-041185-1.

Ein weiterer Beitrag zur Panel Proceeding Series, diesmal über die Tagung eines technischen Komitees, zu dem die Internationale Atomenergiebehörde nach Wien geladen hat. Von den 27 Vorträgen der Tagung sind 18 als Beiträge im vorliegenden Band enthalten.

Die behandelten Themenkreise können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- In-situ-Laugung und Haldenlaugung.
- Verbesserung der konventionellen sauren und alkalischen Urannerzaufbereitung.
- Extraktion von Uran beim sauren Phosphataufschluß; Urangewinnung aus Kohlen sowie aus natürlichen Wässern.

Es wird der gegenwärtige Kenntnisstand dargelegt, der auf Grund der Marktlage für Uran und der behördlichen Umweltauflagen doch eher stagniert. In den Berichten der drei Arbeitsgruppen kommt weiters das Bemühen zum Ausdruck, einfach zu kontrollierende Verfahren mit geringem Kapitalbedarf zu entwickeln, die nicht nur für Entwicklungsländer interessant wären. In den Beiträgen ist auch, wenngleich etwas zurückhaltend angesichts der Delikatesse des Rohstoffs, das Bemühen ersichtlich, die Kontamination der Umwelt hintanzuhalten, sei es durch Stabilisierung der chemischen Vorgänge in den Halden und Abwässern, sei es durch Extraktion von Uran aus natürlichen Phosphaten und Kohlen bzw. deren Aschen, womit gleichzeitig Rohstoff gewonnen und eine Dispersion unterdrückt wird; Ähnliches gilt für die Extraktion des Urans aus natürlichen Wässern. Und darin liegt nach Ansicht des Rezensenten ein wesentlicher, möglicherweise gar nicht geplanter Fortschritt, erst in zweiter Linie die Sicherung der Energieversorgung für die weitere Zukunft, gemeint ist nach Erschöpfung von Erdöl und Erdgas. Kohlenasche selber ist mit ihren 10^2 – 10^3 ppm U an sich schon „Sondermüll“ oder eben „Erz“. An einem Beispiel aus Jugoslawien wurde sogar gezeigt, daß im Uran der verbleibenden Asche ebensoviel Energie steckt, wie in der verbrannten Kohle enthalten war.

Der von der IAEA angepeilte Leserkreis ist mit Chemie-Ingenieuren, Metallurgen und Uranproduzenten nicht vollständig umschrieben und sollte zumindest durch Umweltwissenschaftler ergänzt werden.

OTMAR SCHERMANN

Das Buch vom Erdöl. – Hrsg. v. d. Deutschen BP AG, 5. Neubearb. u. erg. Aufl., Hamburg (Reuter & Klöckner-Verlag) 1989, 715 S., illustriert, 16×24 cm, Leinen, Schutzumschlag. Preis: DM 68.–, ca. öS. 200. ISBN 3-921174-10-4.

Es ist ein sehr produktorientiertes Fachbuch der Deutschen BP AG, das jetzt in einer fünften, neubearbeiteten Auflage vorliegt. Gerechtfertigt ist diese neue Auflage vor allem durch die Rasananz, mit der die Mineralölindustrie ihre Veränderungen absolviert: Der von technischen Neuerungen und wachsenden Notwendigkeiten des Umweltschutzes ausgehende Druck fordert von den einschlägigen Gesellschaften laufend Kreativität und deren innovative Umsetzung ein. In diesem Licht wird ein breiter Fächer von Aspekten dieses Industriezweiges behandelt.

Auf insgesamt 715 großzügig bebilderten, mit Tabellen und Schaubildern angereicherten Seiten nehmen die Förderung und Verarbeitung des Rohöles zu Produkten sowie deren Verteilung und Verwendung den meisten Raum ein.

Dem gegenüber kurz kommen die Aspekte der Erdölsuche und Erdölforschung, wobei gerade letztere mit den Hinweisen auf Proteingewinnung, Mikrobiologie, Kolloidwissenschaften und alternative Energietechnologien breiteren Raum verdient hätte.

Als sehr brauchbar erweist sich der Abschnitt über Weltenergiebedarf und -reserven, in dem die Ansicht wiedergegeben wird, daß der rückläufige Trend des Erdöls als wichtigster Energieträger aufgrund steigender Anteile konkurrierender Energien künftig noch akzentuierter ablaufen wird.

Die Realitätsbezogenheit dieser Einsicht korrespondiert mit dem Umfang, der dem Kapitel über Umweltschutz in der Mineralölindustrie zugestanden wurde. Ausführlich behandelt werden Möglichkeiten der Vermeidung von Emissionen aus Kraftwerken und Motoren – soweit Raffinerieprodukte dazu beitragen können –, die Wasserreinhaltung in Raffinerien und Ölfeldern, sowie der Umweltschutz in den Tätigkeitsfeldern von Transport über Lagerung bis zur Tankstelle.

Wie es um die Umsetzung dieser theoretischen Ausführungen in der Praxis bestellt ist, zeigt das Desaster nach dem Ölunfall an der Südküste Alaskas vom Frühjahr 1989.

Von recht unterschiedlicher Güte sind die Informationen im Kapitel über die globalen Erdölgebiete, die ausführlichsten Abschnitte gelten hier dem Nahen Osten und der Nordsee; im Anhang gibt es dazu 16 Karten.

Von fulminanter Qualität ist der eigens in diese Auflage hineingenommene, offen und doch sehr ausgewogen geschriebene Aufsatz über die Geschichte der OPEC.

Ergänzt wird das Buch vom Erdöl durch Statistiken und Tabellen über die wichtigsten Kennzahlen des derzeit weltwirtschaftlich bedeutendsten Rohstoffes.

GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA

GERMANN, K., WARNECKE, G. & HUCH, M. (Hrsg.): Die Erde. Dynamische Entwicklung, menschliche Eingriffe, globale Risiken. – X+220 S., 83 Abb., 15 Tab., 24,5 cm. ISBN 3-540-19083-X.

Dieses Buch, das zunächst vom Titel her den Eindruck eines allgemeinen Lehrbuches der Geologie erweckt, gibt seinen eigentlichen Inhalt erst bei Berücksichtigung des Untertitels preis. Aus einer Vorlesungsreihe an der FU Berlin entstanden, wird darin der Versuch unternommen, das komplexe dynamische System Erde aus geowissenschaftlicher Sicht mittels interdisziplinärer Kapitel über Litho-, Hydro- und Atmosphäre darzustellen.

Vom klassischen Lehrbuchschema abweichend wird mit unkonventionellem Aufbau die allgemeine und historische Geologie selektiv-exemplarisch umrissen, um die Grundlagen für die Hauptkapitel des Buches zu vermitteln. Diese sind den in letzter Zeit besonders aktuell gewordenen Problemen der Wechselwirkung Mensch und Biosphäre, aber auch Abiosphäre, gewidmet.

Neben den verschiedenen Formen der Belastung der Atmosphäre und ihren Auswirkungen werden z.B. auch Probleme der Schadstoffdeponie oder martialer Pollution nach modernsten Unterlagen, auch der Vorhersehbarkeit, diskutiert.

Dieses unpolemisch sich auf Fakten stützende Buch ist jedem, der auf sachlicher Grundlage sich eine Meinung zu Umweltfragen bilden will bzw. in den Diskussionsprozess über vitale Fragen unserer Spezies bereits eingeschaltet ist, sehr zu empfehlen.

JULIAN PISTOTNIK

LEHMANN, U. & HILLMER, G.: Wirbellose Tiere der Vorzeit. Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten. – 2., neu bearbeitete Aufl., Stuttgart (Enke) 1988, XIII+279 S., 281 Abb, 10 Tab., kartoniert. Preis: DM 48.– ISBN 3-432-90652-8.

Daß der vorliegende Leitfaden bereits in 2. Auflage erscheinen konnte, zeugt von wohlwollender Aufnahme beim interessierten Publico. Dies ist umso weniger verwunderlich, als es sich in der Tat um ein zwar sehr komprimiertes, dennoch aber alle wichtigen Aspekte des angesprochenen Themas zumindest ausführlich streifendes Compendium handelt.

Das verwendete System, meist bis zur Ordnung reichend, ist das geläufige des „Treatise“, dem auch ein Großteil der (umgezeichneten) Abbildungen entnommen ist.

Der angesprochene Leserkreis wird in Hörern von Einführungsvorlesungen in Systematischer Paläontologie, anspruchsvollen, an fundierter sachlicher Information interessierten Sammlern und allgemein am Gegenstand Interessierten zu suchen sein.

FRANZ STOJASPAL

REN, M. (Ed.): Modern Sedimentation in the Coastal and Nearshore Zones of China. – 228 figs., VI+466 p., 1125 g, Beijing (China Ocean Press), Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1986; Hardcover, DM 238.– ISBN 3-540-13149-3.

Im vorliegenden Band werden die Ergebnisse von Forschungen an Küsten- und küstennahen Sedimenten Chinas, die bisher nur in chinesischer Sprache publiziert waren, einer breiteren Öffentlichkeit vorgestellt. Die Gliederung erfolgt nach den verschiedenen Ablagerungsräumen; einer kurzen Übersicht, die jeweils auch Vergleiche mit entsprechenden Ablagerungsräumen in anderen Teilen der Welt (insbesondere Nordamerika) enthält, folgen Fallstudien, die offenbar Kurzfassungen von Originalarbeiten sind. Den breitesten Raum nimmt die Analyse morphologischer Formen und ihrer Veränderungen sowie der daraus abgeleitete Sedimenttransport ein, doch finden sich auch Angaben über Schwerminerale, Leichtminerale, Konzentrationen (die nach der Methode von FOLK & WARD berechnet sind), Sedimentstrukturen und Fossilinhalt. Weiters wird auf die wirtschaftliche Nutzbarkeit bestimmter Milieus eingegangen, wobei positiv zu erwähnen ist, daß zumindest in einem Beitrag auch auf schädliche Folgen menschlicher Eingriffe eingegangen wird.

Weniger erfreulich ist, daß die Abbildungen z. T. Signaturen enthalten, die in der dazugehörigen Legende nicht ausgewiesen sind; nach längerem Suchen findet man die Erklärung bei einer anderen Abbildung. Weiters ist das Englisch einiger Autoren sehr schlecht, und die auffallende Häufigkeit von Druckfehlern läßt vermuten, daß es keine Korrektur durch des Englischen wirklich Mächtige gegeben hat. Diese Dinge machen dieses Buch schwer lesbar; wer für eigene Untersuchungen Vergleichswerte sucht, wird sie hier allerdings finden können.

PAUL HERRMANN

RICHTER, D.: Ingenieur- und Hydrogeologie. – 605 S., 362 Abb., 79 Tab., Berlin – New York (de Gruyter) 1989; DM 124.–, öS ca. 870.– ISBN 3-11-008547-8.

Die beiden Fachgebiete Ingenieurgeologie und Hydrogeologie in einem Buch vereint zu finden ist zwar ungewöhnlich,

aus dem Blickwinkel der angewandten geologischen Praxis heraus hat man sich das jedoch öfters schon gewünscht. Diese Verbindung in einem nicht allzu umfangreichen Band bedingt natürlich eine gedrängte Darstellung, wobei praktisch alle wichtigen Fragestellungen in Kapiteln abgehandelt werden. Gespart wird bei allzu grundlegenden wie kurzgefaßten allgemeingeologischen Hinweisen, die in ähnlichen Büchern immer wieder zu finden sind. Dies ist beim vorliegenden Buch jedenfalls positiv anzumerken.

Die Dichtheit ergibt sich auch durch die Beschränkung auf konkrete Information mit vorherrschend theoretischem Grundwissen (Formeln, Ableitungen, Berechnungen, Test- und Meßmethoden). Spezifische Beispiele aus der Praxis werden so gut wie keine übernommen oder zur Verdeutlichung eingebaut. Dafür wird aber ausführlich jeweils auf die geltenden Normierungen (DIN) und deren Anwendung hingewiesen. Bei den Darstellungen stößt man immer wieder auf bekannte Zeichnungen, Schemata und Tabellen aus verbreiteten Lehrbüchern und Standardwerken. Daß es sich dabei um die ausgesucht deutlichsten und aussagekräftigsten handelt, ist die Stärke eines Buches, das hauptsächlich für die Lehre konzipiert erscheint. Dafür spricht auch der übersichtliche Aufbau, die ausführlichen Register und nicht zuletzt der Preis, für den praktisch zwei Lehrbücher angeboten werden. Für Praktiker mit Bezug zu den beiden Wissensgebieten kann das vorliegende Buch praktisch mehrere einschlägige Bücher als Nachschlagewerk ersetzen, falls sie nicht schon mit entsprechender Literatur ausgestattet sind.

Freilich sind auch einige Schwachpunkte anzumerken. Wenn schon diese zwei Fachbereiche in einem Buch vereinigt sind, sollte auf Querverbindungen und gemeinsame Einsatzgebiete mehr eingegangen werden, da es immer weniger Hydrogeologen oder Ingenieurgeologen in der Praxis als getrennte Gutachter gibt und geben wird. Ein typisches Beispiel stellt dabei z. B. die Standortauswahl für Deponien oder die Sanierung von Deponien dar. Auch wird kaum auf wichtiger werdende Randgebiete wie die Prävention von Rutschungen und Muren oder deren Sanierung eingegangen.

Demgegenüber findet man jedoch Daten über spezifische Schadstofftransporte, sowie die Reinigungskraft und die Abauvorgänge im Grundwasser. Trotzdem muß festgestellt werden, daß in diesem erst jüngst fertiggestellten Buch die praktisch-geologischen Implikationen der Umweltgeologie etwas zu kurz kommen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß mit der Ingenieur- und Hydrogeologie von D. RICHTER ein ausgezeichnetes und prägnantes Werk für Lehre, Ausbildung und das Selbststudium angeboten wird, mit ausgezeichnetem Preis-/Leistungsverhältnis.

HERBERT PIRKL

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 4. unveränd. Aufl., 380 S., 191 Abb., 41 Tab., Stuttgart (F. Enke) 1988. DM 24,80. ISBN 3-432-87354-9

Bei einer so hervorragenden Darstellung des fachlich umfassenden Wissensgebietes der Paläoklimatologie ist es nicht verwunderlich, daß nach der 3. neubearbeiteten Auflage, erschienen 1974, nun eine Neuauflage wieder als Taschenbuchausgabe vorliegt.

Das Buch enthält die Kapitel

- Allgemeine Paläoklimatologie,
- Historische Paläoklimatologie,
- Klimaablauf der Erdgeschichte,
- Genetische Paläoklimatologie mit Klimahypothesen.

Im ersten Kapitel werden allgemeine Begriffe der Paläoklimatologie erläutert. Es enthält Allgemeines über Klimazeugen und behandelt weiters Methoden und Ergebnisse der exakten Naturwissenschaften, Mathematik und Physik, die zur Erforschung der Vorzeitklimata bei der Untersuchung der Tiefseesedimente Anwendung finden.

Das zweite Kapitel hat den Klimaablauf der Erdgeschichte zum Inhalt, wobei auf die jungproterozoische Vereisung und permokarbonische Vereisung der Südhemisphäre besonders eingegangen wurde. Auch auf die Entstehung nutzbarer La-

gerstätten im Zusammenhang mit dem Klima wird immer Bezug genommen.

Die Erweiterung der Kenntnisse über Kontinentaldrift und Polwanderungen haben zu einer weiteren Klärung der gesetzmäßigen Änderung des Paläoklimas der Erde geführt, und es werden dem kritischen Leser im 3. Kapitel die verschiedensten und gegensätzlichen Hypothesen und Schlußfolgerungen über Klimaänderungen dargeboten. Auch auf die Fragen zur Klimaentwicklung in der Zukunft wird eingegangen.

Manche Fachleute mögen vielleicht die eine oder andere in den letzten Jahren erschienene Arbeit und neue Ergebnisse auf dem Quartärsektor etwa vermissen, doch wird es immer schwieriger, ein derart umfassendes Werk, das als Einführung gedacht ist, noch ausführlicher darzustellen. Der Text ist verständlich und klar geschrieben und wird aufgelockert durch Sprüche und Zitate, die den einzelnen Abschnitten vorangestellt sind.

Die vielen Abbildungen (191) und Tabellen tragen wesentlich zum Verständnis bei. Ein ziemlich ausführliches Literaturverzeichnis und Sachregister schließen das Buch ab.

Dieses ist für Geologen, Paläontologen, Biologen, Meteorologen, Geochemiker, Ozeanographen und Studierende dieser Fachrichtungen und auch für naturwissenschaftlich interessierte Laien ein Standardwerk und eine wertvolle Informationsquelle zur Klimakunde der Vorzeit.

ILSE DRAXLER

WAUSCHKUHN, A., KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R. A. (Eds.): Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits. – XIII+653 p., approx. 350 figs., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1984. DM 175.– ISBN 3-540-13845-5.

Das Buch besteht aus 55 eigenständigen, durchwegs englisch geschriebenen Beiträgen und basiert auf einem Symposium zu Ehren des 60. Geburtstages von G. C. AMSTUTZ. Die Beiträge sind in vier Hauptgruppen untergliedert, die Zuordnung ist schon wegen der Komplexheit der Lagerstätten nicht immer zwingend:

- 1) Allgemeine Beobachtungen. Die 13 Beiträge befassen sich mit Gefügestudien und ihrer Deutung, mit regionalen Übersichten sowie geochemischen Untersuchungen.
- 2) Erze in Verbindung mit klastischen Sedimenten und ihre genetische Herkunft. Vererzungen in Ton-schiefern behandeln 4 Beiträge (einer davon Spatmagnesi-te), 5 solche in Sandsteinen und 3 in Konglomeraten.
- 3) Erz in Verbindung mit Karbonatgesteinen und ihre genetische Herkunft. In 19 Beiträgen wird über geochemische Untersuchungen berichtet, weiters über Pb/Zn-Lagerstätten, 2 berichten über Sb-Hg-W-Vererzungen in Karbonatgesteinen.
- 4) Erze in direkter Verbindung mit magmatischer Aktivität. In diesem Abschnitt sind behandelt Intrusionen, Extrusionen, einige Beiträge besitzen mehr regionalen Charakter.

Sofern es sich nicht um zusammenfassende oder nomenklatorische Arbeiten handelt, sind die behandelten Vererzungen zeitlich und geographisch weit gestreut, daher sind die Arbeiten schon aus diesem Grunde sehr interessant. Natürlich besitzt nicht jeder Beitrag den gleichen Informationswert für den jeweiligen Leser. Die Vielfalt der Bildungsmechanismen von Vererzungen und ihrer Erscheinungsformen kommt klar zu Ausdruck, insgesamt auch in der Inhomogenität der Beiträge. Es ist jedoch verständlich, daß bei der gegenständlichen Problematik noch länger auf notgedrungen vereinfachende Gesamtdarstellung zu warten ist, da doch laufend von seiten der Aktuogeologie neue Erkenntnisse vorgelegt werden, welche ihrerseits wieder die Bildung bestimmter Lagerstätten in neuem Licht erscheinen lassen. Dies ist nicht nur für die reine Wissenschaft von Bedeutung, dadurch kommen auch bisher nicht berücksichtigte Gebiete plötzlich in den Rang von Rohstoffhoffungsgebieten.

Zu ergänzen ist, daß nur zwei Beiträge aktuelle submarine Vererzungen betreffen, sowie, daß die Isotopengeochemie

nicht allzusehr betont ist, obwohl konvektive Wasserkreisläufe mit zunehmender Bedeutung zur Erklärung von Lagerstättenbildung heranzuziehen sind.

OTMAR SCHERMANN

Uranium Deposits in Volcanic Rocks. Proceedings of a technical meeting in El Paso, Texas, 2.–5. April 1984. – ca. 468 p., International Atomic Energy Agency, Vienna 1985, öS. 920.– ISBN 92-0-041085-5.

Ein sehr interessanter Band! Auch für jene Leser, deren lagerstättenkundliche Interessen über das Uran hinausreichen. Der Inhalt besteht zwar aus 30 Beiträgen (einige davon nur als Abstracts) verschiedener Autoren, es sind jedoch die Erkenntnisse allein in 6 Beiträgen zusammengefaßt, die nach verschiedenen Gesichtspunkten Gemeinsamkeiten und Gesetzmäßigkeiten der verschiedenen Vorkommen ergründen; die anderen Beiträge (englisch oder spanisch) behandeln diverse Vorkommen beider Amerika, einer betrifft Westeuropa und Frankreich.

Vulkanogene Uranvererzungen sind, wie die interessanten Ergebnisse zeigen, zu Unrecht Stiefkind der Forschung. In dem vorliegenden abgerundeten Buch kommen klar die geotektonischen und petrogenetischen Voraussetzungen zum Ausdruck, welche zunächst zu erhöhten Urangehalten in der Schmelze führen; es werden die Vorgänge dargelegt, die vom Ablauf der Eruptionen an bis zur gegenwärtigen Verwitterung zur weiteren Konzentration beitragen. Durch die Nähe zur Tagoberfläche greifen verschiedenste Prozesse ineinander, sodaß ersichtlich postvulkanische hydrothermale Mechanismen nicht mehr in jedem Fall von thermischen Konvektionszellen meteorischer Wässer, ja, in vielen Fällen kaum noch von Verwitterungsvorgängen abzugrenzen sind. Durch das vorgegebene Thema eingeschränkt aber nicht gänzlich vernachlässigt wird das Verhalten assoziierter erzbildender Elemente.

Am Schluß sind die Ergebnisse von drei Arbeitsgruppen zusammengefaßt betreffend Lagerstätten-genese, Kriterien zur strategischen Gebietsauswahl sowie Prospektionsverfahren.

Mit dem vorliegenden Bericht über eine Tagung, zu der die I. A. E. A. geladen hat, wird das Problem eingehend erörtert, und tatsächlich eine Lücke in der Lagerstättenforschung geschlossen.

OTMAR SCHERMANN

ZABEL et al.: Nutzung und Schutz der Umwelt. – 4. Aufl., 208 S., 180 Abb., Berlin (Volk und Wissen, Volkseigener Verlag), 1988. ISBN 3-06-011709-8

Wenn man dieses Buch in die Hand nimmt, ist auf den ersten Blick das Herkunftsland festzustellen und man glaubt damit auch bereits, eine Qualitätseinstufung vorgenommen zu haben.

Auf den zweiten, näheren Blick entpuppt sich das Buch jedoch als Lehrbehelf für die 9. und 10. Schulstufe mit einem überraschenden Inhalt. Überraschend für ein Land, das, wie man meint, mit Umweltschutz, Umweltbewußtsein und „grünem Denken“ noch nicht viel im Sinn hat.

In den ersten Kapiteln sind freilich einschränkende, grundsätzliche Gedanken mit sehr politischem Hintergrund formuliert, die den Umweltschutz aus dem Blickwinkel der Erhaltung der Gesundheit des Menschen und der biologischen Umwelt für den Produktionskreislauf in den Vordergrund stellen. Wenn jedoch – wie in diesem Buch im Facheil vorgesehen – der Stoff in der Tiefe und dicht unterrichtet wird, kann angenommen werden, daß sich die Verankerung des Umweltschutzgedankens in seiner eigentlichen Bedeutung im Bewußtsein zahlreicher Jugendlicher festsetzen wird.

Dieses Lehrbuch ist zwar nicht – wie man es von Lehrbehefen in Österreich gewöhnt ist – üppig mit farbigen Abbildungen und grafisch aufbereiteten Blöcken ausgestattet, erarbeitet jedoch den Lehrstoff mit Hilfe einer Fülle von Anregungen in 51 „Beobachtungen, Experimenten und Arbeitsaufträgen“ mit einer großen Spannweite.

Als Beispiele werden zur Illustration herausgegriffen:

- Ermittlung der Luftverschmutzung (Schmutzabzüge an Laubblättern; Haftfolien; Ermittlung wasserlöslicher und wasserunlöslicher Staubbestandteile)
- Wirkung von Kfz-Abgasen auf Samen
- Schallpegelmessungen
- chemische und biologische Untersuchungen an Gewässern
- chemisch-mineralogische und biologische Untersuchungen an Böden
- Einfluß von Industrieabgasen auf Böden
- pflanzenökologische Untersuchungen zur Melioration und im Jungwuchs
- Biotopkartierungen
- Anlegen eines Naturlehrpfades

Alle diese Versuche und Aufgaben sind verständlich und detailliert beschrieben und leicht nachzuvollziehen; die einzelnen Kapitel werden darüberhinaus mit umfangreichen Informationen in Tabellenform ergänzt.

Zahlreiche Hinweise auf ökologische Zusammenhänge fehlen nicht.

Das vorliegende Buch scheint mir ein Beispiel zu sein, daß es auch mit geringem Aufwand und in billiger Ausfertigung möglich ist, entsprechend motivierende Schul- und Lernbehefe vorzulegen, wobei an dem Inhalt durchaus auch für vergleichbare Unterlagen in Österreich gelernt werden könnte – über mehr oder weniger deutliche parteipolitische Nebenbemerkungen muß freilich hinweggesehen werden.

HERBERT PIRKL

Richtlinien für die Abfassung von Manuskripten

(Bitte, beachten Sie Veränderungen gegenüber bisherigen Fassungen!)

Diese Richtlinien sind gültig für

- **Jahrbuch** der Geologischen Bundesanstalt
- **Abhandlungen** der Geologischen Bundesanstalt
- **Archiv für Lagerstättenforschung** der Geologischen Bundesanstalt
- **Erläuterungen** zu geologischen Karten
- **Bundesländerserie**
- **Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen** der Geologischen Bundesanstalt

1. Allgemeines

Erdwissenschaftliche Arbeiten, die zur Veröffentlichung in einer der Publikationsreihen der Geologischen Bundesanstalt vorgesehen sind, sollen einen gewissen **Österreichbezug** aufweisen (Arbeiten österreichischer Autoren; Arbeiten über österreichische Themen; Arbeiten auch von Ausländern aus dem grenznahen Raum; Arbeiten über Proben- und Museumsmaterial aus Österreich etc.). Die Direktion und die Redaktion der Geologischen Bundesanstalt behalten sich jedoch vor, auch Arbeiten anzunehmen, bei denen dieser Österreichbezug nicht gegeben ist.

Die Entscheidung, in welcher der Publikationsreihen eine Arbeit erscheint, liegt bei der Schriftleitung. Dabei wird nach folgenden Gesichtspunkten vorgegangen:

- Im **Jahrbuch** werden Arbeiten aus den Bereichen Allgemeine Geologie, Stratigraphie, Tektonik, Paläontologie, Petrographie, Sedimentologie etc. veröffentlicht, deren Umfang von kurzen Mitteilungen bis zu geschlossenen Gesamtdarstellungen reichen kann.

Beilagen sind möglich; aus finanziellen Gründen wird es aber in Zukunft nötig sein, Arbeiten mit großformatigen Beilagen (Faltnamen u. ä.) im Schlußheft (Heft 4) des jeweiligen Jahrganges zu konzentrieren.

- Die **Abhandlungen** erscheinen in unregelmäßigen Abständen und sind für Arbeiten mit monographischem Charakter vorgesehen.
- Im **Archiv für Lagerstättenforschung** sollen Beiträge aus dem Bereich der Angewandten Geologie mit dem Schwerpunkt Lagerstättenforschung und Rohstoffsicherung erscheinen.
- In den **Populärwissenschaftlichen Veröffentlichungen** sollen Landschaften, Regionen (z. B. die Karnischen Alpen) oder auch für Laien interessante Phänomene allgemein verständlich, aber wissenschaftlich seriös dargestellt werden.

In allen Zeitschriften sind in sparsamem Umfang auch großformatige Beilagen möglich.

2. Manuskript

Der Eingang eines Manuskriptes wird dem Verfasser von der Redaktion bestätigt. Die Übersendung eines Manuskriptes wird als verbindliche Zusage gewertet, daß eine Publikation dieser Arbeit in der vorgelegten Form an anderer Stelle nicht erfolgt ist oder erfolgen wird.

Vorwiegend werden deutschsprachige Originalarbeiten veröffentlicht, fallweise können aber auch solche in englischer, französischer oder italienischer Sprache aufgenommen werden.

2.1. Manuskripte auf Papier

Die Manuskripte müssen druckreif, d. h. gut leserlich, einseitig und in Zweizeilenabstand mit Maschine geschrieben sein. Allgemein gebräuchliche Abkürzungen sollen in den international üblichen Normen verwendet werden. In Fragen der Rechtschreibung richte man sich nach dem Duden. Griechische Buchstaben, Formeln, Indizes, Exponenten usw. schreibe man deutlich lesbar. Zwischen Gedankenstrichen (–), Bindestrich (–) und Gleichheitszeichen (=) unterscheide man klar.

Nach Abschluß der Reinschrift notwendig gewordene Ergänzungen, Änderungen oder Korrekturen des Textes sollen in Maschinschrift an den betreffenden Stellen zwischengeschaltet werden. Nach Einreichen bzw. nach Annahme des Manuskriptes nimmt die Redaktion größere Textänderungen nur in Ausnahmefällen entgegen.

2.2. Manuskripte auf Datenträger

Da sich in letzter Zeit Manuskripte häufen, die offensichtlich mittels Textverarbeitung auf einem Personal Computer erstellt wurden, hat sich die Geologische Bundesanstalt bemüht, diesem sicherlich weiter ansteigenden Trend Rechnung zu tragen und den Autoren die Möglichkeit zu geben, auch Disketten einzuschicken.

Davon können beide Partner profitieren: Die Schriftleitung erspart es sich, den Text der Arbeit abzuschreiben, da die Text-Disketten der Autoren nun in unseren Lichtsatzgeräten lesbar und bearbeitbar gemacht werden können. Und die Autoren erhalten Korrekturfahnen mit weniger Druck- und Abschreibebefehlen als bisher.

Zusätzlich können Arbeiten auf Disketten **bevorzugt behandelt** werden und **besonders rasch erscheinen** (im Normalfall bereits im nächsten erscheinenden Heft), da sie nicht mehr am Ende der noch abzuschreibenden Manuskripte angereicht werden müssen.

Folgende Punkte sind zu beachten:

- Wir können derzeit nur **5¹/₄-Zoll-Disketten** verwenden.
- Die Diskette muß auf einem **IBM-kompatiblen PC** unter **MS-DOS** geschrieben werden.
- Besonders vorteilhaft wäre es, wenn der Text **ohne Format- und Steuerzeichen (in reinem ASCII-Code)** auf der Diskette abgelegt wäre.
- Bitte, teilen Sie uns auch das **Diskettenformat** und den **Namen des verwendeten Textverarbeitungsprogrammes** mit.

Wenn Sie in all diesen Dingen nicht ganz sattelfest sind, **schicken Sie uns bitte trotzdem eine Diskette!** Wir werden schon herausfinden, ob wir sie für unsere Zwecke nutzbar machen können.

Einen **Ausdruck des Textes** brauchen wir selbstverständlich trotzdem.

2.3. Gliederung des Manuskriptes

2.3.1. Titel

Aus dem Sachtitel der Arbeit soll bereits der wesentliche Inhalt hervorgehen (z. B.: nicht „Neue Ergebnisse aus dem Kristallin der Böhmisches Masse“, sondern „Gefügekundliche und petrologische Untersuchungen des Granulites bei Göpfritz, Waldviertel, N.Ö.“). Gelegentlich kann auch noch ein Untertitel angefügt werden. Darunter folgen die ausgeschriebenen Vornamen und der Zuname des Autors. Hierzu gehört als Fußnote „Anschrift des Verfassers“ mit vollen akademischen Titeln, vollem Namen und genauer Adresse.

2.3.2. Schlüsselwörter

In treffenden Schlagwörtern mögen von den Autoren für die notwendige Dokumentation des Schrifttums die Themen ihrer Arbeit umrissen werden. Diese Schlüsselwörter gliedern sich grundsätzlich in Sachschlagwörter und geographische Schlagwörter. Die Sachschlagwörter sollten möglichst engste Begriffe wiedergeben. Um einer möglichst einheitlichen Formulierung entgegenzukommen, wird die Benützung des Thesaurus „Geowissenschaften-Thesaurus deutsch-französisch“, hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, Stuttgart (Schweizerbarth) 1975, empfohlen. Als geographische Schlagwörter wähle man Namen nach naturräumlichen (z. B. Wienerwald) und/oder administrativen (z. B. Bezirk Oberwart) Gliederungen. Zusätzlich sind auch die Blattnummern der Österreichischen Karte 1 : 50.000 anzugeben, über die sich das bearbeitete Gebiet erstreckt. Die Redaktion behält sich etwaige Änderungen von Schlüsselwörtern vor.

Die Schlüsselwörter werden auch bei fremdsprachigen Beiträgen in deutscher Sprache vorangestellt, um die Einheitlichkeit der Dokumentation der Geologischen Bundesanstalt zu bewahren.

2.3.3. Inhaltsverzeichnis

Bei allen Arbeiten ist ein Inhaltsverzeichnis mitzuliefern, da dies die Übersichtlichkeit des Artikels erhöht. Aus Gründen der Einheitlichkeit des Lay-outs gilt dies auch für kurze Arbeiten, bei denen aus sachlichen Gründen eigentlich kein Inhaltsverzeichnis nötig wäre.

2.3.4. Zusammenfassung

Allen Arbeiten ist eine kurze, prägnante, die wesentlichen Ergebnisse darstellende Zusammenfassung in deutscher und englischer Sprache, allenfalls auch in französischer, italienischer oder einer anderen Sprache, voranzustellen. Bei fremdsprachigen Beiträgen ist eine deutsche Zusammenfassung Pflicht.

2.3.5. Text

Der Text soll, vor allem bei größeren Arbeiten, übersichtlich in Kapitel und Abschnitte gegliedert sein. Fußnoten werden von der Schriftleitung nur ungerne akzeptiert: Jede Fußnote kann ebenso gut in den Text integriert werden, entweder als Klammerbegriff oder als Einschub in kleinerer Schriftgröße. Auch Seitenhinweise, die den Umbruch erschweren, sind durch Hinweise auf das betreffende Kapitel zu ersetzen. Illustrationshinweise dürfen sich nur auf die nummerierten Abbildungen beziehen, es sind keine Seitenangaben vorzusehen, da diese erst nach der Umbruchkorrektur eingesetzt werden könnten. Tabellen müssen für sich abgeschlossen sein und je eine Nummer tragen; im Text steht der Hinweis auf die Tabellen-Nummer.

Literaturhinweise erfolgen durch Angabe des Verfassers und des Erscheinungsjahres, unter Umständen auch der Seite (z. B. E. SPENGLER, 1928, S. 133).

Illustrationen müssen nicht in den Text eingefügt werden (siehe Kap. 3.), jedoch ist spätestens bei der Fahnenkorrektur am Rande des Textes deutlich zu markieren, an welcher Stelle die Bilder schließlich nach Möglichkeit eingeschaltet werden sollten. Alle Bildunterschriften sind gesammelt auf einem Blatt dem Manuskript anzuschließen.

2.1.6. Literaturverzeichnis

Die Schriftleitung ersucht besonders zu diesem Punkt um Verständnis und Zusammenarbeit. Es ist verständlich, daß jeder Autor gerne seine eigene Zitierweise verwenden würde; allerdings verursacht es ungeahnt viel Arbeit, die z. T. sehr verschiedenen Literaturverzeichnisse in die bei einer Zeitschrift notwendige einheitliche Form zu bringen.

Das Literaturverzeichnis steht als eigenes Kapitel am Ende des Beitrages. Die Zitate, in alphabetischer Reihenfolge nach dem Verfassernamen, ohne vorangestellte Numerierung, enthalten bei Arbeiten aus **Zeitschriften** :

- Familienname des Verfassers (ungekürzt, in Großbuchstaben) und Initialen der Vornamen
- Sachtitel der Arbeit (ungekürzt) – dahinter Punkt und Gedankenstrich
- Zeitschriftentitel (Kürzung nach der Norm DIN 1502, 1975 – erhältlich beim Österreichischen Normungsinstitut, Normenvertrieb, A-1021 Wien, Postfach 130). Die Verwendung des „Abkürzungsverzeichnis zum Zitieren von erdwissenschaftlichen Zeitschriften“, hrsg. von der Schweizerischen Geologischen Kommission, Basel 1974, ist auch zulässig.
- Seriennummer (in arabischen Ziffern) – z. B. ser. 13
- Bandnummer (in arabischen Ziffern, unterstreichen! Wird **halbfett** gesetzt). Gilt der betreffende Band für ein bestimmtes Jahr und ist dieses vom Erscheinungsjahr verschieden, so ist die Jahreszahl, für die der betreffende Band gilt, in Klammern unmittelbar

der Bandnummer nachzustellen. Beispiel: Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972),..., Wien 1973.

- Jahrgang (nur angeben, wenn keine Bandzählung besteht)
- Heftnummer (allenfalls „H.“ vorangestellt)
- Seitenangaben (ein „S.“ voranzustellen ist nur nötig, wenn eine Arbeit nur eine einzige Seite in einer Zeitschrift einnimmt)
- Illustrationshinweise (Anzahlen von Abb., Taf., Tab., Diagr., Karten); [nicht unbedingt nötig]
- Erscheinungsort
- Erscheinungsjahr

Ein Beispiel:

EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, H. 1, 1–120, [16 Abb., 6 Taf.,] Wien 1971.

Bei **Buchzitaten** ist folgende Reihenfolge der Angaben zu beachten:

- Autorenname
- Buchtitel (ungekürzt), dahinter Punkt und Gedankenstrich
- Angaben über Auflage, dahinter Gedankenstrich
- Volle Seitenangabe (z. B. XVI+356 S.)
- Illustrationshinweise
- Erscheinungsort(e)
- Verlag (in Klammer)
- Erscheinungsjahr

Ein Beispiel:

KOBER, L.: Bau der Erde, eine Einführung in die Geotektonik. – 2., neubearb. u. verm. Auflage. – 499 S., [138 Abb.,] Berlin (Borntraeger) 1928.

2.4. Redaktionelle Vermerke im Manuskript

Die Autoren können ihre Vorstellungen über die Gestaltung ihres Artikels der Schriftleitung bekanntgeben. Die Redaktion behält sich aber im Interesse eines einheitlichen Lay-outs Änderungen vor.

Verschiedenwertigkeit von Überschriften wird am besten durch Anwendung eines dekadischen Nummerierungssystems zum Ausdruck gebracht. Dabei soll die Numerierung nur in Ausnahmefällen bei sehr umfangreichen reichgegliederten Arbeiten mehr als 4 Positionen umfassen [z. B. Kapitel 2.4.2.7.(3)].

Autorennamen sind durch Verwendung von Großbuchstaben aus dem Text hervorzuheben. Wichtige Worte oder Satzteile, die gesperrt erscheinen sollen, werden mit einer durchbrochenen Unterstreichung markiert. Bitte, geben Sie uns Ihre Sperrungswünsche unbedingt bereits im Manuskript bekannt! Wenn Sie das erst in der Korrekturfahne tun, ändern sich die Zeilenlängen, und der Computer erhält bei den Wortrennungen neue Möglichkeiten, Trennfehler zu machen! Wird Fett-Druck gewünscht, kann dies durch eine doppelte Unterstreichung verdeutlicht werden.

Gattungs- und Artnamen von Fossilien (ohne Flexionsendungen) werden *kursiv* gedruckt. Sie müssen im Manuskript mit einer Wellenlinie unterstrichen sein. Namen von Familien und höheren Ordnungen sowie Fossilnamen mit Flexionsendungen (z. B. „Lageniden“) werden im Text nicht kursiv gesetzt. Zusätze, wie „n. sp., n. gen., ex aff.“ usw. kommen in Normalschrift zum Druck. Bei Fossilnamen sind stets auch die Autorennamen ungekürzt anzugeben!

3. Illustrationen

Bildunterlagen müssen als reproduzierfähige Reinzeichnungen bzw. qualitativ hochwertige Fotos eingereicht werden. Strichzeichnungen sind in schwarzer Tusche anzufertigen; Halbtöne (z. B. Schummerungen mit Farb- oder Bleistift) sind nicht erwünscht, da sie bei der Reproduktion wie Fotos behandelt werden müssen, aber meist nicht dieselbe Qualität erbringen.

Entwürfe, Manuskripte oder ähnliches können nur für großformatige Beilagen, deren Druckvorbereitung an der GBA erfolgt, akzeptiert werden (z. B. Farbkarten als Jahrbuchbeilage).

Zeichnungen und Fotos im fortlaufenden Text sind „Abbildungen“, solche auf eigenen Tafeln sind „Figuren“ (z. B. Tafel 1, Fig. 5). Alle Illustrationen – getrennt nach ihrer Art – sind laufend zu numerieren, Tafelnummern in arabischen Zahlen.

Bei Fotos, die aus Kostengründen möglichst sparsam verwendet werden sollten, ist es hilfreich, wenn auf der Rückseite eine Orientierung (oben – unten) angegeben ist.

Erläuterungstexte oder Bildunterschriften sollten dem Manuskript gesammelt auf einem eigenen Blatt am Schluß beilegen. Die Abbildungs-Erläuterungen können auch zweisprachig abgefaßt werden.

Es ist sinnlos, auf Karten, Profilen etc. numerische Maßstäbe anzugeben, da sie fast immer verkleinert werden. Verwenden Sie daher einen deutlichen Balkenmaßstab. Sehr wichtig ist eine deutliche und im Original unter Umständen sogar etwas zu groß wirkende Beschriftung.

Bitte überlegen Sie sich die Raumaufteilung Ihrer Darstellungen. Wenn Sie um eine kleine Skizze mit vielen Zwischenräumen die Beschriftung verteilen, müssen Sie damit rechnen, daß bei der notwendigen Verkleinerung auf Satzspiegel- oder Spaltenbreite auch der viele leere Raum verkleinert wird und die eigentliche Darstellung unverhältnismäßig klein gerät. (Beispiel: Dreiecksdiagramme, bei denen die Beschriftung der Eckpunkte links und rechts über der Grundlinie hinausragt – wenn Sie aber die Beschriftung so anordnen, daß sie nicht über die Grundlinie ragt, erreichen Sie, daß das Wesentliche Ihrer Darstellung in der maximal möglichen Größe gedruckt werden kann!).

Da aus Kostengründen großformatige Falttafeln, farbige Illustrationen und Farbtafeln nur in Ausnahmefällen (z. B. nur im Heft 4 jedes Jahrbuchbandes) möglich sind, ist eine vorherige Fühlungnahme mit der Schriftleitung zu empfehlen, um über Notwendigkeit und Ausmaß solcher Beilagen zu beraten.

Abbildungen und Tafeln sollten auf Längen- und Breitenverhältnis des Satzspiegels (175 × 250 mm) abgestimmt werden.

4. Korrekturen

Der Verfasser (bei mehreren Autoren nur derjenige, mit dem auch die übrige Korrespondenz geführt wird) erhält eine Fahne übersandt; ein verbessertes Exemplar der Fahne mit deutlich vermerkten Abbildungsplatzierungen erbittet die Schriftleitung umgehend zurück. Der Autor möge dafür sorgen, daß ihm bei eventueller Abwesenheit die Korrekturfahnen nachgeschickt oder einem von ihm Bevollmächtigten übergeben werden.

Werden die korrigierten Fahren nicht zeitgerecht re-tourniert, muß die Arbeit für ein späteres Heft zurück-gestellt werden.

Wenn Sie die Korrektur mit einem farbigen Stift vor-nehmen, erleichtern Sie uns die Durchführung der Kor-rekturanweisungen.

Da der Autor nur in Ausnahmefällen eine zweite Korrektur (Umbruch) erhält, ersucht die Schriftleitung dringend, sorgfältig zu korrigieren. Die Erfahrung zeigt, daß besonders schlampig korri-giert wird, wenn noch eine zweite Korrekturmöglichkeit besteht.

5. Sonderdrucke

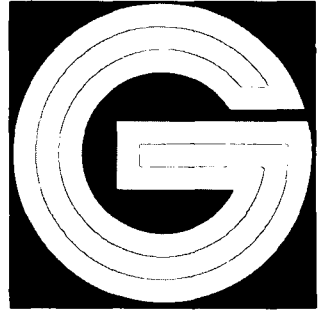
Jeder Autor erhält vom Verlag der Geologischen Bundesanstalt 50 Freiexemplare seines Artikels; auch wenn eine Arbeit mehrere Autoren hat, bekommen sie zusammen nicht mehr als 50 Separata. Weitere Exem-plare können gegen Bezahlung erstanden werden; die-se Mehrexemplare werden von der Druckerei direkt mit

dem Autor verrechnet. Ein Vordruck für die Bestellung geht den Autoren vor Drucklegung zu. Sind an einem Manuskript mehrere Verfasser beteiligt, wird die not-wendige Korrespondenz immer nur mit einem der Autoren geführt. Dieser Autor vertritt dann auch die Interessen seiner Mitarbeiter bei der Separatabestel-lung.

6. Dauer der Drucklegung

Vom Zeitpunkt der Annahme eines Manuskript bis zu dessen Ausdruck kann in ungünstigen Fällen bis zu einem Jahr vergehen. Dies kann vor allem dann der Fall sein, wenn ein Artikel infolge großformatiger Beilagen nur im Schlußheft des Jahrganges erscheinen kann.

Die Schriftleitung.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1989
BAND 132/2

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

Inhalt

BENDER, H.: Gehäuseaufbau, Gehäusegenese und Biologie agglutiniertes Foraminiferen (Sarcodina, Textulariina). Mit 10 Abbildungen, 9 Tabellen und 17 Tafeln	259
BERNROIDER, M.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. Mit 12 Abbildungen und 10 Tabellen	349
EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. Mit 6 Abbildungen	375
DE GRAAFF, L. W. S., KUIJPER, W. J. & SLOTBOOM, R. T.: Schlußvereisung und spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz (Feldkirch-Göfis, Vorarlberg). Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen	397
HUEMER, H.: Petrologische, mineralogische und chemische Untersuchungen an Turbiditen und Hemipelagiten aus der Molassezone Oberösterreichs. Mit 10 Abbildungen und 4 Tabellen	415
LENGAUER, Ch. L. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). Mit 16 Abbildungen und 1 Tabelle	425
NEMČOK, M., MARKO, F., KOVÁČ, M. & FODOR, L.: Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. With 16 Figures	443
NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). Mit 12 Abbildungen	459
PEER, H. W.: Rekrystallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). Mit 18 Abbildungen	475
SACHSENHOFER, R. F.: Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle	489
SCHÖNLAUB, H. P.: Die Katastrophe, die aus dem Weltall kam – 10 Jahre „ALVAREZ-Impakt-Hypothese“. Mit 11 Abbildungen und 3 Tabellen	507

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

Gehäuseaufbau, Gehäusegenese und Biologie agglutinierter Foraminiferen (Sarcodina, Textulariina)

Von HEIKE BENDER*)

Mit 10 Abbildungen, 9 Tabellen und 17 Tafeln

Paläontologie
Agglutinierende Foraminiferen
Textulariina
Rezent
Subrezent
Biologie
Biomineralisation
Evolution
Gehäusestruktur
Kammerbau
Kulturen
Organische Lagen
Poren
Postmortale Veränderungen
Selektionsfähigkeit
Zemente
Systematik

Inhalt

Zusammenfassung	260
Abstract	261
1. Einleitung	261
1.1. Stand der Forschung	261
1.2. Eigene Untersuchungen	262
2. Material und Methoden	262
2.1. Kulturen und Kollektionen	262
2.1.1. Kulturen	262
2.1.1.1. Nordenham	262
2.1.1.2. New York	263
2.1.1.3. Bermuda	264
2.1.1.4. Watamu	264
2.1.1.5. Mombasa	264
2.1.1.6. Aqaba	265
2.1.2. Kollektionen	265
2.1.2.1. Ärmelkanal	265
2.1.2.2. Plymouth	265
2.1.2.3. Süd Georgien	265
2.1.2.4. Kontinentalhang Antarktis	265
2.1.2.5. Suruga-Bucht (Japan)	266
2.2. Probennahme und Kultivierung	266
2.3. Untersuchungsmethoden und Präparationstechniken	266
2.3.1. Lichtmikroskopie (LM)	266
2.3.2. Rasterelektronenmikroskopie (REM)	266
2.3.3. Transmissionselektronenmikroskopie (TEM)	267
2.3.4. Spezielle Untersuchungstechniken und Versuchsdurchführungen	267
3. Biologie	268
3.1. Lebendbeobachtungen	268
3.2. Pseudopodien	268
3.3. Nahrung	269
3.4. Reproduktion	270
3.5. Zusammenfassung der Ergebnisse	271

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. HEIKE BENDER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Christian-Albrechts-Universität, Ludwig Meyn-Straße 12, D-2300 Kiel 1.

4. Gehäusestruktur und -zusammensetzung	271
4.1. Zemente	271
4.1.1. Organische Zemente	271
4.1.1.1. Organische Stränge	271
4.1.1.2. Organische Netze	272
4.1.1.3. Organischer Schaum	272
4.1.1.4. Undifferenzierte organische Substanz	272
4.1.1.5. Postmortale Veränderungen	273
4.1.1.6. Mineralische Anteile	273
4.1.2. Kalzitischer Zement	276
4.1.2.1. Mikrostruktur des kalzitischen Zements	276
4.2. Porensysteme	277
4.3. Organische Lagen	278
4.3.1. „Inner organic lining“ (IOL)	278
4.3.2. „Outer organic lining“ (OOL)	278
4.3.3. Organische Hüllen um agglutinierte Fremdpartikel	278
4.4. Agglutinierte Fremdpartikel	279
4.4.1. Kornchemismus	279
4.4.2. Korngröße und Kornform	279
4.5. Zusammenfassung der Ergebnisse	280
4.6. Diskussion	280
4.6.1. Biochemische Zusammensetzung und morphologische Ausbildung organischer Zemente	280
4.6.2. Bildungsweise mineralischer Anteile in organischen Zementen	281
4.6.3. Kalzitischer Zement	282
4.6.4. Porensysteme kalzitisch zementierter Foraminiferen	283
4.6.5. Fossilisationspotential und palökologische Relevanz	283
4.6.6. Fremdpartikelselektion	284
5. Gehäusemorphologie und Strukturbildung	285
5.1. Allgemeine Beobachtungen zum Kammerbau	286
5.2. Bau einer Detritushülle	286
5.3. Ausbildung eines Kammerlumens	286
5.4. Formierung der Kammerbestandteile	286
5.4.1. Organische Umhüllung der Bausteine	286
5.4.2. Organische Befestigung der Bausteine	287
5.5. Zementierung der Kammer	287
5.5.1. Einlagerung des Biomineralisats	287
5.5.2. Strukturbildung des Biomineralisats	287
5.5.3. Anlage der Poren	288
5.6. Organische Auskleidung der Poren	288
5.7. Fertigstellung der Kammer	288
5.7.1. Anlage der „inner organic lining“ (IOL)	288
5.7.2. Strukturbildung der IOL	288
5.8. Zusammenfassung der Ergebnisse	289
5.9. Diskussion	289
5.9.1. Formgestaltung der neuen Kammer	289
5.9.2. Organische Umhüllung und Zementation der Bausteine	290
5.9.3. Porengenease	290
5.9.4. Biomineralisation	290
5.9.5. „Inner organic lining“ (IOL)	291
5.9.6. Kammerbaumodell kalzitisch zementierter Foraminiferen	293
6. Systematik	294
6.1. Bemerkungen zur Taxonomie	294
6.2. Bemerkungen zur Klassifikation	294
6.3. Systematischer Teil	294
7. Phylogenetische Deutung	305
Dank	307
Tafelteil	308
Literatur	342

Zusammenfassung

Gehäuseaufbau, Gehäusegenese und Strukturbildung texturaliider Foraminiferen wurden unter besonderer Berücksichtigung der Zemente mittels Licht-, Raster-, und Transmissions-Mikroskop untersucht. Hierfür wurden Arten aus verschiedensten ökologischen Nischen im Labor kultiviert, und rezente bis subrezente Gehäuse von Arten aus Kollektionen vergleichend einbezogen.

Insgesamt 51 Arten, einschließlich drei neuer Arten, können nach Wandstruktur und Zementzusammensetzung in zwei Großgruppen eingeteilt werden. Sie besitzen entweder eine imperforate Wand mit organischem Zement (37 Arten) oder eine perforate Wand mit kalzitischem Zement (14 Arten).

Organischer Zement liegt in vier artspezifischen Morphotypen vor. Durch einzelne Stränge (1), dichtes Netzwerk (2), schaumähnliche (3) oder undifferenzierte Substanz an den

Kontaktstellen der Fremdpartikel werden diese aneinander befestigt. Der Zement enthält einen eisenreichen mineralischen Anteil, der nicht von der Foraminifere biomineralisiert sondern passiv gebunden wird. Dieser stabilisiert die organische Substanz und bleibt nach deren postmortaler, bakterieller Zersetzung in kugelige Ausbildung (<50 nm) im intergranularen Raum zurück. Der mineralische quantitative Anteil wird vermutlich von der lokalen Sedimentzusammensetzung und dessen Affinität, anorganische Komponenten adsorptiv zu binden, beeinflusst.

Kalzitischer Zement besitzt eine charakteristische Mikrostruktur, die sich von allen anderen Foraminiferen-Biomineralisaten unterscheidet. Organisch umhüllte Kristalle (0,1–0,3 µm) sind zu Stäbchen hintereinandergelagert und innerhalb von Paketen (1–2 µm) parallel angeordnet. Die Pakete liegen unorientiert im intergranularen Raum. Hieraus ist auf eine intrazelluläre Kalzifikationsweise und ein Transportsystem innerhalb

von Vesikeln zu schließen, was in dieser Weise bei milioliden Foraminiferen verwirklicht ist. Alle kalzitisch zementierten Arten weisen organisch ausgelegte Porensysteme auf, deren Aufbau, Porendurchmesser und räumliche Verteilung innerhalb der Kammerwand artspezifisch sind.

Gemeinsames Merkmal organisch und kalzitisch zementierter Foraminiferen ist die Ausbildung organischer Hüllen um die agglutinierten Fremdpartikel. Die Hüllen zeigen an, daß die Partikel innerhalb des Zytoplasmasystems inkorporiert waren. Die Fremdpartikel werden Korngrößen- und Kornform-selektiv orientiert in die Gehäusewand eingeregelt. Eine chemo-selektive Materialauslese ist nicht nachweisbar. Auch die „inner organic lining“ ist ein grundlegender Bestandteil des textulariid Gehäuse. Diese ist entweder im gesamten Gehäuse einlagig (IOL-Typ 1) oder besitzt mit zunehmenden Alter der Kammern einen mehrlagigen Aufbau (IOL-Typ 2), wie sie in dieser Weise bei rotaliiden Foraminiferen entwickelt ist. Eine „outer organic lining“ (OOL) weisen verschiedene organisch zementierte Arten auf.

Die Kammermorphogenese wurde an *Textularia candeiana kenyaensis* studiert. Der Bauprozess dauert etwa 24 h und ist in sechs Stadien zu untergliedern. Die Ergebnisse wurden in einer Synthese ausgewertet und in einem Modell zum Kammerbau und zur Strukturbildung des Biomineralisats zusammengefaßt. Die Untersuchungsergebnisse sind grundlegend für ein natürliches Klassifikationssystem und spielen eine entscheidende Rolle bei phylogenetischen Interpretationen.

Abstract

Test structure, test morphogenesis and structural development of textulariid foraminifers were studied with emphasis on the cementing material using light-, SEM- and TEM-techniques. A comparative study was conducted on species from various ecological niches, that were raised in laboratory cultures, and recent to subrecent tests of species from different collections.

A total of 51 species, including three new ones, can be subdivided in two major groups by means of chamber structure and composition of the cement. They exhibit either an imperforate wall with an organic cement (37 species) or a perforate wall with a calcitic cement (14 species).

The organic cement is organized in four species-specific morphotypes: (1) Either in single strands, which may gradually pass into (2) a fibrous meshwork of strands, in (3) a foam-like mass, or (4) undifferentiated substance at the inter-particle contacts. The cement contains an accessory ferruginous-rich mineralic component, which is not biomineralized by the foraminifer itself but is passively incorporated. The mineralogical component stabilizes the organic substance and remains after its post-mortem bacterial decomposition in a globular condition (<50 nm) within the intergranular space. It is likely that the amount of the mineralogical component is controlled by the local sedimentary composition and its affinity in adsorbing anorganic compounds.

Calcitic cement exhibits a characteristic microstructure which differs from all previously described types of foraminiferal biomineralizate. Individual, organically enveloped crystals (0.1–0.3 µm) are aligned into rods, which are parallelly oriented to form bundles (1–2 µm). In intergranular space, the bundles are arranged randomly. An intracellular biomineralization process and a transporting system within vesicles is inferred which also exists in miliolid foraminifers. The presence of an organically lined pore system is characteristic for all species with calcitic cement. It has a species-specific structure, pore diameter and spatial distribution within the chamber wall.

Calcitic as well as organic cemented foraminifers show agglutinated particles enveloped with an organic layer suggesting a former incorporation into the cytoplasmic system. The particles are incorporated into the test wall and oriented in a particle-size and particle-form-selective manner. The "inner organic lining" is also fundamental to the test structure in all textulariid foraminifers. It either may be one-layered throughout the entire test (IOL-type 1) or may become increasingly thicker in older chambers due to a multilayered structure (IOL-type 2), which is in agreement with the structure of the IOL in rotaliid foraminifers.

Chamber morphogenesis was studied in *Textularia candeiana kenyaensis*. The entire construction process takes approximately 24 hours and can be subdivided into six stages. The results were evaluated in a synthesis and combined in a basic model of chamber formation and of structural biomineralizate genesis. The results are of fundamental importance for a more naturally oriented system and play an important role in phylogenetic interpretations.

1. Einleitung

Die systematische Klassifizierung der Foraminiferen basiert in erster Linie auf der Wandstruktur und Zusammensetzung der Gehäuse (LOEBLICH & TAPPAN, 1964b, 1988). Kennzeichnend für die Unterordnung der Rotaliina ist ein lamellares, perforates Kalzit-Gehäuse, für die Miliolina ein, mit Ausnahme der Milioliporidae, imperforates Gehäuse aus Hochmagnesiumkalzit-Nadeln, für die Robertinina ein perforates Aragonitgehäuse und für die fossilen Fusulinina ein mikrogranuläres Kalzitgehäuse. Typisches Merkmal der Textulariina ist ein aus Fremdpartikeln aufgebautes, d.h. agglutiniertes Gehäuse. Diese Fremdpartikel sind durch einen Zement aneinander befestigt.

Da der Zement von der Foraminifere gebildet wird, sollte er einen höheren diagnostischen Wert für die Systematik besitzen als die agglutinierten Fremdpartikel des Gehäuses. Das Ziel dieser Arbeit war es, den Aufbau des agglutinierten Gehäuses, die Gehäusemorphogenese und Strukturbildung unter besonderer Berücksichtigung der Zemente zu untersuchen. Die Ergebnisse sollen zu einer natürlicheren Systematik führen und dazu beitragen, phylogenetische Zusammenhänge besser zu erkennen.

1.1. Stand der Forschung

In der Literatur wurden karbonatische und organische Zemente, die unterschiedliche Verhältnisanteile von Eisen aufweisen können, sowie kieselige Zemente beschrieben. Nur wenige Untersuchungen befassen sich detailliert mit der Genese, biochemischen Zusammensetzung und morphologischen Ausbildung der Zemente (HEDLEY, 1963; TOWE, 1967; MURRAY, 1973; JØRGENSEN, 1977; TOKSVAD & HANSEN, 1981). Daß agglutinierte Foraminiferen sogenannte „hard tissues“ – kalzitischer Zement – biomineralisieren können, ist eine allgemein akzeptierte Hypothese. Es konnte jedoch bisher nicht bewiesen werden, daß neben organischen auch biomineralisierte Zemente existieren (LIPPS, 1973; HANSEN, 1979). Dies liegt besonders an der Schwierigkeit, kleinste agglutinierte Fremdpartikel von biomineralisierten Kristallen zu unterscheiden. Im Falle von Untersuchungen an fossilen Gehäusen können diagenetische Veränderungen in Zementstruktur und -chemismus nicht ausgeschlossen werden.

Somit ist unbekannt, ob organische und/oder mineralische Zusammensetzungen von Zementen und deren morphologische Ausbildungen art- bzw. gattungskennzeichnend sind und damit über die Physiologie des Tieres und dessen ökologische Verbreitung Aussagen zulassen.

In der Frage, ob der selektiven Agglutination von Fremdpartikeln eine taxonomische Bedeutung beizumessen ist, gehen die Auffassungen weit auseinander.

Verschiedene Autoren sind der Ansicht, daß selektive Materialauswahl genetisch kontrolliert wird und ziehen sie als systematisches Kriterium heran (AVNIMELECH, 1952; HOFKER, 1953, 1957, 1972; POKORNY, 1958; BERTHOLD, 1980). Dabei werden Formen mit nahezu identischen Gehäusen, jedoch aus verschiedenem Baumaterial und in unterschiedlicher Weise eingebaut, als getrennte Arten beschrieben (HOFKER, 1972). Andere Autoren interpretieren diese Gehäuse als ökophänotypische Variationen einer Art (BARTENSTEIN, 1952; MAYNC, 1952; LOEBLICH & TAPPAN, 1964a; LUTZE, 1965; STEPHENSON & REES, 1965; SMITH & KAESSLER, 1970; TAPPAN, 1976; BRÖNNIMANN, 1980).

Durch Laborexperimente konnte nachgewiesen werden, daß agglutinierte Arten anderes Material zum Gehäusebau verwenden, wenn ihr natürliches Baumaterial nicht zur Verfügung steht, sie sich somit neuen Gegebenheiten anpassen und sogar ohne agglutiniertes Material reproduzieren (SLAMA, 1954; HEDLEY, 1958; BUCHANAN & HEDLEY, 1960; SLITER, 1968; SALAMI, 1976). Diese Versuche erklären jedoch nicht das Verhalten der unter natürlichen Umständen vorhandenen selektiven Materialauswahl vieler Arten. Es stellt sich daher die Frage, ob die folgende Generation die genetische Information besitzt ihr arttypisches Material aus einem gemischten Angebot herauszuselektieren.

Zum Gehäusewachstum agglutinierender Foraminiferen existieren in der Literatur nur wenige Veröffentlichungen, in denen die Bildungsweise des mineralisierten organischen Zements hypothetisch diskutiert (HEDLEY, 1963; TOWE, 1967) oder anhand von Gehäusestrukturmerkmalen auf einzelne Bildungsstadien des Kammerbaus geschlossen wird (BERTHOLD, 1980; COLEMAN, 1980). Hervorzuheben sind die frühen Werke von RHUMBLER (1894) und LÜCKE (1910), die das Gehäusewachstum der organisch zementierten *Saccammina sphaerica* detailliert aus der verschiedenartigen Struktur verschieden großer Gehäuse ableiteten. Die einzige Untersuchung am lebenden Objekt beschränkt sich auf lichtmikroskopische Beobachtungen (SALAMI, 1976). In dieser Arbeit wurden jedoch keine Einzelheiten des morphogenetischen Ablaufs und der Strukturbildung aufgezeigt, so daß Vergleichsmöglichkeiten fehlen.

Zusammenfassend kann LIPPS (1973: S. 486) zitiert werden, dessen Aussagen in bezug auf textulariide Foraminiferen bis heute Gültigkeit besitzen:

"Very little experimental or cytological work has been completed, hence many commonly accepted ideas concerning these animals are false or unprovable. As a result, the systematics, inferred phylogenetics, and environmental significance remain questionable and will continue to remain so until their biology is much better understood."

1.2. Eigene Untersuchungen

Ziel der Untersuchungen war es, genauere Kenntnisse über den textulariiden Gehäuseaufbau, insbesondere über dessen Genese zu erhalten. Hierfür wurden lebende Individuen zahlreicher Arten aus verschiedensten ökologischen Nischen im Labor kultiviert. Neben Untersuchungen an lebenden Individuen wurden Gehäuseuntersuchungen an subrezentem und rezentem Arten aus verschiedenen Kollektionen vorgenommen. In Kapitel 2 werden das jeweilige Biotop aller Probenentnahme-Stationen gekennzeichnet und spezielle Kultivierungsmethoden und Präparationstechniken be-

schrieben, die für die Beweisführung vieler Untersuchungsergebnisse notwendig waren. Im Verlauf der Betreuung der Laborkulturen konnten einige Lebendbeobachtungen gemacht werden, die in Kapitel 3 kurz dargestellt werden.

Durch vergleichende interspezifische Untersuchungen konnte der textulariide Gehäuseaufbau organisch und kalzitisch zementierter Foraminiferen in allen grundlegenden Strukturmerkmalen erfaßt werden. Die Untersuchungen wurden unter besonderer Berücksichtigung der Zemente, ihrer mineralischen Anteile, morphologischen Ausbildungen und postmortalen Veränderungen durchgeführt. Die verschiedenen Arten konnten durch spezifische Porensysteme, „inner“ und „outer organic lining“ und durch organische Lagen, die agglutinierte Fremdpartikel umhüllen, charakterisiert werden. Ferner werden in Kapitel 4 die Ergebnisse experimenteller Studien dargestellt, die zur Prüfung der Selektionsfähigkeit verschiedener Arten durchgeführt wurden.

Das Gehäusewachstum von *Textularia candeiiana kenyaensis* wird in Kapitel 5 im einzelnen beschrieben. Damit wurde das Prinzip des Kammerbauprozesses weitgehend geklärt, so daß ein Modell zum Kammerbau kalzitisch zementierter Foraminiferen und zur Strukturbildung des Biomineralisats entwickelt werden konnte.

Im systematischen Teil des Kapitels 6 werden alle untersuchten Arten vorgestellt, nomenklatorische Veränderungen diskutiert und drei neue Arten beschrieben.

Es zeigte sich, daß die Untersuchungsergebnisse vor allem für die taxonomische Klassifikation von Bedeutung sind und damit bei phylogenetischen Interpretationen miteinbezogen werden können (Kapitel 7). Zum anderen geben sie Aufschluß über die Evolution von Ultrastrukturen, das Fossilisationspotential sowie die palökologische Verbreitung.

2. Material und Methoden

2.1. Kulturen und Kollektionen

Die Untersuchungen erfolgten an lebenden agglutinierten Foraminiferen, die in Laborkulturen gehalten wurden (Kap. 2.2.), und an rezenten bis subrezentem agglutinierten Gehäusen, die aus verschiedenen Kollektionen stammen (Tab. 1).

Im folgenden werden das jeweilige Biotop der Probenentnahme-Stationen näher gekennzeichnet und ein Literatur-Überblick über die Veröffentlichungen zu den entsprechenden Lokalitäten gegeben.

2.1.1. Kulturen

2.1.1.1. Nordenham

Die „Nordenham-Kulturen“ stammen aus dem brackischen Weser-Ästuar, ca. 6 km nördlich von Nordenham bei Volkens (Tab. 1). Das beprobte Gebiet ist durch einen vorgelagerten Sandwall brandungsgeschützt. Die Probenentnahme fand bei Ebbe im eulitoral Bereich nahe der Hochwasserlinie, an der seewärtigen Sied-

Tabelle 1.
Übersicht über die Probenentnahme-Stationen des untersuchten Materials.

LOKALITÄT	STATIONS-NR.	KOORDINATEN	WASSER-TIEFE	ZEITPUNKT DER PROBENNABME	KOLLEKTOR
A) KULTUREN:					
1. Nordenham.....		53°37,07'N/ 8°32,53'E	eulitoral	Mai 1984.....	H. Bender.....
			 September 1984..	H. Bender.....
2. New York.....		40°35,59'N/ 73°44,28'W	eulitoral	Dezember 1983...	Ch. Hemleben.....
3. Bermuda.....		32°22,02'N/ 64°41,98'W	... 3.5 m	März 1983.....	Ch. Hemleben.....
4. Watamu.....		3°21,8' S/ 40° 0,0' E	eulitoral	April 1985.....	H. Bender.....
			 April 1986.....	H. Bender.....
5. Mombasa.....		4°20,0' S/ 39°50,0' E	... 4.0 m	August 1984.....	Ch. Mönning.....
			 April 1985.....	H. Bender.....
6. Aqaba.....		29°25,83'N/ 35° 9,92'E	.. 1-15 m	August 1984.....	L. Ehrenreich.....
B) KOLLEKTIONEN:					
7. Ärmelkanal.....	#1434.....	49°40,74'N/ 5° 9,6' W	84-95 m	April/ Mai 1968.	MURRAY (1970).....
8. Plymouth.....	#233.....	49°15,78'N/ 4°12,48 W	51-59 m	April 1962.....	MURRAY (1965).....
9. Süd Georgien... #-	61°35,0' S/ 42°39,0' W	.. 823 m ?	Murray.....
10. Kontinentalhang					
Antarktis.....	#5082.....	66°29,50'S/ 78°11,66'E	. 1006 m	Febr./ März 1971	LINDENB. & AURAS (1984)
	#5087.....	66°48,05'S/ 77°57,71'E	.. 329 m	Febr./ März 1971	LINDENB. & AURAS (1984)
	#5090.....	66°21,92'S/ 77°59,0' E	. 2688 m	Febr./ März 1971	LINDENB. & AURAS (1984)
11. Suruga-Bucht... #KT-79-18.....		34°37,4' N/138°46,8' E	.. 120 m	Dezember 1979...	IKEA & KITAZATO (1980)
(Japan)	MTS-1N; Katalog-Nr. 85				

Das Gitterkreuz in dieser Tabelle steht statt der Abkürzung „Nr.“!

lungsgrenze des Schilfs statt. Bei den Proben handelt es sich um nährstoffreiche, Feinsand enthaltende Schlicksedimente, die mit Schwermetallen kontaminiert sind (Zn, Pb, Cd, Cu, Ti u.a.; FREIE HANSESTADT BREMEN, DER SENATOR FÜR UMWELTSCHUTZ et al., 1984; SCHWEDHELM, 1984). Die Foraminiferen-Fauna ist sehr artenarm, jedoch äußerst reich an lebenden *Miliammina fusca*-Individuen.

Dieses Wattgebiet unterliegt im Gezeiten- und jahreszeitlichen Wechsel hohen Temperatur- und Salinitätsschwankungen (RICHTER, 1967). Die Wassertemperaturen lagen 1984 bei 4–6°C im Dezember/März und stiegen auf 14–21°C im Juli/September (FREIE HANSESTADT BREMEN, DER SENATOR FÜR UMWELTSCHUTZ et al., 1984). Zum Zeitpunkt der Probenentnahme betrug die Temperatur 14,0°C (Mai 1984) und 15,5°C (September 1984); die Salinität erreichte zu beiden Zeitpunkten mit nur 7–8 ‰ einen äußerst niedrigen Salinitätswert.

Die Nordsee-Foraminiferen-Fauna wurde u.a. von GABEL (1971) untersucht, der in seinem Katalog auch textulariide Foraminiferen berücksichtigte und in einer taxonomischen Übersicht auf der Gattungsebene charakterisierte. Systematische Arbeiten zur Foraminiferen-Fauna der holländischen Nordseeküste lieferten HOFKER (1977) und VOORTHUYSEN (1951, 1960). HAAKE (1962) bearbeitete die Fauna des ostfriesischen Wattenmeeres, in der jedoch nur wenige agglutinierte Foraminiferen vertreten sind. HERON-ALLEN & EARLAND (1912) beschrieben ausgewählte, z.T. neue textulariide Arten aus der Nordsee. BARTENSTEIN & BRAND (1938) stellten die neue Gattung *Jadammina* auf, deren Name von ihrer Herkunft aus dem Jade-Gebiet abzuleiten ist. Unter ökologischen Gesichtspunkten wurden die Foraminiferen-Populationen der offenen Nordsee von JARKE (1961), die des Jade-Gebietes von BARTENSTEIN (1938) – der ebenfalls die Fauna der Wesermündung miteinbezog – und von RICHTER (1964, 1967) untersucht.

2.1.1.2. New York

Die „New York-Kulturen“ wurden ca. 10 km östlich von New York City innerhalb des Lagunensystems der Lawrence Bay (Bannister Creek) aus dem brackisch beeinflussten Bereich der Auftauchzone genommen (Nassau County; Tab. 1). Das Sediment der Proben ist siltig bis feinsandig und enthält Ostrakodenschalen, Gastropoden- und Bivalvenschill sowie Fragmente kleiner Zweige, Samenhülsen und Seegras. Die Sedimentoberfläche bildet eine dünne, dunkel gefärbte und schwach nach H₂S riechende Schicht organischen Schlammes. Die Foraminiferen-Fauna ist äußerst reich an lebenden *Trochammina inflata*-Individuen.

Die Wassertemperaturen unterliegen starken jahreszeitlichen Schwankungen, die Salinität ändert sich dagegen nur gering, mit Werten zwischen 11–18‰ (RONAI, 1955). Zum Zeitpunkt der Probenentnahme (Dezember 1983) lag die Salinität bei 19‰, die Temperatur bei 2–5°C. Im Juni/September wurden Werte zwischen 20–25°C gemessen (RONAI, 1955).

RONAI (1955) bearbeitete die Foraminiferen Fauna der New Yorker Bucht zwischen Montauk Point (Long Island) und Cape May (New Jersey) unter Berücksichtigung der textulariiden Arten. Wichtige Arbeiten zur Systematik und Verbreitung der Arten des Long Island Sounds liegen von PARKER (1952) und BUZAS (1965) vor; CHARMATZ & McCRONE (1961) und MATERA & LEE (1972) bezogen agglutinierte Arten in ihre ökologisch ausgerichteten Untersuchungen mit ein. PHLEGER & WALTON (1950), PHLEGER (1952) und PARKER & ATHEARN (1959) lieferten ökologisch-systematische Studien zur Foraminiferen-Fauna von Massachusetts, MILLER (1953) und AKERS (1971) zur Fauna Nord Carolinas und GOLDSTEIN & FREY (1986) zur Fauna der Salzmarschen Sapelo Islands (Georgia). LE FURGEY (1978) studierte die Wandstrukturen verschiedener textulariider Arten Nord Carolinas.

2.1.1.3. Bermuda

Die „Bermuda-Kulturen“ wurden im Ferry Reach, nahe der Bermuda Biological Station, aus 3,5 m Wassertiefe ertauht (Tab. 1). Das mittelkörnige, karbonatische Sediment setzt sich vorwiegend aus Kalkalgen (u.a. *Halimeda*), Mollusken-, Bryozoen-, Korallenschill und Foraminiferengehäusen zusammen. Zusätzlich finden sich Wurmröhren (u.a. *Serpula*), Spikulae, Ostrakoden und Crustaceenschill. In geringen Anteilen sind sphaeroidale bis ellipsenförmige, 2 bis 1000 µm große Kalk-Ooide enthalten, die von verschiedenen Arten der textulariid-Vertreter in das Gehäuse agglutiniert werden. Derartige Ooide wurden ebenfalls in Riffsedimenten Floridas und der Bahamas gefunden und stammen möglicherweise von den in dieser Region vorkommenden pleistozänen Oolith-Formationen (THORP, 1935) sowie rezenten Ooid-Ablagerungen der Great-Bahama-Bank. In den Sedimentproben sind unter den lebenden Sand-schalern *Valvulina ovedoiana* und trochamminide Arten besonders individuenreich vertreten.

Die inshore-Wassertemperaturen Bermudas (Ferry Reach Station) steigen von 18°C (Januar bis März) auf sommerliche Werte von 28°C (Juli bis September). Die Salinität liegt zwischen 35,8 ‰ und 36,4 ‰ (MORRIS et al., 1977); die Entnahme der „Bermuda-Kulturen“ erfolgte im März 1983.

Es existieren nur wenige Untersuchungen zur benthischen Foraminiferen-Fauna des nördlichen Atlantiks im Bereich der Sargasso-See Bermudas. Grundlegend sind hier CUSHMAN's systematische Arbeiten über die atlantische Foraminiferen-Fauna, in deren Reihe ebenfalls drei Bände über agglutinierte Arten erschienen sind (1918, 1920, 1922a). In seiner Habilitationsschrift untersuchte BERTHOLD (1980) die Gehäuse- und Protoplasmastruktur von *Bathysiphon* sp. (= *Siphonammina anulifera* BERTHOLD, nom. nud.), die aus Bermuda (Whaleborne Bay) stammt und in Tübingen im Labor gehalten wurde. Über das Florida-Bahama-Gebiet liegen mehrere Veröffentlichungen vor: THORP (1935) zeigte bei seinen Untersuchungen über marine karbonatische Ablagerungen der Florida-Bahama-Region, daß Foraminiferengehäuse bis zu 12 % des Sediments ausmachen; neben milioliden Arten herrschen hier *Valvulina*- und *Clavulina*-Arten vor, was ebenfalls auf die „Bermuda-Lokalität“ zutrifft. Ökologisch ausgerichtete Untersuchungen unter Berücksichtigung textulariid-Foraminiferenarten lieferten u.a. CUSHMAN (1922b), NORTON (1930), BENDA & PURI (1962) und LYNTS (1962, 1965); BOCK et al. (1971) gaben sowohl systematische als auch ökologische Beiträge in dem Symposiumsband über rezente Süd-Florida-Foraminiferen.

2.1.1.4. Watamu

Die Foraminiferen-Proben wurden ca. 120 km nördlich von Mombasa, bei Watamu in der Watamu Bay (Tab. 1) und den südlich angrenzenden Buchten der Blue Bay, Blue Lagoon und Turtle Bay genommen. Die Buchten liegen im Schutz einzelner vorgelagerter fossiler Riffen sowie des in dieser Region relativ landfernen Korallenriffs, das die Küste Kenias in der ganzen Länge säumt. Innerhalb der Buchten fallen im Gezeitenrhythmus ausgedehnte Wattflächen trocken; in der Watamu Bay beträgt der mittlere Tidenhub ca. 6 m.

Die Probenaufnahme erfolgte bei Ebbe im eulitoral-Verweilbereich, nahe der Hochwasserlinie innerhalb veralgter, schlickiger Sandmulden und größerer Prielabschnitte und Rinnen, die über längere Zeit lagebeständig sind. Hier setzt während des Ebbstroms eine zunehmende Boden- und Randbesiedlung ein. Die Lebend-Foraminiferenfauna besteht fast ausschließlich aus agglutinierten Arten, besonders individuenreich treten *Textularia*-Arten auf.

Auf der landwärtigen, brandungsgeschützten Seite der fossilen Riffe und in der südlichen, durch ein steil abfallendes Kliff begrenzten Watamu-Bucht wurden in Erosionskolken („rock pools“) hauptsächlich *Clavulina*-Arten gefunden. Das eingespülte Sediment besteht hier aus fein- bis mittelkörnigem Bruchschill mit einem geringen Quarzanteil. *Sargassum* und/oder *Zostera* besiedeln den Hartgrund der „rock pools“ (ökologische Daten sowie Literatur siehe 2.1.1.5.).

2.1.1.5. Mombasa

Das Probenentnahme-Gebiet liegt ca. 30 km südlich von Mombasa an der Diani Beach (Tab. 1). Durch das in dieser Gegend landnahe Saumriff ist hier eine ausgedehnte, flache Lagune entwickelt. Die Sedimentproben wurden in der Lagune bei Flutstrom aus ca. 4 m Wassertiefe, zwischen größeren Weiden von *Cymodocea* und *Halodule* geschnorchelt. Nach CHASENS (1981) ist die Lagune in diesem Gebiet unterhalb der Niedrigwasserlinie weniger als 2 m tief. Das mittelkörnige, überwiegend bioklastische Sediment besteht aus Foraminiferengehäusen, Kalkalgen- (u.a. *Halimeda*), Mollusken- und Korallenschill. Untergeordnet finden sich Echinodermenfragmente, Schwammspikulae, Ostrakodenschalen sowie geringe Anteile fein- bis grobkörniger Quarzpartikel. Lebende trochamminide Arten sind in diesem Biotop besonders verbreitet.

Die klimatischen Verhältnisse der Küste Kenias werden durch die „Intertropische Konvergenz Zone“ (ITCZ) kontrolliert: Während der Nordostpassate im Dezember bis März ist der Niederschlag am geringsten, dagegen herrscht während der Südostpassate von April bis November Regenzeit; das Niederschlagsmaximum liegt im April/Mai bei ca. 25 cm pro Monat. Entsprechend den wechselnden Klimaverhältnissen unterliegt die Litoralfauna im Auftauchbereich des Watts extrem starken Temperatur- und Salinitätsschwankungen. Während der Aufsammlung der „Watamu-Proben“ (April 1985, April 1986) wurde bei Ebbstrom innerhalb der Sandmulden und „rock pools“ eine Temperatur von >50°C gemessen. In der Diani Beach-Lagune schwankt die Temperatur der Wasseroberfläche im jahreszeitlichen Wechsel nur gering um Werte zwischen 24–30°C, die Salinität liegt bei 34,7–35,5 ‰ (CHASENS, 1981). Die Entnahme der „Mombasa-Kulturen“ fand im August 1984 und im April 1985 statt.

MOEBIUS (1880) untersuchte die Foraminiferen von Mauritius und entdeckte als erster Porenkanäle in Gehäusen textulariid-Arten. D'ORBIGNY (1826) publizierte Untersuchungen über die Foraminiferen von Madagaskar und Mauritius in dem „Tableau Méthodique de la Classe des Cephalopodes“, das von BRADY (1884) als „Alphabet der Foraminiferen-Nomenklatur“ bezeichnet wurde. HERON-ALLEN & EARLAND (1915) erweiterten d'ORBIGNY's Artenliste einschließlich textulariid-Vertreter auf 460 Arten durch Faunen-Untersuchungen im Kerimba Archipel (nördliches Mosambik, Cap Delgado bis Pemba Bay). LE CALVEZ (1965) charakterisierte die Foraminiferen-Fazies von Mayotte (Komoren Archipel), BATTISTINI et al. (1976) die der Glorioso Inseln (Komoren Archipel). Foraminiferen der Kenia Küste wurden erstmals von CHASENS (1981) bearbeitet, der in seiner ökologisch ausgerichteten Studie 14 textulariide Arten berücksichtigte. Das Untersuchungsgebiet entspricht der o.g. „Mombasa-Lokalität“ (Diani Beach). BANNER & PEREIRA (1981) studierten Wandstrukturen triserieller textulariid-Arten, u.a. von Riff-Lokalitäten Mombasas und leiteten hieraus neue Aspekte zur systematischen Klassifikation ab. LÉVI et al. (1982) listeten 83 rezente Arten benthischer Foraminiferen auf, darunter 10 textulariide Arten; das untersuchte Gebiet entspricht der o.g. „Watamu-Lokalität“.

2.1.1.6. Aqaba

Die Sedimentproben wurden ca. 10 km südlich von Aqaba nahe der Marine Science Station aus 1–15 m Wassertiefe ertauht (Tab. 1). Hier sind im „forereef“-Bereich zwischen Korallenkolonien kleinere Becken mit mittelkörnigem Sediment ausgebildet, das aus terrigenen Sanden und aus biogenem Detritus von Kalkalgen, Bryozoen, Serpuliden, Mollusken, Korallen und Echinodermen zusammengesetzt ist. Der Anteil an Foraminiferegehäusen, besonders der miliolider Arten, ist hoch. In den Sedimentproben sind unter den lebenden agglutinierten Arten *Spiroplectammina earlandi* und Textulariaceae-Arten am häufigsten vertreten.

Im nördlichen Golf von Aqaba schwanken die jahreszeitlichen Temperaturen zwischen 20 und 26°C. Bedingt durch eine extrem hohe Evaporationsrate von bis zu 4 m pro Jahr und sehr geringe Niederschläge von max. 25 mm pro Jahr liegt die Salinität bei 40 bis 41‰; es wurden Werte von bis zu 43‰ gemessen (REISS, 1977). Die Proben wurden im August 1984 genommen; die Temperatur- und Salinitätswerte betragen zu diesem Zeitpunkt 26°C und 41‰.

Wichtige systematische Beiträge zur Foraminifere-Fauna liegen von SAID (1949, 1950a) und HALICZ & REISS (1979) vor; letztere bezogen gehäusestrukturelle Merkmale in ihre taxonomischen Studien zu 11 Arten der Gattungen *Textularia*, *Spiroplectammina* und *Neoseptigerina* mit ein. Informationen zur Verbreitung rezenter Foraminifere-Vergesellschaftungen aus dem Golf von Aqaba lieferten SAID (1950b), REISS (1959, 1977), FRENKEL (1974), REISS & HOTTINGER (1984) und GABRIÉ & MONTAGGIONI (1982).

2.1.2. Kollektionen

2.1.2.1. Ärmelkanal

Aus J.W. MURRAY's Kollektion wurden textulariide Arten einer Probe untersucht, die aus dem westlichen Ärmelkanal, ca. 35 km südlich von Lizzards Point aus 84–95 m Wassertiefe stammt (Tab. 1: Nr. 1434; MURRAY, 1970). Die Probe war gesiebt, und das Sediment mittels Tetrachlorkohlenstoff abgeseigt worden. Dieses besteht nach MURRAY aus größerem Bruchschill von Mollusken-, Bryozoen-, und Echinodermen-Fragmenten, eine Siltfraktion wurde nicht festgestellt. Die benthische Lebensfauna dieser Region unterliegt, besonders im Winter, dem Einflußbereich des in dieser Region starken Seegangs (MURRAY, 1970).

Die Oberflächentemperaturen des Wassers liegen durchschnittlich bei 9–10°C im Winter und 16°C im Sommer. Die Salinität beträgt ca. 35‰ (MURRAY, 1970). Zum Zeitpunkt der Probenentnahme (April/Mai 1968) ergab die bathythermographische Bodenwassertemperaturwerte um 9,5°C, die Salinität lag mit 35‰ im normal marinen Bereich (MURRAY, 1970; Literatur siehe 2.1.2.2.).

2.1.2.2. Plymouth

Weitere untersuchte Arten stammen aus einer ebenfalls vorbehandelten Probe vom Kontinentalschelf, ca. 10 km südwestlich von Plymouth nahe der Eddystone Rocks (Tab. 1, Nr. 233; MURRAY, 1965, 1970). Die Probe wurde in feinsandigem Sediment zwischen 51–59 m Wassertiefe genommen. Zum Zeitpunkt der Probenentnahme (April 1962) betrug die Temperatur des Bodenwassers 7,5°C und die Salinität 35‰ (MURRAY, 1965).

Ein historischer Überblick über die Untersuchungen zur Foraminifere-Fauna des Ärmelkanals findet sich bei MURRAY (1965, 1970), der auch einen Atlas über rezente Foraminifere Großbritanniens publiziert (1971), in dem eine Bibliographie zu sämtlichen Veröffentlichungen über westeuropäische rezente Foraminifere enthalten ist. Insbesondere ist hier die klassische Monographie über rezente Arten von WILLIAMSON (1858) zu nennen, in der verschiedene Lokalitäten des westlichen Ärmelkanals in die Untersuchung miteinbezogen wurden. In dieser Region arbeiteten ebenfalls LE CALVEZ & BOILLOT (1967) und HERON-ALLEN & EARLAND (1916); letztere studierten die Litoral-Fauna südlich Cornwalls, mit Plymouth als östlichsten Untersuchungspunkt. Die Fauna des Plymouth Distrikts wurde von WORTH (1904) und ebenfalls von HERON-ALLEN & EARLAND (1930) systematisch bearbeitet. BUCHANAN & HEDLEY (1960) und HEDLEY (1958, 1960a) veröffentlichten Beiträge zur Biologie einzelner Arten agglutiniertes Foraminifere aus dieser Region. Die Lebensfauna des Christchurch Harbour wurde von MURRAY (1968) unter ökologischen Aspekten untersucht.

2.1.2.3. Süd Georgien

Individuen von *Miliammina arenacea* aus Süd Georgien, die in die Untersuchung miteinbezogen wurden, entstammen ebenfalls J.W. MURRAY's Kollektion (Tab. 1, Station ohne Nummer; 823 m). Ökologische Daten über das Probenentnahmegebiet standen nicht zur Verfügung (vgl. hierzu „Antarktis-Proben“, LINDENBERG-Kollektion).

2.1.2.4. Kontinentalhang Antarktis

Die Proben wurden im Februar/März 1971 von H.G. LINDENBERG in der Mackenzie-See am antarktischen Kontinentalhang in 329 bis 2688 m Tiefe genommen (Tab. 1, Nr. 5082, Nr. 5087, Nr. 5090; LINDENBERG & AURAS, 1984). Das überwiegend glazial marine Sediment besteht aus feinkörnigen, terrigenen Tonen mit einem nur geringen organischen Anteil. Der CaCO₃-Gehalt liegt unter 5 %, der organogene Silizium-Anteil setzt sich innerhalb der 329 m-Probe (Nr. 5087) überwiegend aus Schwammnadeln, in den tiefer genommenen Proben (Nr. 5082: 1006 m; Nr. 5090: 2688 m) hauptsächlich aus Radiolariengehäusen zusammen. Der Anteil an gelöstem und kolloidalem Eisen und anderen anorganischen Mineralien ist hoch (LINDENBERG & AURAS, 1984).

Der Wasserkomplex dieser Region ist deutlich geschichtet in ein Oberflächenwasser (–1,7°C/32,77‰) und ein Hangwasser, dessen Temperatur und Salinität sich nur sehr wenig von 400 m (0,73°C/34,686‰) auf 3000 m Wassertiefe (–0,11°C/34,677‰) ändern. Das gesamte Probenprofil liegt unter der CCD. Das Biotop dieses Gebiets ist stärkeren Bodenströmungen ausgesetzt (LINDENBERG & AURAS, 1984).

Zusammenfassende Darstellungen über Veröffentlichungen zur antarktischen Foraminifere-Fauna gaben ECHOLS & KENNETH (1973), BOLTOSKOY & WRIGHT (1976) und DOUGLASS & WOODRUFF (1981). BRADY (1884) lieferte das erste fundamentale Werk über rezente benthische Tiefsee-Foraminifere („Challenger-Expedition 1873–1876“), das später von BARKER (1960) taxonomisch überarbeitet wurde. WIESNER (1931) untersuchte die Fauna aus dem Gebiet Mackenzie-See, Heard Island, Kerguelen-Plateau („Deutsche Südpolar-Expedition 1901–1903“), aus dem auch die hier bearbeitete Kollektion LINDENBERG's stammt. WIESNER's Arbeit enthält 13 Tafeln mit 100 illustrierten Arten agglutiniertes Foraminifere. Neuere, quantitativ-ökologische Untersuchungen zur Benthos-Fauna aus der nordöstlichen Antarktis, in die textulariide Arten miteinbezogen wurden, liegen von UCHIO (1960) und BANDY & ECHOLS (1964) vor. Material der südöstlichen Antarktis wurde von CORLISS (1979), BLANC-VERNET (1965) und MILAM & ANDERSON (1981) bearbeitet; letztere bestimmten u.a. über 70 textulariide Arten, von denen 30 Arten illustriert sind.

2.1.2.5. Suruga-Bucht (Japan)

Einzelne Exemplare von *Zaninettia brasiliensis* stellte H. KITAZATO zur Verfügung. Sie stammen aus der Suruga-Bucht, ca. 15 km südlich von Matuzaki aus 120 m Wassertiefe (Tab. 1, Nr. KT-79-18; IKEA & KITAZATO, 1980: Fig. 1, Nr. 85). Ökologische Daten über die Probenentnahme-Station standen nicht zur Verfügung.

2.2. Probennahme und Kultivierung

Das Ausgangsmaterial für die Kulturen bilden Sedimentproben, die aus dem Litoralbereich der beschriebenen Lokalitäten entnommen wurden (Tab. 1; Kap. 2.1.). Hierzu wurde die Sedimentoberfläche einschließlich des Bewuchses ca. 1/2 cm tief abgetragen und in Plastikschalen (250 ml) gegeben, die etwa bis zur Hälfte gefüllt wurden. Größere Metazoen wurden entfernt, da sie oft nach kurzer Zeit absterben und eine starke Bakterienvermehrung verursachen. Anschließend wurden die Schalen mit Meerwasser aufgefüllt und unter Wasserbedeckung blasenfrei geschlossen, um die Sediment-/Wasserbewegung während des Transports zu verringern; die Wassertemperatur konnte in einem mit Styropor isolierten Probenkoffer ca. 36 h annähernd konstant gehalten werden.

Es wurde versucht, die Tiere unter kontrollierten, möglichst naturgemäßen Bedingungen im Labor zu halten und zu kultivieren, d.h. juvenile Individuen zu züchten. Hierfür wurden die Proben in Aquarien (6 l) übertragen, die mit Belüftungsanlage und Umwälzpumpe ausgestattet sind sowie in Kristallisierschalen (250 ml) und als „Rohkulturen“ in thermokonstanten Kulturschränken mit einem 12 Stunden Hell-/Dunkel-Rythmus gehalten (20 W/25; Leuchtstoff-Röhren). Für die Kulturen der Warmwasser-Faunen wurde eine konstante Temperatur von 24°C, für die der Kaltwasser-Faunen von 17°C festgelegt (Tab. 2); tages- und jahreszeitliche Temperatur-Änderungen wurden nicht simuliert.

Tabelle 2.
Daten zur Kultivierung.

Kultur	Temperatur [°C]	Salinität [‰]
1) Nordenham	17	7
2) New York	17	19
3) Bermuda	24	34
4) Watamu	24	36
5) Mombasa	24	36
6) Aqaba	24	41

Die Kultivierung unter konstanten Bedingungen gelang nicht immer, da z.B. durch Stromausfall Belüftung, Licht- und Temperaturregelung aussetzten, was zu starker Bakterien- oder Diatomeenvermehrung und damit zum Absterben der Kulturen führen konnte.

Durch Laborkultivierung hervorgerufene Artefaktbildungen in der Gehäusemorphologie und -mikrostruktur können jedoch für die hier erzielten Untersuchungsergebnisse ausgeschlossen werden, da bei vergleichenden Untersuchungen der Gehäuse von „Laborindividuen“ mit den unter natürlichen Verhältnissen der entsprechenden Lokalitäten gebauten Gehäusen (Tab. 1; Kap. 2.1.) keine Unterschiede festgestellt werden konnten.

Die Kulturgefäße wurden abgedichtet und mit Glasdeckeln verschlossen, um das Kulturwasser vor Verdunstung und Verunreinigung zu schützen. In regelmäßigen Abständen wurde die Salinität mittels eines Eintauchrefraktometers (Fa. Zeiss) kontrolliert, und verdunstetes Meerwasser auf bis zu einer vorher festgelegten Markierung durch destilliertes Wasser ersetzt; ein Wasserwechsel fand in den „Rohkulturen“ vierteljährlich statt. Als Kulturmedium diente gefiltertes Nordseewasser (Millepore-Filter, 0,45 µm), dessen Salinität entsprechend der Soll-Werte (Tab. 2) mittels Oberflächenverdunster bzw. durch Zugabe von destilliertem Wasser hergestellt wurde.

Einige Wochen nach der Probenaufsammlung stabilisierte sich die Zusammensetzung und die Populationsdichte der verschiedenen Foraminiferen-Arten innerhalb der „Rohkulturen“, die das Ausgangsmaterial für experimentelle Untersuchungen in „Isolierkulturen“ lieferten. Für die „Isolierkulturen“ wurden Individuen mit einem Pinsel von anhaftendem Detritus gesäubert und einzeln oder zu mehreren in Plexiglas-Behälter mit 15 ml Kulturmedium pipettiert. Da Gehäuse agglutinierter Foraminiferen häufig mit anderen Protozoen „verunreinigt“ sind, werden sie bei der Übertragung in die „Isolierkulturen“ mitgenommen, in denen sie sich stark vermehren können. Deshalb wurden isolierte Tiere in regelmäßigen Abständen, die sich nach dem Zustand der Kulturen richteten (mind. 14-tägig), in frisches Medium übertragen. Als Futter wurde *Chlorella* (Grünalgen) verwendet, die wöchentlich in Form einer Suspension (ca. 1/2 ml) in die „Isolierkultur“ pipettiert wurde (Zucht von *Chlorella*: GRELL, 1968).

Andere Nahrungsansprüche sind für *Miliammina fusca* anzunehmen, da Individuen innerhalb von *Chlorella*-„Isolierkulturen“ sterben. Um aufwendige Züchtungsreihen von Futterorganismen zu umgehen, wurden Kulturbehälter konstruiert, in denen isolierte Individuen durch ein Planktonnetz (75 µm) von der umgebenden „Rohkultur“ getrennt sind (Abb. 1). In derartigen „Halbisolationen“ findet über das Netz genügend Nahrungsaustausch mit der „Rohkultur“ statt.

2.3. Untersuchungsmethoden und Präparationstechniken

2.3.1. Lichtmikroskopie (LM)

Lebendbeobachtungen erfolgten mit einem Binokular (Kaltlichtquelle) und Inversions-Photomikroskop (Diavert, Fa. Leitz). Für die Beobachtung mit dem Inversionsmikroskop mußten die Tiere nicht umgesetzt werden, da die Plexiglasbehälter der „Isolierkulturen“ mit einem Glasboden ausgestattet sind und die „Halbisolationenkulturen“ in Glas-Petrischalen angelegt wurden.

2.3.2. Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Für die rasterelektronenmikroskopische Untersuchung (REM; Cambridge Stereoscan 250 S) wurden die zuvor gereinigten (aqua dest.) Objekte luftgetrocknet. Die Beschichtung der Aluminiumträger durch eine Au/Pd-Legierung erfolgte mittels einer Sputteranlage (Fa. Balzers).

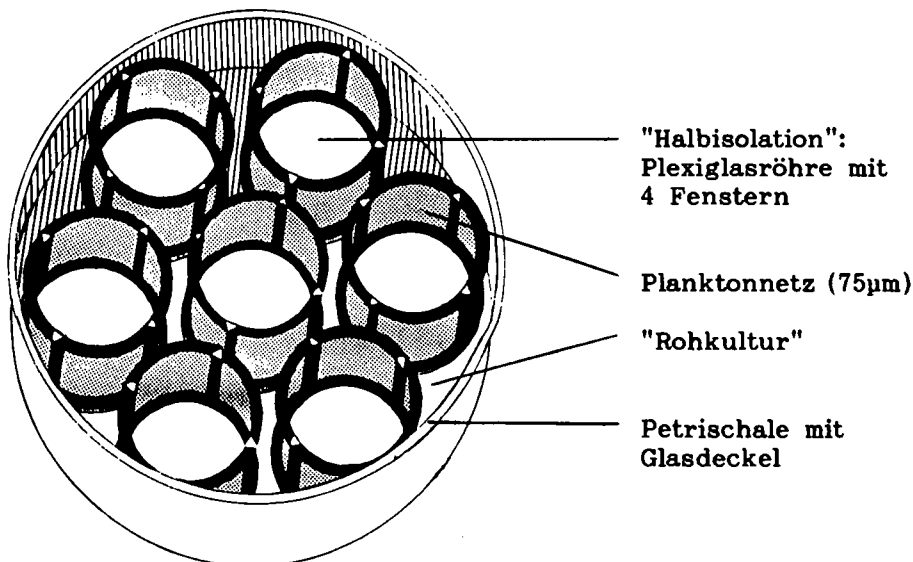


Abb. 1.
Behälter für die „Halbisolierung“.

Die chemische Zusammensetzung von agglutinierten Fremdpartikeln, mineralisiertem Zement sowie mineralische Anteile organischer Zemente wurden durch die Energie-dispersive Analyse (EDAX) anhand spektrometrischer Punktmessungen oder mittels der Fensteranalyse in Kombination mit dem REM ermittelt.

2.3.3. Transmissionselektronenmikroskopie (TEM)

Zur Fixierung und Vorbereitung der Objekte für das Transmissionselektronenmikroskop (TEM; EM 9 S-2, Fa. Zeiss) wurden folgende Methoden angewendet:

Die Primärfixierung des gereinigten Einzelindividuums erfolgte in 3 %-iger Glutaraldehyd-Lösung (GA + 0,2 M NaCac + Kulturmedium; 30 min–1 h). Nach dreimaligem Auswaschen in 0,2 M Natriumcacodylat-Puffer wurde mit 2 %-iger Osmiumtetroxid-Lösung nachfixiert (OsO_4 + 0,2 M NaCac + Kulturmedium; 1–2 h) und wiederum gründlich mit Pufferlösung ausgewaschen.

Für die anschließende Dekalzifikation wurde das Objekt in einen Agar-Block eingebettet. Karbonat-agglutinierende Foraminiferen wurden mit 0,1 M Eisessigsäure-Lösung oder mit 0,05 %-iger EGTA- bzw. EDTA-Lösung behandelt (1–7 h).

Für die weitere TEM-Präparation wurde das Individuum in aqua dest. ausgewaschen und stufenweise in aufsteigender Acetonreihe dehydratisiert (10 %, 30 %, 50 % etc. je 10 min, 100 % 3x je 10 min).

Anschließend wurde das Exemplar mit Epon-Aceton-Gemisch infiltriert (1 : 1; 24 h) und danach zur Vermeidung von Blasenbildung in einer geringen Menge Epon 812-Gemisch im Wärmeschrank vorpolymerisiert (45°C; 2 h). Für die endgültige Auspolymerisation wurde das im Agar-Block befindliche Individuum orientiert auf den Boden einer Beem-Kapsel (Fa. Plano) eingesetzt, und die Kapsel mit frischem Epon 812-Gemisch aufgefüllt (45°C, 55°C, 60°C je 24 h).

Der ausgehärtete Eponblock wurde mit einer Rasierklinge so zugespitzt, daß das Objekt auf der Spitze einer Pyramide mit trapezförmiger Anschnittfläche zu liegen kommt. Mit einem Ultramikrotom (Om U 3, Fa. Reichert; Dupont-Diamantmesser) wurden Ultradünnschnitte angefertigt und auf Trägernetze aufgenommen (Kupfer; 200 mesh, Fa. Balzers).

Die Doppel-Kontrastierung der Schnitte erfolgte mittels gesättigter Uranylacetat-Lösung in Methanol (50 %; 20 min, abgedunkelt) und anschließend mittels wäßriger Bleicitrat-Lösung (10 min; Zwischenwässerungen mit aqua dest.).

2.3.4. Spezielle Untersuchungstechniken und Versuchsdurchführungen

Da bei der Lufttrocknung biologischer Objekte mit Veränderungen (Artefaktbildungen) zu rechnen ist, wurde zur Kontrolle die REM-Untersuchung der organischen Zementstrukturen (Kap. 4.1.1.) an Exemplaren wiederholt, die mit anderen Methoden präpariert wurden.

- Kritische-Punkt-Trocknungsmethode: Hierfür wurden fixierte Individuen der Laborkulturen über eine aufsteigende Äthanol-Reihe dehydratisiert und anschließend in flüssigem CO_2 „critical-point“-getrocknet.
- Kühltischmethode („SEM-freeze-etching“; BARDELE, HUTTENLAUCH & SCHOPPMANN, 1986): Sowohl lebende als auch fixierte Individuen wurden mittels einer Bruchvorrichtung in flüssigem Stickstoff manuell gebrochen und innerhalb einer Präparatehalterung in die Gefrierkammer eines „Emscope cryo sputters“ eingebracht, in der der Stickstoff unter atmosphärischem Druck durch Argon ersetzt wurde. Anschließend wurden die Bruchflächen des Präparats in einer vorgekühlten Arbeitskammer durch Vakuumsublimation des Eises geätzt und mit Au/Pd besputtert. Während der REM-Beobachtung (Cambridge Stereoscan 250 Mk II) wurde die Probe auf einem Kühltisch durch flüssigen Stickstoff gekühlt.
- Zusätzlich zur REM-Untersuchung wurden fixierte Individuen im TEM studiert.

Die vergleichenden Untersuchungen mittels der verschiedenen Präparationsmethoden ergaben dieselben Resultate, d.h. es erfolgten keine Artefaktinterpretationen: Fixierungen wurden durchgeführt, um postmortale Veränderungen durch Zytolyse auszuschließen, „critical-point“-Trocknung, um mögliche, durch Lufttrocknung auftretende Schrumpfungseffekte zu vermeiden und „freeze-etch-scanning“, um Veränderungen aufgrund der chemischen Fixations-Behandlung erkennen zu können.

TEM-Untersuchungen erfolgten an Individuen, die innerhalb von „Rohkulturen“ auf ihrem natürlichen Substrat gehalten wurden. Probleme ergaben sich bei der Desilifikation von Gehäusen, in denen vereinzelt, z.T. sogar vorherrschend silikatische Fremdpartikel enthalten sind (z.B. bei *Miliammina fusca*). Versuche mit gesättigter alkoholischer Ammoniumfluoridlösung (1 % NH_4F in 96 % Äthanol; NETZEL, 1983) oder mit $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Lösung verschiedenster Konzentrationen verliefen negativ, da nach 24-stündiger Behandlung größere Partikel

erhalten blieben, oder aber nach über 48-stündiger Behandlung die SiO₂-Partikel zwar gelöst, jedoch auch feine organische Strukturen zerstört wurden.

Eine alternative Lösung dieses Problems wurde eingegangen, indem Individuen der betreffenden Arten innerhalb von „Isolierkulturen“ auf CaCO₃-Sediment (Fa. Merck) kultiviert und neu gebaute Kalkkammern mit den schonenderen Dekalzifikationsmethoden gelöst werden konnten.

Für die Untersuchung des Gehäusewachstums (Kap. 5.) wurden Individuen der „Roh-“ und „Isolierkulturen“ täglich beobachtet. Kammerbau-aktive Individuen sammeln Sedimentpartikel um die Gehäuse, die in der Regel undurchsichtig sind und somit eine detaillierte lichtmikroskopische Beobachtung am lebenden Objekt behindern. Auch im Versuch angebotene transparente Partikel (Glassplitter, Polystyrolkugeln) erlaubten keinen genügenden Einblick in den Kammerbauvorgang. Deshalb wurde der Wachstumsprozeß des Gehäuses hauptsächlich durch vergleichende REM-Studien an Gehäusen verschiedener Morphogenesestadien bestimmt.

Zu diesem Zweck wurden die einzelnen Individuen mitsamt der Detritushülle mit einem Pinsel vom Substrat gelöst und vorsichtig aus der Detritushülle herauspräpariert. Anschließend wurden sie in ein 70 %-iges Ethanol/aqua dest.-Gemisch gegeben, auf einen REM-Träger gebracht und luftgetrocknet.

3. Biologie

Lebensweise, Nahrungsansprüche und Reproduktionsmodus sind bei agglutinierten Foraminiferen nur sehr lückenhaft bekannt; sie stehen daher nicht zu Vergleichszwecken mit anderen Foraminiferengruppen zur Verfügung. Im folgenden wird auf verschiedene Lebendbeobachtungen eingegangen, die während der Probennahme und Laborkultivierung anfielen.

3.1. Lebendbeobachtungen

Durch Untersuchungen von Proben ungestörter Oberflächensedimente aus dem Litoralbereich der verschiedenen Stationen (Tab. 1; Kap. 2.1.), konnten unterschiedliche vertikale Siedlungstiefen agglutiniertes Arten festgestellt werden: Danach besitzen *T. cf. T. aperturalis*, *T. candeiana kenyaensis* und *V. oviedoiana* eine epibenthische/epiphytische Lebensweise. Alle paratrochaminiden und trochaminopsiden Arten bevorzugen die Sedimentoberfläche, während *T. inflata*, *R. cf. R. pseudobacillaris* und *S. earlandi* auch ins Sediment eindringen; *Miliammina fusca* und *M. oblonga sabulosa* weisen eine überwiegend endobenthische Lebensweise auf (Tab. 3).

Die Foraminiferen, die bei der Probennahme in den Behältern künstlich mit Sediment überschichtet wurden, arbeiteten sich innerhalb von ca. 24 Stunden durch mehrere Zentimeter starke Sedimentlagen wieder in den Bereich der Oberflächenschicht entsprechend ihrer artgemäßen Siedlungstiefe hinauf.

Kennzeichnend für lebende Individuen ist u.a. die typische Lebensstellung der Tiere: Alle o.g. epibenthischen Arten nehmen eine vertikale, mit der Gehäuseapertur zum Substrat gerichtete Position ein. Clavuli-

nen, *R. cf. R. pseudobacillaris* und *Bathysiphon* sp. sind häufig mit der Apertur im Sediment vergraben, aus dem das übrige Gehäuse schräg herausragt. Zieht man es heraus, so ist im Apertur-Bereich eine Detritusan-sammlung zu finden (Taf. 1, Fig. 1). Auch *M. fusca* und *M. oblonga sabulosa*, die meist dicht unter der Sedimentoberfläche liegen, haben einen solchen Detritus„stopfen“ an der Apertur.

Nachdem die Tiere in „Isolierkulturen“ übertragen wurden, verhielten sie sich unterschiedlich lebhaft, um ihre typische Lebensstellung einzunehmen: Liegende *T. candeiana kenyaensis* stellten ihre Gehäuse innerhalb von 10 Minuten in eine aufrechte Position, während *C. angularis*, *V. oviedoiana* und *M. fusca* hierfür etwa 30 Minuten benötigten; *P. simplissima* drehte ihr Gehäuse innerhalb von durchschnittlich 40 Minuten von der Spiral- auf die Umbilikalseite.

Viele agglutinierte Arten sind durch eine charakteristische, durch das Gehäuse durchscheinende Zytoplasmafärbung (Tab. 3) gekennzeichnet, die auf Lipide und/oder Chloroplastenpigmente endoplasmatischer Algen zurückgeführt werden kann. Die Algen- bzw. Lipidkonzentration ist in den ältesten Gehäusekammern am dichtesten, dagegen ist die jüngste Kammer im allgemeinen nur schwach gefärbt.

Tabelle 3.
Lebensweise und Zytoplasmafärbung.

Art	Lebensweise	Zytoplasmafärbung
<i>T. cf. T. aperturalis</i>	epibenthisch/	orange
<i>T. candeiana kenyaensis</i>	epiphytisch	orange
<i>V. oviedoiana</i>		oliv, orange
<i>P. bermudaensis</i> n. sp.	bevorzugt	braun – orange
<i>P. simplissima</i>	epibenthisch	braun – orange
<i>P. cf. P. clossi</i>		braun – orange
<i>T. irregularis</i> n. sp.		braun – orange
<i>T. mombasaensis</i> n. sp.		braun – orange
<i>T. inflata</i>	epibenthisch/	braun – orange
<i>C. angularis</i>	endobenthisch	orange
<i>C. difformis</i>		orange
<i>C. nodosaria</i>		orange
<i>Bathysiphon</i> sp.		farblos
<i>R. cf. R. pseudobacillaris</i>		farblos, oliv
<i>S. earlandi</i>		farblos
<i>M. fusca</i>	bevorzugt	farblos, braun, oliv
<i>M. oblonga sabulosa</i>	endobenthisch	farblos

3.2. Pseudopodien

Durch Beobachtungen mit dem Inversionsmikroskop konnten eindeutige Aussagen zur Vitalität der Tiere getroffen werden, da diese innerhalb weniger Minuten nach ihrer Übertragung in eine „Isolierkultur“ Pseudopodien aus der Apertur herausstrecken. Die Pseudopodien sind anfänglich recht steif, verzweigen sich nur selten und schwingen innerhalb der Wassersäule scheinbar suchend hin und her (Taf. 1, Fig. 1). Bei Kontakt mit dem Glasboden bleiben sie mit diesem verbunden und wachsen schnell. Dabei gabeln sie sich häufiger, vernetzen untereinander (Taf. 1, Fig. 2) und können breitflächige Anastomosen ausbilden.

Innerhalb des Pseudopodiennetzwerks ist eine bidirektionale Strömung ausgebildet (JAHN & RINALDI, 1959), die durch die zahlreichen, stark lichtbrechenden „Körnchen“, die diesen Strömungen folgen, deutlich hervortritt (Taf. 1, Fig. 2): Die eine fließt aus der Gehäu-

seapertur heraus und verlängert die Pseudopodien, währenddessen sich die andere entgegengesetzt in das Gehäuse zurückbewegt. Interessanterweise ist bei *M. fusca* die „Körnchenströmung“ weniger stark ausgeprägt als bei allen anderen untersuchten Arten. FRANKEL (1975) stellte fest, daß bei isolierten *M. fusca*-Individuen einzelne geradlinige, dagegen bei im Sediment lebenden Individuen deutlich gebündelte Pseudopodien ausgebildet werden, die außerdem mehr „Körnchen“ enthalten. Die „Körnchen“ wurden bei *Bathysiphon* sp. als Kinetozysten gedeutet, die entsprechend den Kinetozysten von Heliozoen vermutlich zur Anheftung von Futterorganismen dienen und bei *Bathysiphon* sp. auch am Partikeltransport während des Gehäusebaus beteiligt sein können (BERTHOLD, 1980 (= *Siphonamina anulifera*, nom. nud.)).

Valvulina oviedoiana entwickelt äußerst viele Pseudopodien, die häufig in Bündeln angeordnet liegen und untereinander durch zahlreiche Anastomosen verbunden sind (Taf. 1, Fig. 3). Dagegen wurden bei *Bathysiphon* sp., *M. fusca* und bei Clavulinen vermehrt geradlinige und seltener sich verzweigende Pseudopodien beobachtet. Eine Gruppierung der Arten anhand typischer Pseudopodienmorphologien und/oder Fortbewegungsweisen gelang nicht, da ein generelles Variationspektrum bei allen Arten wiederzufinden ist.

In „Rohkulturen“ bewegen sich *T. candeiana kenyaensis*, *T. cf. T. aperturalis* und *V. oviedoiana* zur Lichtquelle, was möglicherweise mit den endoplasmatischen Algen in Zusammenhang steht. Häufig erklimmen die Tiere die Wände der Behälter und sitzen dort mehrere Tage unbeweglich unter der Wasseroberfläche. Die Gehäuse dieser Tiere können durch einzelne dickere organische Stränge an der Glaswand befestigt sein. Nach Berührung dieser Gehäuse mit einem Pinsel erfolgte keine Reaktion; gewöhnlich reagieren die Tiere bei Berührung oder Erschütterung, indem sie ihre Pseudopodien vom Untergrund lösen, im Bereich der Gehäusemündung spiralförmig anziehen und in das Gehäuse zurückziehen. *Clavulina*-Arten reagieren besonders erschütterungsempfindlich.

Wiederholt wurde beobachtet, daß sich *T. candeiana kenyaensis*, *T. cf. T. aperturalis* und ebenfalls *V. oviedoiana* von der Wand des Behälters lösen und mit ihrem ausgespannten Pseudopodiennetzwerk an die Unterseite der Wasseroberfläche anhängen. Wird in den Behältern ein Wasserwechsel vorgenommen, so werden beim Einfüllen neuen Wassers viele Tiere von der Sedimentoberfläche und ebenfalls von der Glaswand abgehoben und durch die Oberflächenspannung des Wassers mit aufgetrieben. Nach wenigen Minuten breiten sie ihr Pseudopodiennetzwerk aus. Entsprechende experimentelle „Aufschwemm-Versuche“ mit kalkschaligen benthischen Arten liegen von RICHTER (1965) vor. Aus dem Verhalten der Laborindividuen können Rückschlüsse auf vor-Ort-Beobachtungen gezogen werden, die in der Gezeitenzone an der Hochwasserlinie der Watamu-Probenentnahme-Station (Tab. 1; Kap. 2.1.) gemacht wurden: Bei der Probenaufsammlung während der Ebbe wurde festgestellt, daß an einer Lokalität, an der *T. candeiana kenyaensis* individuenreich vertreten war, bei der darauffolgenden Ebbe nahezu keine Textularien mehr vorhanden waren. Es ist anzunehmen, daß die Individuen während des Flutstroms passiv verdriftet wurden, wie RICHTER (1965) dies bei lebenden epibenthischen kalkschaligen Foraminiferen in der Gezeitenzone des Jade-Gebietes beobachtete: Die Tiere wurden bei Flut-

strom von der Sedimentoberfläche abgehoben und durch passives Liegen auf oder aktives Hängen unter der Wasseroberfläche von der Niedrig- zur Hochwasserlinie verdriftet. Hierbei kann nach RICHTER (1965) eine Anreicherung und Selektion epibenthisch lebender Arten stattfinden. Für palökologische Interpretationen bedeutet dies, daß nicht alle Anreicherungen und Selektionen postmortal erfolgen.

3.3. Nahrung

Im Zytoplasma von agglutinierten Arten treten oftmals Algen auf (Tab. 4), die nicht als Symbionten aufzufassen sind sondern der Foraminifere als Nahrung dienen, da in Vakuolen oftmals Überreste verdauter Algen oder leere Frusteln pennater Diatomeen beobachtet wurden (Taf. 1, Fig. 4-6).

Ein Zusammenhang zwischen der Art der aufgenommenen Nahrung und der Plasmafärbung (Tab. 3; Kap. 3.1.) konnte für *T. candeiana kenyaensis* und für *C. nodosaria* nachgewiesen werden: Die Individuen, die innerhalb von „Isolierkulturen“ ausschließlich mit der Grünalge *Chlorella* gefüttert wurden, nahmen in den jüngsten Gehäusekammern eine grüne Färbung an, während die älteren Kammern anfänglich noch orange und nach ein bis zwei Wochen ebenfalls grün gefärbt oder verblaßt waren.

Mit Ausnahme von *M. fusca* nahmen alle isolierten Individuen der in Tab. 4 aufgeführten Arten *Chlorella*-Zellen als Nahrung auf. Hierbei werden diese mit dem zum Gehäuse gerichteten Zytoplasmastrom der Pseudopodien transportiert und rings um die Gehäuseapertur akkumuliert. Während der Nahrungsaufnahme sitzen die Tiere mehrere Stunden unbeweglich auf einem Standort innerhalb des *Chlorella*-Walls.

Miliammina fusca akkumuliert ebenfalls *Chlorella*-Zellen, stirbt jedoch nach ca. 2-wöchiger Isolierung. Vermutlich ist diese Art auf eine Ernährung durch pennate Diatomeen spezialisiert, die bei TEM-Untersuchungen häufig gefunden wurden (Taf. 1, Fig. 6). Im aufgelockerten, lakunären Plasmasystem der jüngsten Kammer lagen leere Frusteln, woraus zu schließen ist, daß diese nach der Verdauung des Diatomeen-Plasmas exocytotiert werden. FRANKEL (1975) beobachtete, daß *M. fusca* Diatomeen und außerdem Dinoflagellaten ingestierte.

Textularien und Clavulinen hinterlassen in „Rohkulturen“ auf mit Braunalgen bewachsenen Korallen- und Bryozoenbruchstücken kreisrunde Weidespuren. Gibt man getrocknete Blätter von *Zostera marina* in eine Kultur ein, so sind sie nach ca. 24 Stunden von Textularien und Clavulinen besiedelt, die die Zellulose aufnehmen und dabei Löcher in den Blättern hinterlassen können. Neben Zellulose, *Chlorella* und pennaten Diatomeen ingestiert *T. candeiana kenyaensis* Ciliaten, die bei TEM-Untersuchungen in Plasma-Vakuolen wiederzufinden sind (Taf. 1, Fig. 7).

Bei trochamminiden Arten, die in „Rohkulturen“ während einer Diatomeen-Blüte lebten, konnte eine vermehrte Reproduktionstätigkeit festgestellt werden, was vermutlich auf ein optimales Nahrungsangebot zurückgeführt werden kann. Von *Trochammina* cf. *T. quadriloba* wurde berichtet, daß diese bei experimentellen Fütterungsversuchen pennate Diatomeen bevorzugte (SALAMI, 1976).

Tabelle 4.
Nahrung.
T = TEM-Beobachtung; L = LM-Beobachtung.

	Ciliaten				
	Kieselalgen				
	(pennate Diatomeen)				
	Grünalgen				
	(Chlorella)				
	Braunalgen				
	(nicht ident.)				
	Zellulose				
	(u.a. <i>Z. marina</i>)				
	Detritus				
<i>Bathysiphon</i> sp.	L	.	.	L
<i>M. fusca</i>	T	.	.	.	L
<i>M. oblonga sabulosa</i>	L	.	.	L
<i>R. cf. R. pseudobacillaris</i>	L	.	.	L
<i>S. earlandi</i>	L	.	.	L
<i>T. inflata</i>	L	.	.	.
<i>P. bermudaensis</i> , n. sp.	L	L	.	.	.
<i>P. cf. P. clossi</i>	L	L	.	.	.
<i>P. simplissima</i>	L	L	.	.	.
<i>T. irregularis</i> , n. sp.	T	L	.	.	.
<i>T. mombasaensis</i> , n. sp.	T	L	.	.	.
<i>T. cf. T. aperturalis</i>	L	L	L	.
<i>T. candeiana kenyaensis</i>	T	.	L	L	L
<i>V. oviedoiana</i>	L	.	L	.
<i>C. angularis</i>	L	L	L	L
<i>C. difformis</i>	L	L	L	L
<i>C. nodosaria</i>	L	L	L	L

(T: TEM Beobachtung;
L: LM Beobachtung)

Fütterungsversuche mit abgetöteten Artemien-Nauplien verliefen bei den hier untersuchten Arten *M. fusca*, *P. cf. P. clossi*, *T. candeiana kenyaensis* und *V. oviedoiana* negativ, d.h. eine Abhängigkeit ihrer Bewegungsrichtung von der räumlichen Verteilung der Larven ließ sich nach 3-tägiger Beobachtung nicht erkennen. Nahrungsvakuolen mit Crustaceen-Muskelgewebe, wie sie bei spinosen planktonischen Foraminiferen auftreten (HEMLEBEN & SPINDLER, 1983), konnten bei TEM-Untersuchungen nicht nachgewiesen werden.

3.4. Reproduktion

In „Isolierkulturen“ fanden Reproduktionen von Mitte März bis Anfang Mai statt (*M. fusca*, *R. cf. R. pseudobacillaris*, *P. cf. P. clossi*, *C. angularis*), eine weitere Reproduktionsphase zeichnete sich Mitte Juli bis Ende August ab (*T. cf. T. aperturalis*, *C. angularis*, *V. oviedoiana*). Auch in „Rohkulturen“ konnten während der beiden Reproduktionsmaxima juvenile Individuen der o.g. Gattungen festgestellt werden. Ein Lebenszyklus dauert bei *T. can-*

deiana kenyaensis, *T. cf. T. aperturalis* und *V. oviedoiana* ca. 6 Monate, *Paratrochammina* cf. *P. clossi* reproduzierte mehrmals im Jahr. SLITER (1968) gab für *Trochammina inflata* und *T. pacifica* 70-tägige Reproduktionszyklen an.

Aussagen zum Reproduktionsmodus können nicht getroffen werden, da zur Zeit der ersten Beobachtung die Juvenilen bereits im Prolokulus- bzw. 2-Kammer-Stadium waren. Verschiedene Beobachtungen deuten darauf hin, daß es sich um asexuelle Fortpflanzungen handelte, bei denen das Zytoplasma des Elterntieres in eine Reproduktions„zyste“ einfließt, in der sich multiple Plasmateilung und anschließende Gehäusebildung vollziehen. In „Rohkulturen“ konnten bei *C. angularis* und *T. cf. T. aperturalis* Reproduktions„zysten“ mit juvenilen Individuen nachgewiesen werden. Die „Zysten“ waren aus Detritus aufgebaut und flächenhaft mit organischem Material ausgekleidet. Fig. 8 (Taf. 1) zeigt eine juvenile *T. cf. T. aperturalis*, die aus der „Zyste“ entnommen und in eine „Isolierkultur“ übertragen wurde. Die Prolokuli der Juvenilen-Generation waren ca. 60 µm groß (Gamonten ?) im Vergleich zu dem nur 40 µm großen Prolokulus des Elterntieres (Agamont ?; Taf. 1, Fig. 9, 10a,b).

Die Anzahl der juvenilen *T. cf. T. aperturalis*, und ebenfalls die der juvenilen Clavulinen wird auf 60 bis 80, die von *P. cf. P. clossi* auf 20 geschätzt. Vermutlich werden die endoplasmatischen Algen bzw. Lipide von dem elterlichen Zytoplasma an die Nachkommen weitergegeben, da 1–2-Kammerstadien bereits die typischen Zytoplasma-Färbungen zeigten (Tab. 3; Kap. 3.1.).

Bei *Trochammina cf. T. quadriloba* (SALAMI, 1976) und verschiedenen benthischen kalkschaligen Foraminiferen finden asexuelle Zytoplasmateilungen ebenfalls extrathalam, innerhalb einer Reproduktions„zyste“ statt (MYERS, 1936; GRELL, 1957–59; LUTZE & WEFER, 1980).

3.5. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die untersuchten lebenden textulariidien Arten sind Vertreter der litoralen In- und Epifauna, die auch in den Laborkulturen ihre arttypische vertikale Siedlungstiefe und Lebensstellung einnehmen.

Viele Arten weisen eine auf endoplasmatische Algen und/oder Lipide zurückzuführende braune, orange oder olive Zytoplasmafärbung auf. TEM- und LM-Untersuchungen deuten auf eine dominierend herbivore (Braunalgen, Kieselalgen, Zellulose) und/oder detritivore Ernährungsweise hin. Isolierte Tiere konnten, mit Ausnahme von *Miliammina fusca*, mit der Grünalge *Chlorella* gefüttert werden.

Alle Arten bilden typische granuloretikulose Pseudopodien aus, die eine bidirektionale Plasmaströmung aufweisen. Die verschiedenen Arten zeigten in „Isolierkulturen“ keine spezifischen Pseudopodien-Morphologien und Fortbewegungsweisen. Als eine besondere Anpassung an die Lebensweise in der Gezeitenzone wird die Fähigkeit epibenthischer Sandschaler gedeutet, sich mit ihrem ausgedehnten Pseudopodiennetzwerk an die Unterseite der Wasseroberfläche anzuhängen.

In den Laborkulturen reproduzierten Arten der Gattungen *Miliammina*, *Reophax*, *Paratrochammina*, *Textularia*, *Valvulina* und *Clavulina*. Reproduktionsmaxima liegen im März/April und Juli/August. Bei der asexuellen Fortpflanzung finden die Zytoplasmateilungen vermutlich extrathalam innerhalb einer Reproduktions„zyste“ statt; Gametogenese konnte nicht beobachtet werden.

4. Gehäusestruktur und -zusammensetzung

4.1. Zemente

Das agglutinierte Foraminiferen-Gehäuse ist aus Fremdpartikeln zusammengesetzt, die durch einen Zement verkittet sind. Dieser kann aus organischer Substanz und eingelagertem mineralischem Anteil (Kap. 4.1.1.) oder aus Kalzit bestehen (Kap. 4.1.2.).

4.1.1. Organische Zemente

Organische Zemente wurden in der älteren Literatur als „Hornsubstanz“, „Chitin“, „Pseudochitin“ oder „Tektin“ bezeichnet (RHUMBLER, 1894; GALLOWAY, 1933; HYMAN, 1940; POKORNY, 1958; LOEBLICH & TAPPAN,

1964a; BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976 u.a.). Färbetechniken wiesen Glykoproteine nach, die u.a. aus sauren Mukopolysacchariden bestehen (HEDLEY, 1958, 1962, 1963; BUCHANAN & HEDLEY, 1960 a). Über die morphologische Ausbildung dieser Zemente ist, mit Ausnahme von wenigen Einzelbeobachtungen, nichts bekannt.

Bei den hier untersuchten organisch zementierten Foraminiferen wurden morphologisch unterschiedliche Zementtypen nachgewiesen, die in Individuen derselben Art übereinstimmend ausgebildet sind und als konstantes Artmerkmal angesehen werden können.

Die Arten lassen sich in vier Zement-Morphogruppen einteilen (Tab. 5; Kap. 4.1.1.6.), die im folgenden dargestellt werden. Bei allen Arten erfolgte die rasterelektronenmikroskopische Zement-Untersuchung an aufgebrochenen Kammerwänden, da die Gehäuse entweder mit einer „outer organic lining“ (OOL; Kap. 4.3.2.) überzogen sind, oftmals verunreinigt sind, oder die Partikel an der Gehäuseoberfläche besonders dicht angeordnet liegen.

4.1.1.1. Organische Stränge (Morphotyp 1)

Miliammina fusca (BRADY) (Taf. 2, Fig. 1-7)

Cyclammina pauciloculata (BRADY)

Cyclammina orbicularis BRADY (Taf. 2, Fig. 8)

Cyclammina pusilla BRADY (Taf. 2, Fig. 9)

Cyclammina trullissata (BRADY)

Die Gehäuse der in Gruppe 1 zusammengefaßten Arten weisen eine hohe Partikeldichte auf, da die Zwickel zwischen den größeren Partikeln mit kleinsten Gehäusebausteinen (<3 µm) ausgefüllt sind. Dementsprechend sind nur geringe intergranulare Abstände von max. 1 µm zu beobachten.

Innerhalb des intergranularen Raums liegen regelmäßig angeordnete, isolierte organische Stränge, die die Fremdpartikel miteinander verbinden. Bei *M. fusca* sind die Stränge am deutlichsten ausgebildet und bedecken dicht angeordnet die gesamte Oberfläche jedes einzelnen Bausteins (Taf. 2, Fig. 1,2). Selbst Partikel von <1 µm Korngröße werden auf diese Weise zementiert (Taf. 2, Fig. 3, Pfeil). An den Ansatzstellen der Stränge an den Bausteinen sind ihre Enden häufig verzweigt (Taf. 2, Fig. 4,5; Pfeile). Die Länge der Stränge schwankt in Abhängigkeit von der Bausteintextur zwischen 0,1 und 0,5 µm. Der Durchmesser liegt relativ konstant im 30 nm-Bereich.

TEM-Studien an Kammern aus Kalkpartikeln, die *M. fusca* in „Isolierkulturen“ baute, bestätigen die REM-Ergebnisse (Taf. 2, Fig. 6,7). Außerdem fanden sich im mittleren Bereich der Stränge vereinzelt elektronendichte Knoten von bis zu 50 nm Durchmesser (Taf. 2, Fig. 7). Sie sind vermutlich im Zusammenhang mit der Strang-Genese zu sehen, da sie nur in neu gebauten Kammern nachgewiesen werden konnten. Auch die regelmäßige Anordnung der Knoten, die ebenfalls in Zweierreihen vorliegen können, spricht für ihre generative Funktion.

Sämtliche untersuchten Individuen von *M. fusca* zeigten eine übereinstimmende Verteilungsdichte der Stränge, sowohl innerhalb der jüngsten als auch älterer Kammern der entsprechenden Gehäuse.

Organische Stränge vergleichbarer Morphologie fanden sich in Gehäusen von *C. pauciloculata*, *C. orbicularis*

(Taf. 2, Fig. 8), *C. pusilla* (Taf. 2, Fig. 9) und von *C. trullis-sata*. Bei diesen Arten sind die Stränge jedoch nur im engeren Kontaktbereich der Partikel zu beobachten und fehlen innerhalb intergranularer Abstände von $>0,5\ \mu\text{m}$. Die Partikel werden, anders als bei *M. fusca*, durch gruppenweise gebündelte Stränge angeheftet (Taf. 2, Fig. 9).

4.1.1.2. Organische Netze (Morphotyp 2)

- + *Recurvoides contortus* EARLAND (Taf. 3, Fig. 6)
- Spiroplectamina earlandi* (PARKER) (Taf. 3, Fig. 5)
- Trochammina inflata* (MONTAGU) (Taf. 3, Fig. 1-4)
- „*Textularia*“ *palustris* WARREN
- +: Zuordnung zu Zementgruppe 2 fraglich

Die Gehäuse von *S. earlandi*, *T. inflata* und „*T.*“ *palustris* sind aus feinkörnigen Sedimentpartikeln aufgebaut ($<10\ \mu\text{m}$), die im Vergleich zu denen der Gruppe 1 lockerer, mit intergranularen Abständen von max. $2\ \mu\text{m}$ agglutiniert werden. Bei *R. contortus* liegen die Partikelabstände in ähnlicher Größenordnung, hier sind allerdings Bausteine von bis zu ca. $50\ \mu\text{m}$ Durchmesser enthalten.

Zement-Morphotyp 2 umfaßt Arten, die mittels eines fibrösen Maschenwerks Fremdpartikel agglutinieren (Taf. 3, Fig. 1-6). Einzelne, etwa vertikal von der Bausteinoberfläche projizierende Stränge, sind im intergranularen Raum zu einem dreidimensionalen Netzwerk von Strängen verflochten (Taf. 3, Fig. 4). Bei Partikelabständen von $<0,5\ \mu\text{m}$ treten isoliert stehende Stränge auf, deren Morphologie mit der in Gruppe 1 vergleichbar ist (Taf. 3, Fig. 3-5; Pfeile).

Das organische Netzwerk kann bei *T. inflata* innerhalb einer Kammer und im Vergleich verschiedener alter Kammern desselben Gehäuses eine unterschiedliche Maschendichte aufweisen. Bei *S. earlandi* und „*T.*“ *palustris* ist das Netzwerk schwierig nachzuweisen, da die Gehäusewände nur ca. $3\ \mu\text{m}$ stark sind und dementsprechend wenig Zement im intergranularen Raum untersucht werden kann.

R. contortus nimmt in dieser Gruppe eine Sonderstellung ein: Es finden sich Kammerbereiche, in denen die Bausteine nur an ihren Berührungspunkten mit organischer Substanz befestigt sind, wie es in dieser Form bei Arten der Zement-Gruppe 4 verwirklicht ist. In anderen Kammerbereichen ist in den Zwickeln zwischen den Bausteinen, und besonders auffällig im Kontakt zur IOL (Taf. 3, Fig. 6), ein engmaschiges Netzwerk ausgebildet.

4.1.1.3. Organischer Schaum (Morphotyp 3)

- Rhabdammina abyssorum* CARPENTER (Taf. 4, Fig. 2)
- Psammosphaera fusca* SCHULZE (Taf. 4, Fig. 3)
- Miliammina oblonga sabulosa* RHUMBLER (Taf. 4, Fig. 5)
- * *Paratrochammina bermudaensis* n. sp. (Taf. 4, Fig. 6)
- Paratrochammina* cf. *P. clossi* BRÖNNIMANN (Taf. 4, Fig. 7)
- Paratrochammina simplissima* (CUSHMAN & McCULLOCH)
- * *Trochaminopsis irregularis* n. sp.
- * *Trochaminopsis mombasaensis* n. sp. (Taf. 3, Fig. 8; Taf. 4, Fig. 1,4)
- Tritaxis* sp.
- Jadammina macrescens* (BRADY) (Taf. 3, Fig. 7)
- †: Erstbeschreibungen s. Kap. 6.3.

Die Arten der Gruppe 3 bauen bis zu $50\ \mu\text{m}$ große Bausteine in ihre Gehäusewand ein, *R. abyssorum* und *P. fusca* sogar Partikel von ca. $0,5\ \text{mm}$ Größe. Die intergranularen Abständen erreichen max. $4\ \mu\text{m}$. Eine Ausnahme sind *P. bermudaensis* n. sp. und *J. macrescens*, die max. $20\ \mu\text{m}$ große Partikel in Abständen von bis zu $2\ \mu\text{m}$ befestigen.

Alle Arten dieser Gruppe zementieren mittels einer schaumähnlichen Substanz (Taf. 3, Fig. 7-8; Taf. 4, Fig. 1-7). Der „Schaum“ setzt sich aus unterschiedlich großen Blasen zusammen, deren Wände in einem Punkt unter einem für Schaumbildungen typischen Winkel von 120° aneinandergrenzen (Taf. 3, Fig. 8; Pfeil).

An Stellen, an denen die schaumähnliche Substanz durch das Aufbrechen der Kammer von der Partikeloberfläche abgelöst wurde, ist ein sehr feines, fibröses organisches Netzwerk erkennbar, das eine dem Netzwerk des Morphotyps 2 vergleichbare Struktur aufweist (Taf. 4, Fig. 4-6).

Der Zement ist bei allen untersuchten Arten in verschiedenen Bereichen derselben Kammer unterschiedlich dicht ausgebildet. Teilweise existieren Kammerbereiche, in denen die schaumige Struktur nicht eindeutig nachweisbar ist, wodurch die Unterscheidung vom Zementtyp der in Gruppe 4 vorgestellten Arten erschwert wird. Durch vergleichende Untersuchungen an Gehäusen der o.g. Arten wurde eine generell geringere Dichte der schaumigen Substanz bei *R. abyssorum*, *P. fusca*, *J. macrescens* und den trochaminopsiden Arten festgestellt.

TEM-Untersuchungsergebnisse an *P. cf. P. clossi* zeigen, daß sich die Zementstruktur während der ontogenetischen Entwicklung verändern kann: Juvenile, auf Dolomit gezüchtete Individuen weisen eine massive organische Zementsubstanz innerhalb neu gebauter Kammern auf (Taf. 4, Fig. 7a), dagegen ist innerhalb älterer Kammern eine schaumig-vernetzte Struktur erkennbar (Taf. 4, Fig. 7a,b), die entsprechend bei vergleichenden REM Studien vorgefunden wurde und für Zementtyp 3 typisch ist.

4.1.1.4. Undifferenzierte organische Substanz (Morphotyp 4)

- Bathysiphon filiformis* SARS
- Bathysiphon* sp.
- Marsipella cervicornis* HOFKER (Taf. 5, Fig. 7-8)
- Hyperammina laevigata* WRIGHT
- Glomospira charoides* (JONES & PARKER) (Taf. 5, Fig. 1)
- Miliammina arenacea* (CHAPMAN) (Taf. 5, Fig. 5)
- Reophax bradyi* BRÖNNIMANN & WHITTAKER
- Reophax moniliformis* SIDDALL
- Reophax ovicula* (BRADY)
- Reophax* cf. *R. pseudobacillaris* CUSHMAN
- Hormosina mortenseni* HOFKER (Taf. 5, Fig. 3)
- Haplophragmoides canariensis* (d'ORBIGNY) (Taf. 5, Fig. 4)
- Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON)
- Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY) (Taf. 5, Fig. 6)
- + *Portatrochammina murrayi* BRÖNNIMANN & ZANINETTI
- + *Deuterammina ochracea ochracea* (WILLIAMSON)
- Zaninettia brasiliensis* BRÖNNIMANN & WHITTAKER (Taf. 6, Fig. 1-2)
- Eggerelloides scabrum* (WILLIAMSON) (Taf. 5, Fig. 2)
- +: Zuordnung zu Zementgruppe 4 fraglich

Zum Morphotyp 4 werden Arten gezählt, deren Gehäuse entweder aus feinkörnigen Partikeln ($<30\ \mu\text{m}$) aufgebaut sind oder aus einzelnen, z.T. bis zu $0,5\ \text{mm}$

großen Partikeln zusammengesetzt sind, die in einer feinkörnigen agglutinierten Matrix eingebettet liegen (*R. bradyi*, *R. ovicula*, *A. agglutinans*, *E. scabrum*). Alle Arten dieser Gruppe weisen intergranulare Abstände von $<2\ \mu\text{m}$ auf; in Gehäusen von *H. laevigata* sind durch eine äußerst hohe Partikeldichte die geringsten Abstände zu verzeichnen.

Charakteristisches Merkmal dieser Gruppe ist, daß in Kammerwänden aufgebrochener Gehäuse nur sehr wenig Zement vorzufinden ist, so daß die Zwickel zwischen den agglutinierten Fremdpartikeln leer erscheinen (Taf. 5, Fig. 1-2). Die Partikel werden an ihren Berührungspunkten mittels undifferenzierter organischer Substanz aneinander befestigt. Dies ist deutlich auf den Bausteinoberflächen erkennbar, auf denen herausgebrochene Partikel durch die Zementsubstanz in ihren Umrissen nachgezeichnet werden (Taf. 5, Fig. 3). Nur an wenigen Stellen finden sich innerhalb des intergranularen Raumes zusätzliche organische Verbindungen, die jedoch keine einheitliche morphologische Struktur aufweisen (Taf. 5, Fig. 4-6; Pfeile).

Zaninettia brasiliensis wurde ebenfalls in die Morphogruppe 4 aufgenommen. Diese Foraminifere baut ein Gehäuse aus Kalzit-Spikuläen, deren Herkunft, ob agglutiniert oder aber biomineralisiert, unbekannt ist (Kap. 4.6.6.). Bei *Z. brasiliensis* und auch bei der Schwammnadel-agglutinierenden *M. cervicornis* ist innerhalb der aufgebrochenen Kammerwand auf den Spikuläen-Oberflächen (Taf. 5, Fig. 7; Taf. 6, Fig. 1) und ebenfalls vereinzelt in den Zwickeln zwischen den Spikuläen (Taf. 5, Fig. 8; Taf. 6, Fig. 2) undifferenzierte Zementsubstanz zu beobachten.

Portatrochammina murrayi konnte nicht eindeutig der Zementgruppe 4 zugeordnet werden, da die Gehäusebausteine sämtlicher untersuchter Individuen mit fadenförmigen Pilzen überzogen waren. Auch bei *D. ochracea ochracea* ist die Zuordnung zweifelhaft, da die Zementausbildung in den sehr kleinen, dünnwandigen Gehäusen nur mit Schwierigkeiten zu untersuchen ist.

4.1.1.5. Postmortale Veränderungen

In Gehäusen toter Individuen, die mehrere Wochen im Sediment der „Rohkulturen“ lagen, sind an den ursprünglichen Zementausbildungen strukturelle Veränderungen zu beobachten.

Zementtyp 1 liegt bei *M. fusca* nicht in Form isolierter stehender Stränge vor sondern als aufgereichte Kügelchen (Taf. 6, Fig. 3a-c). Kügelchen liegen außerdem locker verteilt auf den Bausteinoberflächen und hier besonders zahlreich im Bereich der Kammergrenzen (Fig. 3) und der Aperturen. Sie weisen unterschiedliche Größen bis zu maximal 50 nm auf.

Vergleichbare Ergebnisse lieferten Untersuchungen an Gehäusen von Arten, die aus den verschiedenen Kollektionen stammen: Bei *C. pauciloculata* und den cyclaminiden Arten sind teilweise nur an wenigen Stellen intakte Stränge zu beobachten (Taf. 6, Fig. 4; Pfeil). Stattdessen finden sich hintereinander gereichte Kügelchen oder Ansammlungen von Kügelchen (Taf. 6, Fig. 4-5).

Die einzelnen Netzmaschen des Zementtyps 2 können sich bei *R. contortus* ebenfalls aus Kugelreihen zusammensetzen. Es existieren Kammerbereiche, in denen die Kügelchen den gesamten intergranularen Raum ausfüllen (Taf. 6, Fig. 6).

Strukturelle Veränderungen im schaumigen Zement des Typs 3 wurden bei toten *M. oblonga sabulosa*-Individuen beobachtet (Taf. 6, Fig. 7): Von den Blasenwänden bleiben nur einzelne Stege aufgereihter Kügelchen zurück, die leicht mit einem postmortal veränderten Netzwerk des Zementmorphotyps 2 zu verwechseln sind.

Auch die undifferenzierte organische Substanz des Typs 4 weist bei *R. ovicula*, *H. mortenseni* und *H. canariensis* entsprechende Veränderungen auf (Taf. 7, Fig. 1-2). Hier finden sich massive Kugelansammlungen im Kontaktbereich der Fremdpartikel (Fig. 1).

Aus der Beobachtung, daß lebende Individuen der „Rohkulturen“, die luftgetrocknet, „critical-point“ getrocknet, „freeze-etch scanned“ oder mittels TEM untersucht wurden, ausschließlich die artspezifischen Zementmorphotypen 1-4 aufweisen, ist zu schließen, daß die Kügelchen Rückstände der postmortal bakteriell zersetzten, organischen Zementsubstanz sind.

Die Stabilität der verschiedenen organischen Zementtypen wurde an Gehäusen von ausgewählten Vertretern der Zementmorphogruppen 1-4 mittels chemischer Lösungsversuche mit HCL- bzw. H₂O₂-Lösung verschiedener Konzentrationen getestet.

Die Gehäuse adulter Individuen von *M. fusca* (Morphotyp 1), *T. inflata* (Morphotyp 2) und *M. arenacea* (Morphotyp 4) zeigten nach der Behandlung keine signifikanten Veränderungen sondern blieben intakt. Dagegen wurden die Gehäuse juveniler und ebenfalls neu gebaute Kammern adulter Individuen von *M. fusca* und *T. inflata* brüchig und zerfielen bei Lufttrocknung in die agglutinierten Bestandteile. Hieraus ist zu schließen, daß die organische Zementsubstanz während der Ontogenie einen Alterungsprozeß durchmacht.

Bei Arten der Morphogruppe 3, z.B. bei *M. oblonga sabulosa* und *P. bermudaensis* n.sp. zerfielen nicht nur die neu gebauten Kammern sondern größere Gehäusebereiche bzw. die gesamten Gehäuse. Da diese Arten relativ viele Kalkpartikel agglutinieren, ist die Ursache für die Instabilität der Gehäuse nicht zwingend in der Zement-Zusammensetzung zu suchen (Kap. 4.6.5.).

Durch REM-Untersuchungen der chemisch behandelten Gehäuse (Taf. 7, Fig. 3) und an Gehäusen, die verascht wurden (Taf. 7, Fig. 4) konnte nachgewiesen werden, daß die organische Substanz keine zementspezifischen Erhaltungsunterschiede aufweist: Statt der typischen Zementausbildungen sind bei den untersuchten Arten aller Morphotypen kugelige Ausbildungen vorzufinden, die mit den postmortal gebildeten Strukturen übereinstimmen.

Bei den Kugelbildungen handelt es sich somit um schwerlösliche Anteile der organischen Zementsubstanz, die als Rückstände auf den Oberflächen der Fremdpartikel zurückbleiben. Da in veraschten Gehäusen, die kein organisches Material mehr enthalten, ebenfalls Kügelchen zu beobachten sind, ist anzunehmen, daß diese eine mineralische Zusammensetzung aufweisen.

4.1.1.6. Mineralische Anteile

Für den Nachweis und die Bestimmung von mineralischen Anteilen in organischen Zementen wurden EDAX-Messungen (Kap. 2.3.2.) sowohl an unveränderten Zementen als auch an den Kügelchen von Gehäusen toter Individuen der „Rohkulturen“ und deren veraschter Gehäuse vorgenommen.

Messungen an den organischen Strängen von *M. fusca*, *C. orbicularis*, *C. pusilla* und an dem postmortal veränderten Netzwerk von *R. contortus* ergaben vergleichbare Spektren nachgewiesener Elemente: Auffällig ist bei allen untersuchten Arten ein erhöhter Eisenanteil, in geringen Mengen findet sich Kalzium (Taf. 7, Fig. 5-7; Abb. 2-4).

Messungen an Kügelchen von *M. fusca* zeigten zusätzlich geringe Silizium-Werte an. Als günstige Meßstellen erwiesen sich Bereiche, in denen Kügelchen auf der Oberfläche von ag-

glutinierten karbonatischen Coccolithophoriden lagen (Taf. 7, Fig. 4). Die gemessenen Bereiche sind jedoch sehr klein, so daß nicht ausgeschlossen werden kann, daß der Si-Peak von Quarzpartikeln, die *M. fusca* hauptanteilmäßig agglutiniert, aufgrund von Streustrahlen in den Meßdaten mitenthalten ist. In der undifferenzierten organischen Substanz von *M. arenacea* konnten geringe Aluminium-Anteile und in der von *Zaninettia brasiliensis* geringe Schwefel-Anteile nachgewiesen werden.

Vergleichbare Meßergebnisse erzielte BRÖNNIMANN (1986) mittels EDAX-Analysen an unveränderter organischer Zementsubstanz von *Asarotammina asarotum*. Er konnte Schwefel und Eisen, in geringen Mengen zusätzlich Magnesium, Aluminium,

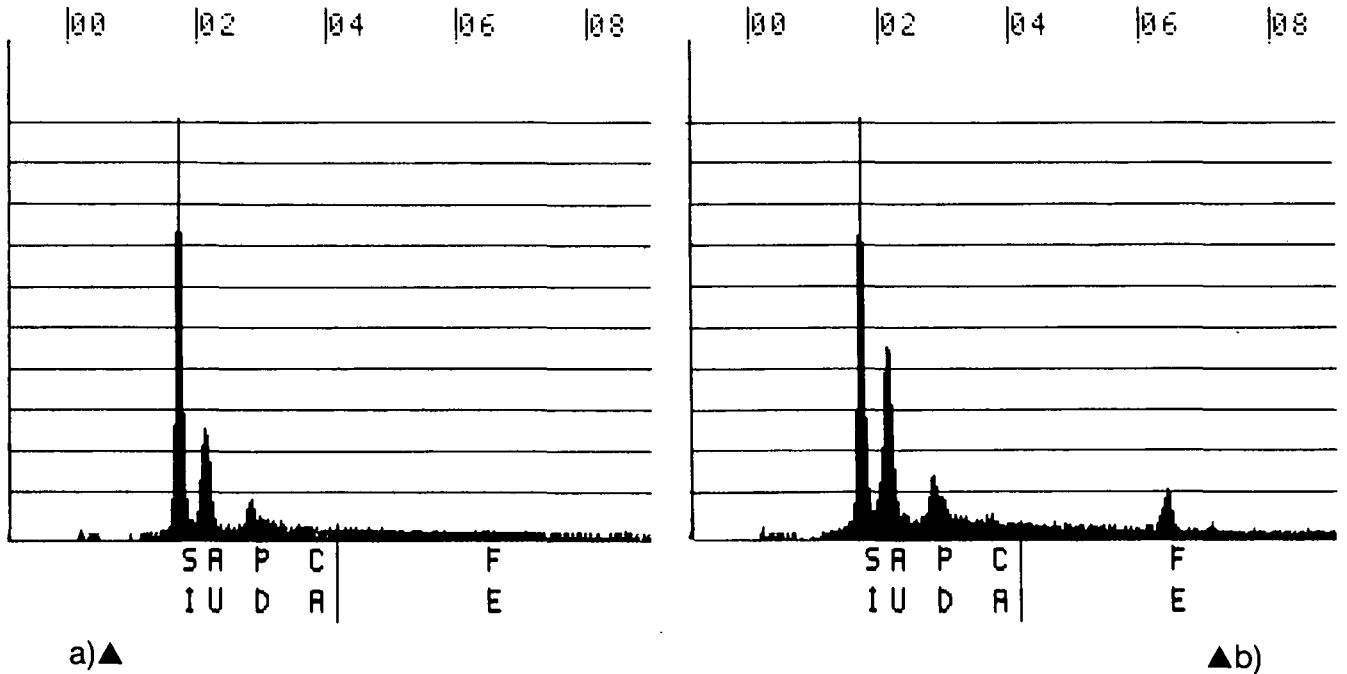


Abb. 2.

Cyclammina orbicularis.

a) Spektrum zu Fig. 5 a.

b) Spektrum zu Fig. 5 b (Taf. 7).

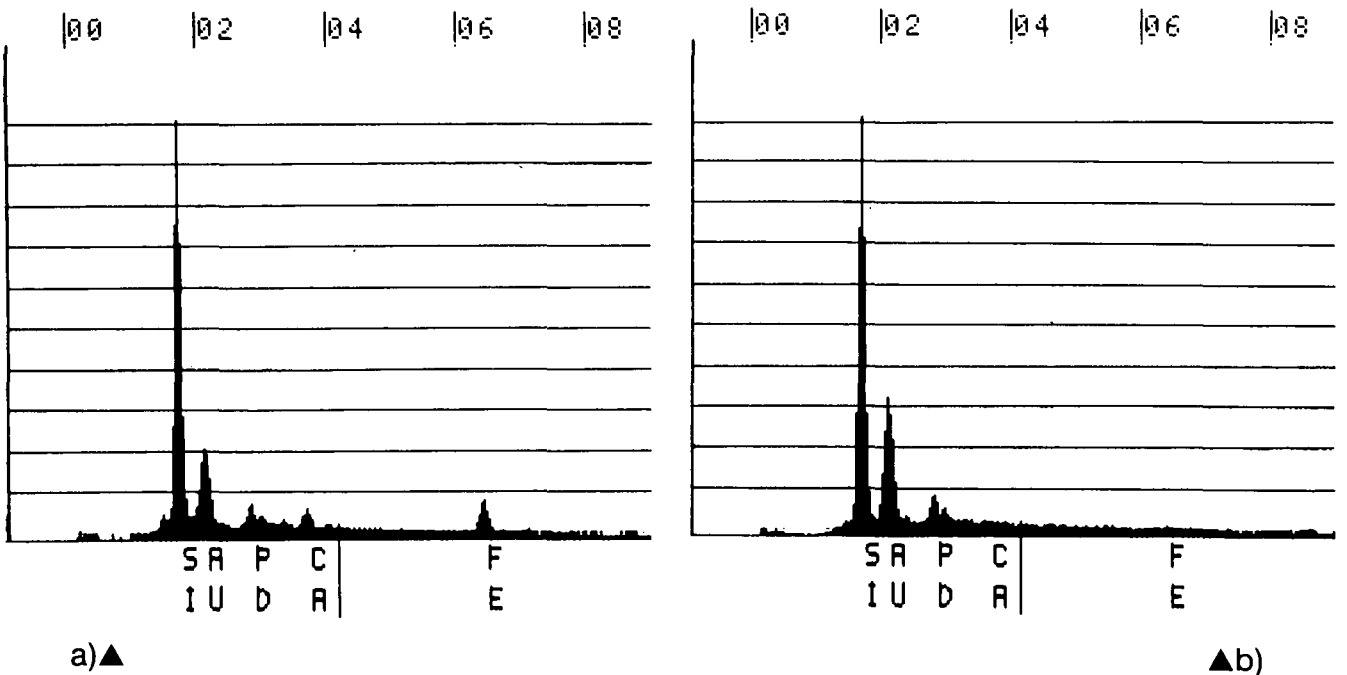


Abb. 3.

Cyclammina pusilla.

a) Spektrum zu Fig. 6 a.

b) Spektrum zu Fig. 6 b (Taf. 7).

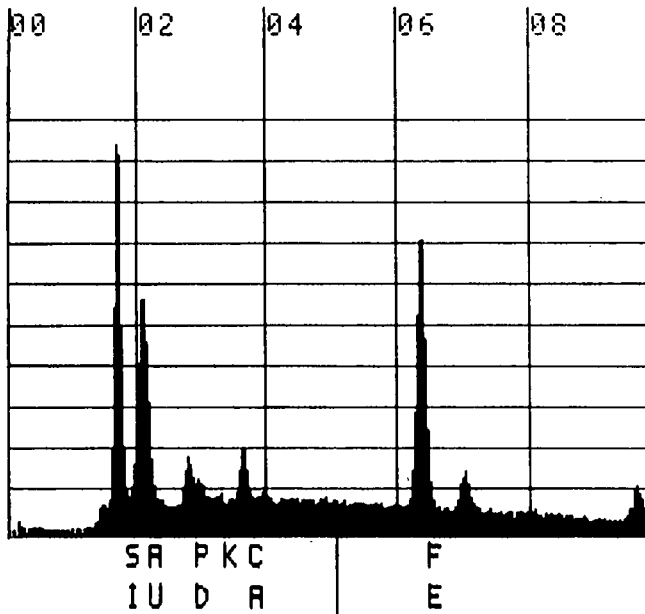


Abb. 4.
Recurvoides contortus.
Spektrum zu Fig. 7 (Taf. 7).

Kalium und Kalzium nachweisen. TOWE (1967) fand globuläre Ausbildungen in den Zwickeln des agglutinierten Gehäuses von *Haplophragmoides canariensis*, die er als primäre Zementsubstanz interpretierte, und bestimmte sie als amorphe Eisenhydroxid-Kügelchen.

Zur Klärung der Frage, ob der mineralische Anteil von der Foraminifere biomineralisiert wird, wurden monomineralische Kalkgehäuse von *M. fusca* und Chromgehäuse von *P. bermudaensis* n.sp. und *P. cf. P. clossi*, die innerhalb von „Isolierkulturen“ entstanden (Kap. 2.2.), untersucht: Bei Punktmessungen an unveränderten Zementstrukturen und Flächenmessungen über einen ca. 100 µm² großen Kammerbereich konnte innerhalb der Spektren keinerlei Eisen oder Aluminium nachgewiesen werden (Taf. 7, Fig. 8; Abb. 5), für die untersuchten Chromgehäuse konnte ebenfalls Kalzium ausgeschlos-

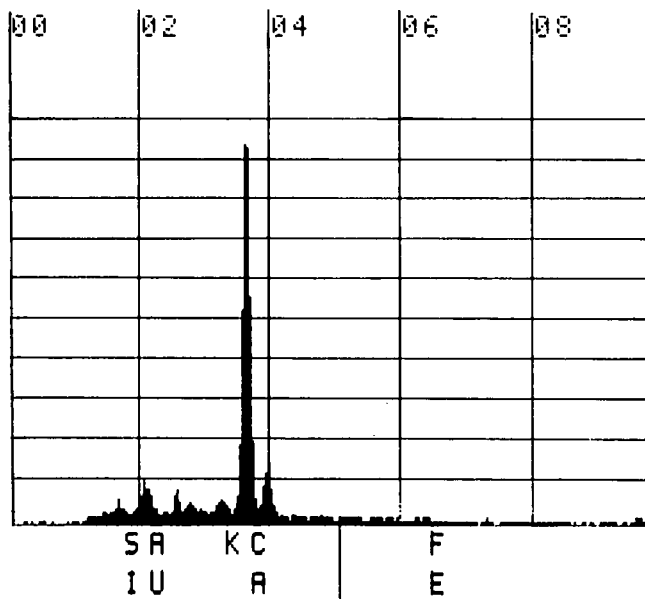


Abb. 5.
Miliammina fusca.
Spektrum zu Fig. 8 (Taf. 7).

Tabelle 5.
Zement-Morphotypen.

Art	Zementtyp
<i>Miliammina fusca</i> (BRADY)	organisch; Stränge
<i>Cyclammina pauciloculata</i> (BRADY)	organisch; Stränge
<i>Cyclammina orbicularis</i> BRADY	organisch; Stränge
<i>Cyclammina pusilla</i> BRADY	organisch; Stränge
<i>Cyclammina trullissata</i> (BRADY)	organisch; Stränge
+ <i>Recurvoides contortus</i> EARLAND	organisch; Netze
<i>Spiroplectammina earlandi</i> (PARKER)	organisch; Netze
<i>Trochammina inflata</i> (MONTAGU)	organisch; Netze
„ <i>Textularia</i> “ <i>palustris</i> WARREN	organisch; Netze
<i>Rhabdammina abyssorum</i> CARPENTER	organisch; Schaum
<i>Psamosphaera fusca</i> SCHULZE	organisch; Schaum
<i>Miliammina oblonga sabulosa</i> RHUMBLER	organisch; Schaum
<i>Paratrochammina bermudaensis</i> n.sp.	organisch; Schaum
<i>Paratrochammina cf. P. clossi</i> BRÖNNIMANN	organisch; Schaum
<i>Paratrochammina simplissima</i> (CUSHMAN & McCULLOCH)	organisch; Schaum
<i>Trochamminopsis irregularis</i> n.sp.	organisch; Schaum
<i>Trochamminopsis mombasaensis</i> n.sp.	organisch; Schaum
<i>Tritaxis</i> sp.	organisch; Schaum
<i>Jadammina macrescens</i> (BRADY)	organisch; Schaum
<i>Bathysiphon filiformis</i> SARS	organisch; undifferenziert
<i>Bathysiphon</i> sp.	organisch; undifferenziert
<i>Marsipella cervicornis</i> HOFKER	organisch; undifferenziert
<i>Hyperammina laevigata</i> WRIGHT	organisch; undifferenziert
<i>Glomospira charoides</i> (JONES & PARKER)	organisch; undifferenziert
<i>Miliammina arenacea</i> (CHAPMAN)	organisch; undifferenziert
<i>Reophax bradyi</i> BRÖNNIMANN & WHITTAKER	organisch; undifferenziert
<i>Reophax moniliformis</i> SIDDALL	organisch; undifferenziert
<i>Reophax ovicula</i> (BRADY)	organisch; undifferenziert
<i>Reophax cf. R. pseudobacillaris</i> CUSHMAN	organisch; undifferenziert
<i>Hormosira mortenseni</i> HOFKER	organisch; undifferenziert
<i>Haplophragmoides canariensis</i> d'ORBIGNY	organisch; undifferenziert
<i>Cribrostomoides jffreysii</i> (WILLIAMSON)	organisch; undifferenziert
<i>Ammobaculites agglutinans</i> (d'ORBIGNY)	organisch; undifferenziert
+ <i>Portatrochammina murrayi</i> BRÖNNIMANN & ZANINETTI	organisch; undifferenziert
+ <i>Deuterammina ochracea ochracea</i> (WILLIAMSON)	organisch; undifferenziert
<i>Zaninellia brasiliensis</i> BRÖNNIMANN & WHITTAKER	organisch; undifferenziert
<i>Eggerelloides scabrum</i> (WILLIAMSON)	organisch; undifferenziert
<i>Spirorutilis wrightii</i> (SILVESTRI)	kalzitisch; textulariid
<i>Gaudryina rudis</i> WRIGHT	kalzitisch; textulariid
+ <i>Eggerella bradyi</i> (CUSHMAN)	kalzitisch
<i>Textularia cf. T. aperturalis</i> CUSHMAN	kalzitisch; textulariid
<i>Textularia candeiana kenyaensis</i> BANNER & PEREIRA	kalzitisch; textulariid
<i>Textularia conica</i> (d'ORBIGNY)	kalzitisch; textulariid
<i>Textularia cf. T. fungiformis</i> FORNASINI	kalzitisch; textulariid
<i>Textularia kerimbaensis</i> SAID	kalzitisch; textulariid
<i>Valvulina oviedoiana</i> (d'ORBIGNY)	kalzitisch; textulariid
<i>Clavulina angularis</i> (d'ORBIGNY)	kalzitisch; textulariid
<i>Clavulina difformis</i> BRADY	kalzitisch; textulariid
<i>Clavulina nodosaria</i> (d'ORBIGNY)	kalzitisch; textulariid
<i>Clavulina tricarinata</i> (d'ORBIGNY)	kalzitisch; textulariid
+ <i>Martinottiella nodulosa</i> (CUSHMAN)	kalzitisch

+ = Zuordnung fraglich.

sen werden. Daß diese Zemente frei von mineralischen Anteilen sind, wird zusätzlich durch die REM-Untersuchung veraschter Kammern monomineralischer Gehäuse bestätigt, in denen, im Gegensatz zu den veraschten natürlichen Gehäusen aus „Rohkulturen“, keine Kugelausbildungen auf den Bausteinoberflächen zu finden sind. Die „künstlichen“, monomineralischen Chrom- und Kalkgehäuse sind, anders als die natürlichen Gehäuse der „Rohkulturen“, äußerst brüchig und kollabieren bei der Lufttrocknung (vgl. HEDLEY, 1963; TOWE, 1967).

Somit kann festgestellt werden, daß im organischen Zement von natürlichen Gehäusen aus „Rohkulturen“ und in Gehäusen aus Kollektionen (Tab. 1; Kap. 2.1.) ein eisenreicher mineralischer Anteil enthalten ist, der nicht von der Foraminifere biomineralisiert wird, sondern aus dem Sediment stammt (vgl. BUCHANAN & HEDLEY, 1960a; HEDLEY, 1964; TOWE, 1967; Kap. 4.6.2.). Der mineralische Anteil stabilisiert die Zementsubstanz und damit das agglutinierte Gehäuse, und bleibt nach der postmortalen Zersetzung, der chemischen Behandlung oder nach der Veraschung in kugelförmiger Ausbildung im intergranularen Raum zurück.

4.1.2. Kalzitischer Zement

Für den Nachweis von kalzitischem Zement mußte zwischen kleinsten agglutinierten Fremdpartikeln und biomineralisiertem Material differenziert werden können. Dies gelang, indem Individuen der Laborkulturen innerhalb von „Isolierkulturen“ (Kap. 2.2.) auf karbonatfreiem, künstlichem Sediment (Tab. 7; Kap. 4.4.1.) kultiviert, und anschließend die neu gebauten, „künstlichen“ Kammern untersucht wurden (Taf. 8, Fig. 1). Folgende kalzitisch zementierte Arten wurden untersucht:

- Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI) (Taf. 10, Fig. 1)
- Gaudryina rudis* WRIGHT (Taf. 9, Fig. 6)
- + *Eggerella bradyi* (CUSHMAN) (Taf. 9, Fig. 5)
- Textularia* cf. *T. aperturalis* CUSHMAN (Taf. 8, Fig. 5; Taf. 9, Fig. 3)
- Textularia candeiana kenyaensis* BANNER & PEREIRA (Taf. 13, Fig. 3–4, 8)
- Textularia conica* d'ORBIGNY
- Textularia* cf. *T. tungiformis* FORNASINI (Taf. 9, Fig. 4)
- Textularia kerimbaensis* SAID
- Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY (Taf. 8, Fig. 1, 3–4, 6; Taf. 9, Fig. 1–2; Taf. 10, Fig. 3; Taf. 11, Fig. 1)
- Clavulina angularis* d'ORBIGNY (Taf. 10, Fig. 4–5)
- Clavulina difformis* BRADY (Taf. 8, Fig. 2)
- Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY (Taf. 9, Fig. 7)
- Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY
- + *Martinottiella nodulosa* (CUSHMAN) (Taf. 10, Fig. 2)
- +: Untersuchung von postmortal veränderten Gehäusen

In den „künstlichen“ Kammern konnte erstmals biomineralisierter Kalzit nachgewiesen und dessen Mikrostruktur im Detail untersucht werden. Entsprechendes Biomineralisat wurde ebenfalls in Gehäusen von Vertretern der verschiedenen Kollektionen (Tab. 1; Kap. 2.1.) wiedergefunden. Der Zement wurde mittels EDAX-Analyse (Kap. 2.3.2.) als Niedrigmagnesium-Kalzit identifiziert; Aragonit ist aufgrund des fehlenden Strontium-Anteils auszuschließen (Abb. 6).

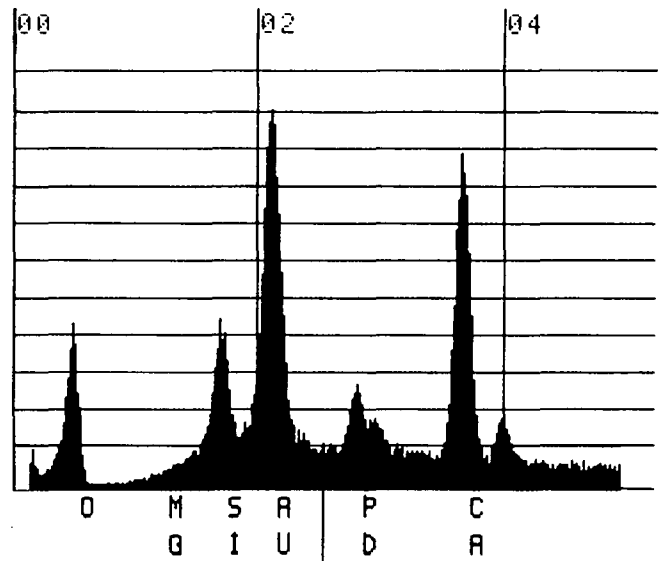


Abb. 6.
Valvulina oviedoiana.
Spektrum zu Fig. 1 b (Taf. 8).

4.1.2.1. Mikrostruktur des kalzitischen Zements

Der kalzitische Zement erscheint bei ca. 10.000-facher Vergrößerung als granuläre Matrix und weist bei noch stärkerer Vergrößerung eine typische Mikrostruktur auf, die bei allen untersuchten Arten übereinstimmend ausgebildet ist (Abb. 7).

Der Zement setzt sich aus einzelnen Kristallen von 0,1–0,3 µm Größe zusammen (Taf. 8, Fig. 2), die häufig zu Stäbchen hintereinandergelagert sind (Taf. 8, Fig. 3). Mehrere parallel angeordnete Stäbchen sind innerhalb von Paketen angeordnet, die durchschnittlich 1–2 µm lang und 0,5–1 µm breit sind. Die Pakete liegen ungeordnet in den intergranularen Räumen (Taf. 8, Fig. 4–6; Taf. 9, Fig. 1).

Verschiedene Paketformen sind innerhalb desselben Individuums auf der Gehäuseoberfläche und ebenfalls innerhalb der aufgebrochenen Kammerwand vorzufinden: Sie können oval, dreieckig oder lagig (Taf. 9, Fig. 1) ausgebildet sein. Zwischen den einzelnen Kristallen, Stäbchen und Paketen können Hohlräume liegen (Taf. 8, Fig. 6b). In anderen Kammerbereichen der-

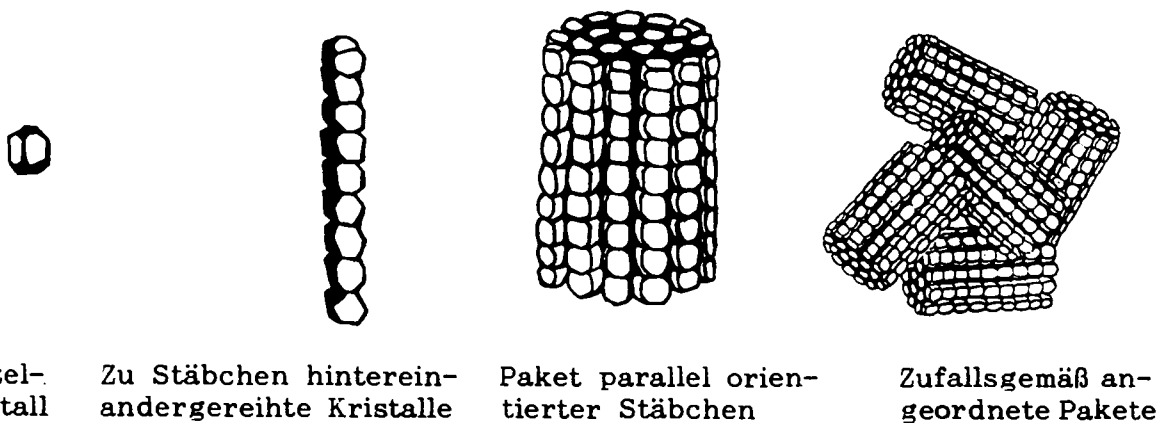


Abb. 7.
Mikrostruktur des kalzitischen Zements.

selben Kammer sind sämtliche Zwickel mit Biomineralisat auszementiert, so daß die Kristalle direkt aneinandergrenzen. In diesen Bereichen ist die ursprüngliche Mikrostruktur im REM nicht auflösbar, das Biomineralisat erscheint als unstrukturierte Kalzit-Masse.

TEM-Untersuchungen wurden an Individuen durchgeführt, die in „Rohkulturen“ auf ihren natürlichen karbonatischen Sedimenten gehalten wurden. Obwohl die Gehäuse nach der TEM-Präparation vollständig dekalzifiziert sind, kann die Zementstruktur identifiziert werden, da die biomineralisierten Kalzitkristalle organisch umhüllt sind (Taf. 9, Fig. 2; Pfeile). Diese Hüllen spiegeln die Größe und Form der Kristalle wider, die im allgemeinen subangular, z.T. rhombisch oder rechteckig ausgebildet sind. Da es sich bei den Hüllschichten um äußerst feine organische Strukturen handelt, werden sie bei der Dekalzifikation sehr leicht zerstört.

In TEM-Bildern sind innerhalb der mosaikartigen organischen Mikrostruktur Lücken erkennbar, die größer sind als die einzelnen Kristalle (Taf. 9, Fig. 2). Dabei handelt es sich um die bereits erwähnten Hohlräume der unvollständig auszementierten Kammerbereiche (Taf. 8, Fig. 6b).

Das Verhältnis von agglutinierten Fremdbestandteilen zu Zement ist variabel. Bei den untersuchten Arten ist eine Gradation erkennbar, beginnend mit Arten der Gattungen *Textularia* und *Spirorutilis wrightii*, die einen relativ hohen Anteil agglutinierten Fremdmaterials aufweisen, über Arten der Gattung *Clavulina* bis zu *Valvulina oviedoiana* und *Gaudryina rudis*, bei denen der Zementgehalt überwiegt und den größten Teil der Wand ausmacht.

Bei der REM-Untersuchung von *E. bradyi* und *M. nodulosa* konnte nur organisches Material in der Gehäusewand nachgewiesen werden, in dem Spuren von Kalzium enthalten sind. Das organische Material zeigt keine der typischen morphologischen Ausbildungen der Zementgruppen 1–4. Es finden sich Lösungserscheinungen im organischen Wandmaterial, die IOL ist teilweise nur fleckenhaft wiederzufinden. Alle Merkmale deuten darauf hin, daß es sich um postmortal veränderte Gehäuse von *E. bradyi* und *M. nodulosa* handelt, die primär kalzitischen Zement aufweisen. Diese Annahme wird besonders durch die Beobachtung gestützt, daß bei beiden Arten ein Porensystem vorliegt (s.u.).

4.2. Porensysteme

Alle untersuchten kalzitisch zementierten Foraminiferen besitzen im Gegensatz zu den organisch zementierenden ein Porensystem. Der Aufbau der Porenkanäle, ihr Durchmesser und die räumliche Verteilung innerhalb der Kammer sind arttypisch.

Kennzeichnend für die untersuchten *Textularia*-Arten und für *E. bradyi* sind generell geradlinige Porenkanäle mit relativ konstanten Durchmessern; verzweigte Kanäle konnten bei diesen Arten nur selten beobachtet werden (Taf. 9, Fig. 3–5). Dagegen sind bei *G. rudis* häufig sich bifurkat gabelnde Kanäle entwickelt (Taf. 9, Fig. 6). Bei *Clavulina*-Arten und *V. oviedoiana* verzweigen sie sich in zwei und mehr Porenäste, die im distalen Kammerbereich größere agglutinierte Partikel umfassen (Taf. 9, Fig. 7). Die Gehäuse von *S. wrightii* und *M. nodulosa* sind mit einem „anastomosierenden“ Porensystem (MURRAY, 1973) durchsetzt, dessen Kanäle nur 0,5–1 µm Durchmesser erreichen (Taf. 10, Fig. 1–2). In diesem System

treffen oftmals mehrere Gänge aufeinander, die über kürzere Distanzen sogar parallel zur Kammerwand liegen können.

In aufgebrochenen Gehäusen konnten bei allen Arten in den zum Außenmilieu gewandten, lateralen Kammerbereichen Poren nachgewiesen werden, dagegen nur selten in den septalen Bereichen oder im Mündungsfeld der jüngsten Kammer. Das „anastomosierende“ System von *S. wrightii* ist auf den Bereich der Kiele beschränkt und zum Kammeräußeren mit einer agglutinierten Gehäuselage abgedeckt (Taf. 10, Fig. 1b). Auch bei *M. nodulosa* ist das System wahrscheinlich nur im proximalen Kammerbereich entwickelt; endgültige Aussagen können aufgrund des schlechten Erhaltungszustands der untersuchten Gehäuse jedoch nicht getroffen werden (vgl. Kap. 4.1.2.1.).

Die Porenwand besteht bei *Textularia*-Arten überwiegend aus Fremdpartikeln, die in den Kanal hineinragen können. Bei *Clavulina*-Arten, *V. oviedoiana* und *G. rudis* sind die Unebenheiten auf den Porenwänden mit Kalzit ausgeglichen, viele Kanalwände sind sogar vollständig auszementiert.

Die Porendurchmesser variieren von Art zu Art und nehmen während der ontogenetischen Entwicklung des Individuums zu: Juvenile *C. angularis*-Individuen bilden bereits im 2-Kammerstadium die typischen verzweigten Poren aus, die einen proximalen Kanaldurchmesser von ca. 1 µm, im Vergleich zu ca. 3 µm Durchmesser bei adulten Individuen, besitzen. Die in Tabelle 6 angegebenen Porendurchmesser wurden im proximalen Kanalbereich der jüngsten, aufgebrochenen Kammer adulter Individuen gemessen. Es wurden jeweils drei Exemplare untersucht.

Tabelle 6.
Porensysteme kalzitisch zementierter Foraminiferen.

Art	Porendurchmesser [µm]	Porentyp
<i>S. wrightii</i>	0,5–1	anastomosierend
<i>M. nodulosa</i>	0,5–1	anastomosierend
<i>E. bradyi</i>	1,5	geradlinig unverzweigt
<i>T. cf. T. aperturalis</i>	5–6	geradlinig unverzweigt
<i>T. candeiana kenyaensis</i>	2,5–3	geradlinig unverzweigt
<i>T. conica</i>	5	geradlinig unverzweigt
<i>T. cf. T. fungiformis</i>	1	geradlinig unverzweigt
<i>T. kerimbaensis</i>	5	geradlinig unverzweigt
<i>G. rudis</i>	4–7	distal verzweigt
<i>V. oviedoiana</i>	2,5–3	distal verzweigt
<i>Clavulina</i> -Arten	2,5–3	distal verzweigt

Die Innenwände der geradlinigen unverzweigten und der verzweigten Porenkanäle sind mit einer dünnen organischen Lage ausgekleidet. Diese ist in neu gebauten „künstlichen“ Kammern (Taf. 9, Fig. 7) und gut erhaltenen „natürlichen“ Gehäusen deutlich zu erkennen. In den Porenkanälen der postmortal veränderten Gehäuse von *M. nodulosa* und *E. bradyi* weisen organische Rückstände auf das Vorhandensein organischer Lagen hin. Die Porenkanäle können von zusätzlichen Lagen durchzogen sein, die vorzugsweise senkrecht, jedoch ebenfalls parallel und diagonal zur Porenwand stehen und besonders häufig im proximalen Kanalbereich vorzufinden sind (Taf. 9, Fig. 7, kleiner Pfeil; Taf. 10, Fig. 3). Im TEM-Bild sind die osmiophilen Lagen unstrukturiert diffus und an der Porenbasis zum Kammerinneren grob vernetzt (Taf. 10, Fig. 3).

Die Kammerinnenflächen sind bei allen Arten mit einer IOL ausgelegt, die die Poren verschließt. Auf der Gehäuseoberfläche sind die Öffnungen der Porenkanäle rasterelektronenmikroskopisch nur bei *T. candeiana kenyaensis* und *T. cf. T. aperturalis* wiederzufinden (Taf. 9, Fig. 3), jedoch mit geringerem Durchmesser als innerhalb der Wand. Bei allen anderen Arten enden sie blind direkt unter der Gehäuseoberfläche: *Textularia cf. T. kerimbaensis* weist auf der gesamten Gehäuseoberfläche eine ca. 3 µm dicke, feinagglutinierte Schicht auf, mit der die Porenöffnungen abgedeckt sind. Bei den anderen *Textularia*-Arten und bei *G. rudis* sind auf der Oberfläche die Bereiche zwischen größeren agglutinierten Partikeln mit einem Gemisch aus kleinsten Partikeln, kalzitischem Zement und organischem Material ausgefüllt. In abradierten Gehäusen toter Individuen treten die Porenöffnungen deutlich hervor.

Gut erhaltene Gehäuse lebender Individuen der *Clavulina*-Arten und der von *V. oviedoiana* weisen im REM ebenfalls „organisches Material“ an der Gehäuseoberfläche auf (Taf. 9, Fig. 7, große Pfeile). Die TEM-Untersuchungen ergaben verzweigte Porenkanäle, die distal stark verjüngt und durch eine auffällig strukturierte organische Lage, der sogenannten „honeycomb membrane“ (HEDLEY & BERTAUD, 1962) verschlossen sind, die den gesamten zementierten Bereich zwischen den agglutinierten Partikeln abdeckt (Taf. 10, Fig. 4–5). Sie ist ca. 0,5 µm dick und besteht aus einem tubulären System, das senkrecht einer dünnen organischen Membran aufsitzt. Die einzelnen Tubuli erreichen etwa 10 bis 20 nm im Durchmesser und zeigen je nach Schnittrichtung eine Querstreifung oder ein hexagonales Bienenwabenmuster (Taf. 10, Fig. 5, Pfeile).

Die REM-Ergebnisse zum Porenaufbau der hier untersuchten Arten *S. wrightii* und *G. rudis*, die aus MURRAY's Kollektion stammen, stimmen mit den Ergebnissen MURRAY's (1973) in vollem Umfang überein; die REM-Resultate von BANNER & PEIREIRA (1981) zu den Porensystemen von *T. candeiana kenyaensis*, *V. oviedoiana*, *C. angularis*, *C. difformis* und *C. nodosaria* konnten, mit Ausnahme derer von *S. wrightii*, ebenfalls bestätigt werden.

4.3. Organische Lagen

4.3.1. „Inner Organic Lining“ (IOL)

Die „inner organic lining“ (IOL; BÉ et al., 1979) ist ein grundlegender Bestandteil des textulariiden Foraminiferegehäuses aller untersuchten organisch und kalzitisch zementierten Arten. Sie kleidet das Gehäuse vollständig aus, liegt der agglutinierten Wand dicht auf und trennt diese vom Zytoplasma (Taf. 2, Fig. 1,2; Taf. 3, Fig. 1,3,5–7; Taf. 4, Fig. 7a; Taf. 5, Fig. 1–2; Taf. 6, Fig. 3a,4; Taf. 9, Fig. 4,6; Taf. 10, Fig. 1b,3–4).

Im REM erscheint sie bei allen Arten dicht und homogen; dagegen ergaben TEM-Untersuchungen an ausgewählten Arten zwei strukturell unterschiedliche IOL-Typen:

- IOL-Typ 1 ist im gesamten Gehäuse durchgehend einlagig und weist eine einheitliche Stärke auf. Dieser Typ wurde bei *Miliammina fusca* (Taf. 1, Fig. 6) nachgewiesen. Die IOL von *Bathysiphon* sp., die bereits BERTHOLD (1980) untersuchte, ist gleichfalls einlagig (1980: Taf. 4, Fig. 8,9; Taf. 5, Fig. 10 (= *Siphonammina anulifera*, nom. nud.)). In Tangentialschnitten konnte BERTHOLD ein durchlaufendes periodi-

sches Hell-/Dunkelmuster nachweisen. Bei *M. fusca* wurde dieses Muster nicht wiedergefunden, die Lage erscheint diffus und ist strukturell nicht von den organischen Hüllen der agglutinierten Partikel zu unterscheiden.

- IOL-Typ 2 nimmt in den älteren Gehäusekammern, in denen ein mehrlagiger Aufbau nachweisbar ist, an Dicke zu (Taf. 11, Fig. 1,3). Die einzelnen Lagen sind unstrukturiert, diffus und können fließend in osmiophile, deutlich konturierte Lagen übergehen. Innerhalb der ältesten Gehäusekammern ist der mehrlagige Aufbau nur undeutlich erkennbar. Eine IOL des Typs 2 besitzen die organisch zementierten Arten *P. cf. P. clossi*, *T. mombasaensis* n.sp. und die kalzitisch zementierten Arten *T. cf. T. aperturalis*, *T. candeiana kenyaensis*, *V. oviedoiana* und *C. angularis*.

Auf die TEM-Mikrostruktur und die Bildungsweise der IOL (Typ 2) wird in den Kapiteln 5.7.2. und 5.9.5. im einzelnen eingegangen (Taf. 15, Fig. 4–8).

4.3.2. „Outer Organic Lining“ (OOL)

Eine „outer organic lining“ (OOL; BÉ et al., 1979) konnte eindeutig bei lebenden Individuen und besonders an deren neu gebauten Kammern festgestellt werden. *Spiroplectammia earlandi*, *T. inflata*, *P. bermudaensis* n. sp. (Taf. 4, Fig. 6) und *P. murrayi* weisen eine OOL auf, die die gesamte Gehäuseoberfläche bedeckt.

Bei *P. cf. P. clossi*, *T. irregularis* n. sp. und *T. mombasaensis* n. sp. ließ sich im REM eine sehr dünne Lage nachweisen. Durch TEM Untersuchungen konnte an der Gehäuseoberfläche zwischen einer organischen Lage, die auf den intergranularen Raum beschränkt ist, und den organischen Hüllen der Partikel unterschieden werden (Taf. 11, Fig. 2), d.h. es existiert keine durchgehende OOL.

Bei gut erhaltenen Gehäusen der Kollektionen sind im REM bei *H. canariensis*, *C. jeffreysii*, *A. agglutinans*, *C. pauciloculata*, *R. contortus*, *C. orbicularis*, *C. pusilla* und *C. trullissata* eine OOL zu finden. *Jadammina macrescens* (Taf. 3, Fig. 7) weist eine äußerst dicke, *Z. brasiliensis* dagegen eine besonders dünne Lage auf.

Die OOL ist bei vielen Arten sehr dünn und kann postmortal durch Abrasion oder Zersetzung leicht zerstört werden. Daher ist anzunehmen, daß außer den genannten Arten der Kollektionen noch weitere eine OOL besitzen. Dagegen ist bei *Bathysiphon* sp. (BERTHOLD, 1980) und bei *M. fusca* eine OOL aufgrund von TEM-Untersuchungen an lebenden Individuen auszuschließen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß eine die gesamte Gehäuseoberfläche überziehende OOL nur von organisch zementierten Arten ausgebildet wird, die jedoch nicht zum grundlegenden Gehäusebauplan gehört.

4.3.3. Organische Hüllschichten um agglutinierte Fremdpartikel

Alle untersuchten organisch und kalzitisch zementierten Arten bilden um die agglutinierten Fremdpartikel eine organische Lage aus, die sie vollständig umhüllt. Bei organisch zementierten Arten sind die Hüllen in aufgebrochenen Kammerwänden erkennbar, in denen

Partikel herausgefallen sind (Taf. 2, Fig. 8; Taf. 3, Fig. 1; Taf. 7, Fig. 2). Bei allen im TEM untersuchten Arten sind sie eindeutig nachweisbar (Taf. 2, Fig. 6,7; Taf. 4, Fig. 7; Taf. 11, Fig. 2). Sie erscheinen osmiophil und strukturlos und bestehen aus verdichteter, feinkörniger Substanz.

Bei kalzitisch zementierten Arten sind die Hüllen allein bei der TEM-Untersuchung wiederzufinden (Taf. 9, Fig. 2; Taf. 10, Fig. 3; Taf. 11, Fig. 1). Da die organisch umhüllten Biomineralisatkrystalle (Kap. 4.1.2.1.) auf den Oberflächen der Fremdpartikel eine organische Hülle vortauschen können, war ein Nachweis dieser Hüllen nur durch die Untersuchung der Kammergenese und die Ermittlung der einzelnen Baustadien möglich, was in Kapitel 5.4.1. im einzelnen beschrieben wird. Die Hüllschichten zeigen an, daß die Partikel im Zytoplasmasystem inkorporiert waren (Kap. 5.9.2.).

Das Vorhandensein organischer Hüllschichten, die die agglutinierten Partikel umgeben, wird in der Literatur von 7 Arten der Gattungen *Textilina*, *Textularia* und *Spiroplectammina* (rezente und miozäne Formen; NØRVANG, 1966) und von *Ammobaculites* sp. (Maastricht; JØRGENSEN, 1977) beschrieben. Organische Hüllen wurden von BERTHOLD (1980) bei Karbonatbausteinen des Gehäuses von *Bathysiphon* sp. nachgewiesen, während er sie bei den nichtkarbonatischen Bausteinen nicht beobachten konnte. Da es sich bei den karbonatischen Bausteinen wahrscheinlich um Bruchstücke miliolider Foraminiferen und Kalkalgen handelt, folgerte er, daß die organische Substanz vermutlich von den milioliden Foraminiferen bzw. Kalkalgen und nicht von *Bathysiphon* sp. produziert wurde.

4.4. Agglutinierte Fremdpartikel

Agglutinierende Foraminiferen sind bei der Auswahl der Fremdpartikel auf die lokale Sedimentzusammensetzung angewiesen, die sich im Baumaterial der Gehäusewand widerspiegelt. Aus der Literatur ist eine Fülle von Arten bekannt, die zum Gehäusebau spezifische Komponenten aus dem Sedimentangebot nach Kornchemismus, -größe und -form selektieren (THALMANN, 1948; LOEBLICH & TAPPAN, 1964a; BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976; NUGLISCH, 1985 u.a.).

Im folgenden werden die Ergebnisse von experimentellen Versuchsreihen mit lebenden Individuen dargestellt, deren Selektionsvermögen bei der spezifischen Agglutination von Fremdpartikeln geprüft wurde.

4.4.1. Kornchemismus

Die Kornchemismus-Selektion wurde bei den folgenden, insgesamt 11 Arten getestet, die in „Isolierkulturen“ auf künstlichen Substraten (Tab. 7) gehalten wurden: *Miliammina fusca*, *Reophax* cf. *R. pseudobacillaris*, *Paratrochammina bermudaensis* n.sp., *P. cf. P. clossi*, *P. simplissima*, *Trochamminopsis irregularis* n.sp., *T. mombasaensis* n.sp., *Textularia* cf. *T. aperturalis*, *T. candeiana kenyaensis*, *Clavulina angularis* und *C. nodosaria*.

Tabelle 7.
Künstliche Substrate zur Kultivierung.

Vanadiumcarbid	Dolomit	Polystyrol
Siliziumcarbid	Kalzit	Kieselgel
Tantal/Niob	Olivin	Hypersil
Chromcarbid	Granat	
Nickel	Pyrit	

Die Ergebnisse der Versuche zeigten, daß die Partikel von allen Arten in Übereinstimmung mit dem im Versuch angebotenen Substrat zum weiteren Gehäusebau verwendet wurden (Taf. 8, Fig. 1; vgl. außerdem Taf. 4, Fig. 1,4,6-7; Taf. 8, Fig. 5; Taf. 9, Fig. 7; vgl. SLAMA, 1954; HEDLEY, 1958; BUCHANAN & HEDLEY, 1960; SLITER, 1968; SALAMI, 1976).

Da jedoch Anpassungserscheinungen der Tiere an das artfremde Material nicht auszuschließen sind, wurde in einer zweiten Versuchsreihe reproduktiven adulten Individuen ein Substrat-Gemisch aus

- natürlichem Sediment der entsprechenden „Rohkulturen“ (Sedimentbeschreibung siehe Kap. 2.1.1.) und
- künstlichem Sediment zur Auswahl angeboten.

Auch diese Versuche verliefen negativ, d.h. das Gemisch wurde von den adulten Individuen sowie erstmals von Juvenilen, die innerhalb dieser Kulturen entstanden, zum Gehäusebau verwendet (Tab. 8; Taf. 11, Fig. 4).

Tabelle 8.
Gehäusezusammensetzung juveniler Laborindividuen.

Arten	Gehäuse-Zusammensetzung	
	a) natürliche Sedimentpartikel der „Rohkulturen“ (Kap. 2.1.1.)	gemischt mit b) künstlichen Partikeln
<i>R. cf. R. pseudobacillaris</i>	Watamu (Kap. 2.1.1.4.)	Dolomit
<i>M. fusca</i>	Nordenham (Kap. 2.1.1.1.)	Kalzit
<i>P. cf. P. clossi</i>	Aqaba (Kap. 2.1.1.6.)	Dolomit
<i>P. cf. P. clossi</i>	Mombasa (Kap. 2.1.1.5.)	Chromcarbid
<i>P. cf. P. clossi</i>	Mombasa (s.o.)	Dolomit
<i>C. angularis</i>	Mombasa (s.o.)	Chromcarbid

Aus diesen Versuchen ist zu schließen, daß die genannten Arten nicht die Fähigkeit besitzen, ihr arttypisches Material chemotaktisch zu erkennen und aus einem gemischten Angebot herauszuselektieren.

Es konnte jedoch festgestellt werden, daß die Komponenten innerhalb der Kammerwand in charakteristischer Weise angeordnet werden: *Clavulina nodosaria* agglutiniert in den zum Außenmilieu zugewandten Kammerbereichen Schwammspikulae und füllt die dazwischenliegenden Zwickel mit kleinen Chromcarbidpartikeln auf; dagegen baut sie auf den Aperturflächen nahezu ausschließlich Chrompartikel ein (Taf. 11, Fig. 5). Dieses Beispiel zeigt deutlich, daß der geregelte Einbau spezifischer Materialien nicht chemoselektiv (Chromcarbid), sondern in Abhängigkeit von dem Korngrößen- und Kornform-Angebot erfolgt.

4.4.2. Korngröße und Kornform

Die Frage der Korngrößen-Selektion wurde ebenfalls durch Versuche mit künstlichem Substrat (Tab. 7; Kap. 4.4.1.) überprüft. Hierfür wurden gleichgroße Individuen einer Art zum Kammerbau auf jeweils einer Korngrößen-Fraktion (10 µm-Abschnitte) gehalten, und die Partikel Aufnahme bis zu maximal 100 µm Korngröße getestet.

Die Ergebnisse zeigten, daß neue Kammern mit jedem Korngrößenbereich bis zu einer für die getesteten Arten spezifischen oberen Korngrößen-Grenze gebaut wurden (Tab. 9). Lag die angebotene Partikelgröße oberhalb dieser Grenze, so wurde der Kammerbau ein-

Tabelle 9.
Artspezifische Korngrößen-Grenzen von Laborindividuen.

Art	Obere Korngrößen-Grenze [µm]	Anzahl getesteter Individuen	Getestete Kammer
<i>P. bermudaensis</i> n.sp.	20–30	10	19.
<i>P. cf. P. clossi</i>	40–50	10	16.
<i>T. irregularis</i> n.sp.	40–50	5	14.
<i>T. candeiana kenyaensis</i>	50–60	5	17.
<i>C. angularis</i>	20–30	5	6. uniseriale Kammer
<i>C. nodosaria</i>	20–30	5	7. uniseriale Kammer

gestellt. Die Größen der selektierten Partikel dieser „künstlichen“ Kammern stimmen mit denen der im natürlichen Environment (Kap. 2.1.1.) gebauten Kammern überein.

Auch in „Rohkulturen“ wird die Materialauslese allein durch die Korngröße und -form der Partikel kontrolliert. So entstanden Gehäuse von *T. irregularis* n.sp., die anstelle kleiner Sedimentpartikel Coccolithosphären aufweisen - die in dieser Kultur eine Blüte hatten (Taf. 17, Fig. 6) - und Gehäuse von *V. oviedoiana*, die sich nahezu ausschließlich aus Kalkooiden zusammensetzen (Taf. 10, Fig. 3).

In einer weiteren „Rohkultur“ waren *P. bermudaensis* n.sp., und die Testacee *Gromia oviformis* äußerst individuenreich vertreten. *G. oviformis* enthält endoplasmatische Einschlüsse, sogenannte Xanthosome, bei denen es sich um konzentrisch aufgebaute, solide Eisenkonkretionen handelt, die den Tieren die typische orange-gelbe Farbe verleihen (HEDLEY, 1960b; HEDLEY & BERTAUD, 1962). Nach dem Tod bzw. der Sporulation der *G. oviformis*-Individuen blieben die Xanthosome im Sediment der Kultur zurück und wurden anschließend von *P. bermudaensis* n.sp. zum Gehäusebau benutzt: Die Figur 6 (Taf. 11) zeigt den Inhalt einer aufgebrochenen und getrockneten *G. oviformis* mit den zahlreichen 300 nm bis 4µm großen Xanthosomen. Die EDAX-Messung ergab Eisen und in geringen Mengen Kalzium. Die Figur 7 zeigt die aufgebrochene Kammer einer *P. bermudaensis* n.sp. mit eingebautem Xanthosom.

Eine Selektionsfähigkeit spiegelt sich auch in den Gehäusen von Arten der Kollektionen wider (vgl. LINDENBERG & AURAS, 1984): *Marsipella cervicornis* agglutiniert beispielsweise ausschließlich Schwammspikulae (Taf. 5, Fig. 7–8; Taf. 16, Fig. 3). Die Herkunft der Kalzit-Spikulae von *Zaninettia brasiliensis* ist dagegen unbekannt, da bisher nicht nachgewiesen werden konnte, ob diese von *Z. brasiliensis* biomineralisiert oder aber agglutiniert werden (Kap. 4.6.6.; Taf. 6, Fig. 1–2; Taf. 17, Fig. 11).

4.5. Zusammenfassung der Ergebnisse

Experimentelle Untersuchungen an lebenden, im Labor kultivierten Foraminiferen und vergleichende Gehäuse-Untersuchungen an rezenten bis subrezentem Arten aus verschiedenen Kollektionen ergaben folgende Resultate:

- ① Organischer Zement liegt in vier artspezifischen Morphotypen vor:
 - 1) In Form einzelner Stränge, die graduell in
 - 2) ein fibröses Netzwerk von Strängen übergehen können,
 - 3) als schaumähnliche Substanz oder

4) als morphologisch undifferenzierte Substanz an den Kontaktstellen der Fremdpartikel.

Im organischen Zement der Morphotypen 1–4 sind eisenreiche mineralische Anteile enthalten, die nicht von der Foraminifere biomineralisiert werden. Der mineralische Anteil trägt zur Stabilisierung der Gehäusewand bei. Nach dem Absterben der Foraminifere zersetzt sich der organische Zementanteil, der mineralische Anteil bleibt in kugeligter Ausbildung (<50 nm) in den Zwickeln des agglutinierten Gehäuses zurück.

- ② Kalzitischer Zement wird von der Foraminifere als Niedrig-Magnesium-Kalzit mit einer typischen Mikrostruktur biomineralisiert: Dieser Zement setzt sich aus organisch umhüllten Einzelkristallen (0,1–0,3 µm) zusammen, die zu Stäbchen hintereinandergelagert sein können und innerhalb von Paketen orientiert angeordnet liegen.
- ③ Eine von Porenkanälen durchsetzte Gehäusewand ist kennzeichnend für alle kalzitisch zementierten Arten, organisch zementierte Arten sind porenlos. Der Aufbau der Kanäle, ihr Durchmesser und die räumliche Verteilung innerhalb der Kammer sind artspezifische Merkmale: Die organisch ausgelegten Porenkanäle können radial angeordnet liegen und unverzweigt oder zum distalen Kammerbereich verzweigt sein oder die Kammerwand „anastomosierend“ durchsetzen. Die Porenkanäle sind proximal durch die IOL verschlossen und können distal austreten, blind unter der agglutinierten Gehäuseoberfläche enden oder mit einer organischen Lage abgedeckt sein („honeycomb membrane“).
- ④ Gemeinsame Merkmale organisch und kalzitisch zementierter Foraminiferen sind die Ausbildung von organischen Hüllen um die agglutinierten Fremdpartikel sowie die Ausbildung einer IOL. Die IOL kann im gesamten Gehäuse durchgehend einlagig ausgebildet sein (IOL-Typ 1) oder in den älteren Kammern an Dicke zunehmen, in denen sie einen mehrlagigen Aufbau zeigt (IOL-Typ 2). Eine OOL konnte nicht generell und nur bei organisch zementierten Arten nachgewiesen werden.
- ⑤ Versuchsreihen zur Selektionsfähigkeit bei der Agglutination von Fremdpartikeln ergaben, daß die Materialauslese durch die Partikelgröße und -form, nicht dagegen durch deren Chemismus kontrolliert wird.

4.6. Diskussion

4.6.1. Biochemische Zusammensetzung und morphologische Ausbildung organischer Zemente

Da morphologisch typisierbare Zemente nachgewiesen werden konnten, stellt sich die Frage, ob sie eine jeweils unterschiedliche biochemische Zusammensetzung besitzen. Beispielsweise konnte bei *Halyphysema tumanowiczii* eine faserige Lage festgestellt werden, deren Ultrastruktur Ähnlichkeit zu Kollagen aufweist (HEDLEY & WALKFIELD, 1967).

HEDLEY (1963) führte chromatographische Analysen an der extrahierten organischen Gehäusesubstanz von *Pilulina jeffreysii*, *Protobotellina cylindrica*, *Hyperammina subnodosa* und *Pelospaera cornuta* durch. Er konnte jedoch keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Aminosäure-

Zusammensetzungen feststellen: Die neutralen Aminosäuren Glycin, Alanin, Valin, Leucin, Prolin, β -Phenylalanin, Serin und Threonin wurden bei allen Arten, z.T. jedoch nur in Spuren, nachgewiesen. Cystin fehlte bei *P. cornuta*, Tyrosin bei *P. jeffreysii* und *H. subnodosa*. Glutamin- und Asparaginsäure traten durchgängig auf, dagegen konnten die basischen Aminosäuren Arginin bei *P. jeffreysii* und *P. cylindrica* und Lysin nur bei *P. jeffreysii* nachgewiesen werden.

HEDLEY's Ergebnisse sind sicherlich von zweifelhafter Relevanz, da in die Analyse die IOL, organische Partikelhüllen und bei den entsprechenden Arten die OOL mit eingehen. Zusätzlich können agglutinierte biomineralisierte Fremdpartikel die Analysen verfälschen. Es ist nicht auszuschließen, daß seine Ergebnisse aus diesen Gründen keine signifikanten Unterschiede zeigten. Eine Auftrennung der verschiedenen organischen Gehäusesubstanzen und deren separate Analyse ist jedoch bisher aus technischen Gründen nicht möglich.

Die morphologische Beschaffenheit organischer Zemente wurde von früheren Bearbeitern zumeist übersehen, da bei den Untersuchungen hohe elektronenmikroskopische Auflösungen erforderlich sind.

HEDLEY (1963) berichtete von *Astrorhiza limicola*, daß in den in Alkohol konservierten Gehäusen der organische Zement in Form von Strängen vorliegt. Diese Stränge wurden als Artefaktbildung interpretiert, da in Gehäusen von lebenden Individuen eine gelartige Substanz vorgefunden wurde, die die Zwickel zwischen den Partikeln vollständig ausfüllt. Da Artefaktinterpretationen für die hier erzielten Untersuchungsergebnisse ausgeschlossen werden können (Kap. 2.3.4.), ist anzunehmen, daß HEDLEY bei den lebenden Individuen den Zement neu gebauter Kammern untersuchte, dessen Struktur sich während der Ontogenie des Tieres verändert. Entsprechende Beobachtungen liegen von *P. cf. P. clossi* vor (Kap. 4.1.1.3.).

Auch bei *Jadammina macrescens* sollen die Gehäusebausteine innerhalb einer „Pseudochitin-Tapete“ vollkommen eingebackten sein (BARTENSTEIN & BRAND, 1938: S. 383). Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Gehäuseoberfläche mit der „outer organic lining“ (OOL) untersucht wurde, die bei *J. macrescens* besonders dick ausgebildet ist (Kap. 4.3.2.).

Daß der organische Zement nicht den gesamten intergranularen Raum ausfüllt sondern die Partikel locker aneinander befestigt, wurde z.B. von HEDLEY (1962) an *Saccamina alba*, von MURRAY (1973) u.a. an *Miliammina fusca*, *Cribrostomoides jeffreysii*, *eggerelloides scabrum*, von BRÖNNIMANN et al. (1979) an *Polysaccamina ipohina* und von MENDELSON (1980) u.a. an *Rhabdammina abyssorum* nachgewiesen. Sie machten jedoch keine Aussagen über die morphologische Ausbildung des Befestigungsmaterials.

TOWE (1967) beschrieb, daß *Haplophragmoides canariensis* einen eisenschüssigen organischen Zement aufweist, der in einem feinkörnig-amorphen Zustand vorliegt (S. 148):

„The iron oxides appear as small, globular particles that are generally restricted to the interstitial areas. These particles average less than a thousand Ångstrom units (0.1μ) in size, well within the colloidal range“.

Hieraus wird deutlich, daß TOWE postmortal veränderte Zemente toter Individuen untersuchte (Kap. 4.1.1.5.).

In der Literatur sind Arten beschrieben, die sehr wahrscheinlich in Zementmorphogruppe 2 einzuordnen sind: Ein äußerst engmaschiges fibröses Netzwerk

konnte in einer Gehäuselage von *Notodendrodes antarcticos* nachgewiesen werden (DELACA et al., 1980: Abb. 6C,D). Organisches Material, das ein „framework of membranes“ bildet, wurde in der Gehäusewand von *Heterostomella foveolata* vorgefunden (JØRGENSEN, 1977: Taf. 2, Fig. 9). Das abgebildete Maschenwerk dieser oberkreftazischen Art zeigt eine deutliche Übereinstimmung mit dem organischen Netzwerk der Zementmorphogruppe 2. Das Netzwerk von *Trochammina inflata* wurde bereits von BRÖNNIMANN & WHITTAKER in Abbildungen aufgebrochener Gehäuse dargestellt (1984a: Abb. 10–11).

4.6.2. Bildungsweise mineralischer Anteile in organischen Zementen

HEDLEY (1963) diskutierte die in der Literatur vorgestellten Analyseergebnisse der anorganischen Zementbestandteile (BRADY, 1884; RHUMBLER, 1894; LÜCKE, 1910a,b; FAURÉ-FREMIET, 1911a,b; VINOGRADOW, 1953) und wies darauf hin, daß keine Rückschlüsse aus diesen Ergebnissen gezogen werden können, da die Präparationsmethoden unzureichend beschrieben worden sind. Diese Angaben sind bei Zementanalysen von besonderer Wichtigkeit, da die Kontamination durch die aus dem Sediment agglutinierten Fremdpartikel miteinbezogen werden muß.

Durch Kultivierung auf monomineralischen Sedimenten konnte eindeutig bewiesen werden, daß im organischen Zement von kalkigen Gehäusen von *M. fusca* und Chromgehäusen von *P. bermudaensis* n.sp. keine mineralischen Anteile enthalten sind (Kap. 4.1.1.6.). Diese Ergebnisse erzielten bereits BUCHANAN & HEDLEY (1960a), die *Astrorhiza limicola*-Individuen auf eisenfreiem Sediment hielten und feststellten, daß in neu angebauten Gehäuseteilen der sonst eisenschüssige Zement ebenfalls eisenfrei ist. Die Autoren folgerten (S. 557):

„The foregoing observations suggest that the ferruginous nature of the test wall is the result of the iron already present on the sand grains of the sediment which are incorporated into the test by the animal. Consequently at this stage there is no evidence of the animal secreting iron“.

Eisen wird nach HEDLEY's (1963) Ansicht in organisch gebundener Form im Zement inkorporiert, was er ebenfalls für das eisenhaltige organische Gehäuse von *Gromia oviformis* diskutierte (HEDLEY, 1960b). TOWE (1967) übertrug diese Vorstellungen auf agglutinierte Foraminiferen und präzisierete sie.

Er ging davon aus, daß Eisen Chelatkomplexe mit organischen Komponenten eingeht (z.B. Proteine, Lipide, Kohlenhydrate, Aminosäuren, Peptide, Zucker etc.), die aufgrund biologischer Aktivitäten im Meerwasser auftreten. In Abhängigkeit von der Oberflächen-Chemie der verschiedenen Minerale im Sediment – deren pH-Wert und Ladung – sowie der sterischen Konfiguration der organischen Liganden des Chelatkomplexes können die Eisenchelatkomplexe an die Sedimentpartikel adsorbiert werden oder mit ihnen assoziiert auftreten. Die Partikel werden beim Gehäusebau von der Foraminifere in das Cytoplasma phagocytotisch ingestiert und während des Kammerbaus am Bauplatz exocytiert. Bei diesem Prozeß treten Reaktionen mit der organischen Zementsubstanz auf, bei denen das an das Chelat gebundene Eisen an den Zement freigegeben und als schwerlösliches, hydratisiertes Eisenoxid in der Wand abgelagert wird (TOWE, 1967).

Da alle untersuchten agglutinierten Foraminiferen organische Hüllschichten um die Fremdpartikel ausbilden

(Kap. 4.3.3.), ist nach TOWE's Modell zu erwarten, daß die Hüllen besonders eisenreich und damit besonders widerstandsfähig gegen chemische Behandlung sind. Tatsächlich bleiben die Hüllschichten im Gegensatz zu der Zementsubstanz nach der Behandlung relativ unbeschadet zurück (Taf. 7, Fig. 3). Die von TOWE angenommene phagocytotische Aufnahme der Partikel in das Zytoplasmasystem ist damit für die Genese des eisenhaltigen Zements jedoch nicht erforderlich. Es ist wahrscheinlich, daß das exocytierte organische Zementmaterial direkt mit den Eisen-Chelatkomplexen des umliegenden Sediments reagiert.

TEM-Studien an juvenilen *P. cf. P. clossi*-Individuen belegten, daß der organische Zement erst während der Ontogenie des Tieres in Form von stabiler schaumiger Substanz „aushärtet“. Dies ist entsprechend für die anderen Zement-Morphotypen anzunehmen, da z.B. bei chemischen Lösungsversuchen an Gehäusen von *M. fusca* und *T. inflata* allein die neu gebauten Kammern und die Gehäuse juveniler Individuen zerfielen. Auch die Beobachtung, daß bei organisch zementierten Gehäusen nur die neu gebauten Kammern bei der Lufttrocknung kollabierten, deutet auf eine Zementveränderung. Wahrscheinlich wird während des „Aushärtungsprozesses“ die organische Zementsubstanz mit den anorganischen Komponenten imprägniert.

Der Alterungsprozeß des Zements spiegelt sich bei vielen Arten in der braunroten Verfärbung des Zements wieder, deren Intensität generell zu den älteren Kammern zunimmt; neu gebaute Kammern sind immer hell (vgl. RHUMBLER, 1894; CUSHMAN, 1948; TOWE, 1967). HEDLEY (1963) machte darauf aufmerksam, daß die jüngsten, hellen Kammern bereits Eisen enthalten. Auch TOWE (1967) konnte in weißen Gehäusen von *H. canariensis* Eisen nachweisen. Hieraus ist zu schließen, daß die braunrote Färbung eintritt, sobald das Eisen nicht mehr organisch gebunden ist. Es ist nicht widersprüchlich, daß von Arten berichtet wird, deren jüngste Kammern braunrot gefärbt sind (HEDLEY, 1963). Vermutlich wurden Gehäuse adulter Individuen untersucht, bei denen der letzte Kammerbau schon längere Zeit zurücklag oder aber tote bzw. subrezente Individuen.

Da verschiedene Sedimenttypen unterschiedliche Affinitäten aufweisen, Eisen zu binden, ist es verständlich, warum die braunrote Gehäusefärbung bei einzelnen Arten und ebenfalls bei Individuen derselben Art, die von unterschiedlichen Lokalitäten stammen, variieren kann und daß unterschiedliche Farb-Intensitäten bei Preussischblau-Tests erzielt werden können (CUSHMAN, 1948; HEDLEY, 1963; TOWE, 1967; MURRAY, 1973; LINDENBERG & AURAS, 1984). Die hier verwendeten monomineralischen Kalk- bzw. Chromsubstrate scheinen dagegen keine Affinitäten aufzuweisen.

Es gibt Hinweise, daß nicht nur organische Zemente eisenreiche mineralische Anteile aufweisen, sondern auch alle anderen organischen Bestandteile des Gehäuses und ebenfalls die der kalzitisch zementierten Arten: HEDLEY (1963) konnte mittels Preussisch Blau-Test Eisen in der „inner organic lining“ von *Pilulina jefreysii* nachweisen und stellte fest:

„From both incineration and prussian blue results, many species are seen to have a greater concentration of iron on the inside surface of the shell than on the outside“ (S. 438).

Bereits LÜCKE (1910a) wies eine höhere Eisenkonzentration auf der Gehäuse-Innenfläche von *Saccamina sphaerica* nach, desgleichen DUDLEY (1976) bei *Saccorhiza ramosa* und *Tolypommamina vagans*. Durch EDAX-Messun-

gen an der IOL von *Asarotamina asarotum* konnte BRÖNNMANN (1986) höhere Eisen, Schwefel- und Magnesiumwerte nachweisen, Kalzium trat dagegen nur in Spuren auf.

MURRAY (1973) kontrollierte kalzitisch zementierte Gehäuse mittels des Preussisch-Blau Tests und erhielt eine positive Reaktion im organischen Gehäuserückstand. „Künstliche“ Gehäuse kalzitisch zementierter Arten sind dagegen in Übereinstimmung mit „künstlichen“ Gehäusen organisch zementierter Arten eisenfrei (Kap. 4.1.1.6., Kap. 4.1.2.).

4.6.3. Kalzitischer Zement

Die Ansicht, daß agglutinierte Foraminiferen die Fähigkeit zur Kalzit-Biomineralisation besitzen, wurde in der Literatur kontrovers diskutiert und von verschiedenen Autoren angezweifelt (LIPPS, 1973; HANSEN, 1979). Ob es sich bei den beschriebenen Zementen um biomineralisierten Kalzit handelt, konnte oftmals nicht entschieden werden.

SMOUT & SUGDEN (1962) stellten an Dünnschliffen fossiler Arten mikrogranulären Kalzit fest, der nach ihrer Meinung biomineralisiert wurde, konnten aber einen diagenetischen Ursprung nicht ausschließen.

WOOD (1949) beschrieb kalzitische, subangulare Granula (5–10 µm) als biomineralisierten Zement. Später bestätigte NØRVANG (1966) WOOD's Ergebnisse, schloß hingegen nicht aus, daß alle Granula detritischen Ursprungs sind, da nach der Behandlung mit Ammoniumnitrat neben nicht aufgelösten Quarzpartikeln „a fine, spongy network of tectine which still presents imprints of even the smallest grain of calcite“, zurückblieb (NØRVANG 1966: S. 5). Daraus folgerte er, daß der Zement „Tektin“ ist und nicht der von WOOD nachgewiesene granuläre Kalzit.

Die hier durchgeführten Untersuchungen bestätigen NØRVANG's Vermutung, daß die vorgefundenen Granula von 5–10 µm Größe detritischer Herkunft sein müssen, da die biomineralisierten Kristalle Durchmesser von ca. 0,1 µm besitzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß das beschriebene „spongy network“ die organischen Hüllen der agglutinierten Fremdpartikel repräsentiert.

Entsprechende Aussagen treffen wahrscheinlich ebenfalls auf JØRGENSEN's (1977) Untersuchungsergebnisse an den rezenten Arten *Clavulina bradyi* und *Textularia sagittula* zu. JØRGENSEN interpretierte das organische Material, das er in Gehäusen von *C. bradyi* in Form einer „spongy matrix“ (1977: Taf. 2, Fig. 11,12) und bei *T. sagittula* in einer „rather solid matrix“ (1977: Taf. 2, Fig. 10) vorfand, als Zementsubstanz. Auch hier wurden die angeschliffenen Oberflächen der eingebetteten Gehäuse mittels EDTA-Lösung angeätzt, damit der karbonatische Zement weggelöst, und es blieben die organischen Bestandteile des Zements, die organischen Partikelhüllen und Porenauskleidungen innerhalb der Kammerwand erhalten. In JØRGENSEN's Figuren von *C. bradyi* sind Querschnitte von Porengängen erkennbar (1977: Taf. 2, Fig. 11), die, wie gezeigt werden konnte, nur von Kalzit- biomineralisierenden Arten ausgebildet werden.

MURRAY (1973) wies bei *Clavulina pacifica* neben organischem Material kalzitische Zementkörner von <0,5 µm Durchmesser nach, die z.T. in Form längerlicher Kristalle vorliegen. Bei *T. sagittula* (DEFRANCE) (= *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI); Anmerk. d. Verf.; Kap. 6.3.) fand er gleich-

förmige Zementkörner von 0,5 bis 0,7 µm Größe. Diese Ergebnisse wurden von TOKSVAD & HANSEN (1981) bestätigt, die neben *C. pacifica* auch *C. nodosaria*, *Gaudryina rugosa* und *Textularia aegyptica* untersuchten. Sie fanden feinkörnige (0,2–0,5 µm), nicht orientierte, nahezu gleichförmige Partikel, nicht dagegen die von MURRAY beschriebenen länglichen Kristalle. Sehr wahrscheinlich stimmt der von MURRAY (1973) und TOKSVAD & HANSEN (1981) beschriebene Zement mit dem hier vorgefundenen überein, obwohl die biomineralisierten Kristalle noch kleiner und in einer charakteristischen Weise angeordnet sind.

4.6.4. Porensysteme kalzitisch zementierter Foraminiferen

Die Existenz eines Porensystems in der Gehäusewand agglutinierter Foraminiferen wurde bereits von MOEBIUS (1880) erkannt und konnte später für viele Arten, u.a. der Gattungen *Textularia*, *Valvulina* und *Clavulina*, bestätigt werden (LACROIX, 1931; HOFKER, 1933, 1951a,b, 1956; WOOD, 1949; NORVANG, 1966). BANNER & PEREIRA (1981) gaben eine zusammenfassende Darstellung über die Literatur und diskutierten die zahlreichen, oft widersprüchlichen Beobachtungen und Interpretationen zu diesem Themenkreis.

Die Ursache für diese Unstimmigkeiten ist u.a. darin begründet, daß die Poren bei vielen kalzitisch zementierten Arten distal verschlossen sind und bei diesen Arten nur in aufgebrochenen Kammerwänden nachgewiesen werden können. Auch die intergranularen Räume auf der Gehäuseoberfläche organisch zementierter Arten wurden von verschiedenen Autoren als Porenöffnungen interpretiert (z.B. von WOOD, 1949; LE FURGEY, 1978 u.a.).

SOLIMAN (1972, 1974) fand Poren in der von ihm beschriebenen Art *Trochoporina praeglobigeriniformis* (Oberkreide), was ihn dazu veranlaßte, für perforate trochamminide Arten die Gattung *Trochoporina* SOLIMAN, 1972, aufzustellen, in die nach seiner Ansicht ebenfalls *Trochammina globigeriniformis*, die Typ-Spezies der Gattung *Ammoglobigerina*, zu stellen ist. BRÖNNIMANN et al. (1983) bezweifelten die Porenexistenz, da weder die illustrierten Dünnschliffe von *T. praeglobigeriniformis*, noch das von den Autoren rasterelektronenmikroskopisch untersuchte Gehäuse des Lectotyps von *T. globigeriniformis* aus PARKER und JONES' Sammlung Poren aufweisen. Die Autoren gaben an, daß die untersuchten Gehäuse von ca. 15 *Trochammina*-Gattungen keine Poren besitzen. Die hier untersuchten 11 Trochamminacea-Arten aus 8 Gattungen bestätigen BRÖNNIMANN's et al. Ergebnisse, da alle Arten organisch zementieren und damit keine Poren ausbilden. Auch bei Spiroplectamminacea-Arten bestehen Unstimmigkeiten über die Existenz eines Porensystems: REYMENT (1969) bemerkte, daß bei *Textularia* s.s., (im Sinne NORVANG's, 1966; Anmerk. d. Verf.) und ebenfalls bei Spiroplectamminen „Ultraporen“ ausgebildet sein könnten. MURRAY demonstrierte, daß *T. sagittula* (= *Spirorutilis wrightii*; Anm. d. Verf.; Kap. 6.3.) „anastomosierende“ Porenkanäle von 0,5–0,7 µm Durchmesser aufweist (1973: Taf. 99, Fig. 8), schränkte jedoch ein, daß er bei diesem perforierten Exemplar nicht geprüft hätte, ob ein planispirales Anfangsgehäuse ausgebildet ist (BANNER & PEREIRA, 1981, S. 92: „pers. comm. to Banner, 20/11/1979“). HAYNES (1973) diagnostizierte in der Gehäusewand von *S. wrightii* ova-

le, etwa 1 µm große Öffnungen, die nach HAYNES möglicherweise Poren darstellen. Kontroverser Ansicht sind BANNER & PEREIRA (1981), nach denen Spiroplectamminacea imperfomat sind. Die genannten Autoren untersuchten MURRAY's Original-Individuen der Art *Spirorutilis wrightii* aus der Irischen See (MURRAY, 1979). Auch die Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1984) weist die Überfamilie der Spiroplectamminacea CUSHMAN, 1927, als „non-caliculate“ aus.

In Übereinstimmung mit MURRAY's und HAYNES' Beobachtungen konnte jedoch an MURRAY's Original-Individuen von *Spirorutilis wrightii* ein „anastomosierendes“ Porensystem festgestellt werden; *Spiroplectammina earlandi* ist dagegen imperfomat und zementiert organisch. Auch die Vertreter der Verneuulinacea CUSHMAN, 1911, und der Ataxophragmiacea SCHWAGER, 1877, gelten als imperfomat (LOEBLICH & TAPPAN, 1984), obwohl das Porensystem der verneuuliniden Art *G. rudis* bereits von MURRAY (1973) detailliert beschrieben wurde; eigene Untersuchungen bestätigten MURRAY's Ergebnisse (Taf. 9, Fig. 6; vgl. Fußnote (3): Kap. 6.3.). Die ataxophragmiide Art *Eggerella bradyi* besitzt ebenfalls Poren, nicht dagegen *Eggerelloides scabrum*, dessen organisch zementierte Gehäusewand imperfomat ist.

Aus den Untersuchungsergebnissen ist abzuleiten, daß der Nachweis eines Porensystems entscheidende systematische Relevanz besitzt, da gleichzeitig Aussagen zur Zementationsweise (organisch – kalzitisch) getroffen werden können. MURRAY (1973) erkannte bereits, daß die Existenz eines Porensystems an die kalzitische Zementausbildung gebunden ist. Es stellt sich daher die Frage, ob fossile Gehäuse von Arten der Gattungen *Textulariopsis* BANNER & PEREIRA, 1981, und *Spirorutilis* HOFKER, 1976, tatsächlich einen imperfomaten, primär kalzitischen Zement besitzen, wie von BANNER und PEREIRA postuliert wurde. Es wurde bereits dargestellt, daß zumindest *Spirorutilis wrightii* ein Porensystem aufweist.

Darüber hinaus ist die morphologische Ausbildung des Porensystems artspezifisch und weist im Detail besondere Mikrostrukturen auf, die von phylogenetischem Interesse sind: Bei *Clavulina*-Arten und bei *V. oviedoiana* wurde eine auffällig strukturierte organische Lage nachgewiesen, die distal die Porenöffnungen verschließt. Eine strukturell vergleichbare Lage wurde von HEDLEY & BERTAUD (1962: Abb. 6,7) bei der perforaten Testacee *Gromia oviformis* zwischen organischem Gehäuse und Zytoplasma nachgewiesen und als „honeycomb membrane“ beschrieben. Bei der rotaliden benthischen Art *Bolivina* sp. ist innerhalb des proximalen Porenkanals eine Lage ausgebildet, die im Schrägschnitt ebenfalls ein Bienenwabenmuster aufweist (OELSCHLÄGER, 1988: Fig. 88).

4.6.5. Fossilisationspotential und palökologische Relevanz

Chemische Lösungsversuche zur Prüfung potentieller zementspezifischer Erhaltungsunterschiede an organisch zementierenden Vertretern der Zementmorphogruppen 1–4 erwiesen sich als undiagnostisch, da der organische Anteil der hier untersuchten Arten bei allen Morphotypen übereinstimmend instabil reagierte und in Lösung ging.

Der eisenreiche mineralische Anteil festigt den Zement, wird jedoch nicht zementspezifisch gebunden, da

er bei Vertretern aller vier Zementtypen dokumentiert werden konnte; die Quantität des Eisen-Anteils wird von der lokalen mineralogischen Sedimentzusammensetzung und dessen Eisenaffinität beeinflusst (Kap. 4.6.2.). Ob umgekehrt die geographische Verbreitung bestimmter Arten auf den Eisengehalt im Sediment zurückgeführt werden kann, was für *Haplophragmoides crassimargo* und *Cribrostomoides subglobosus* von LINDENBERG & AURAS (1984) in Betracht gezogen wurde, ist bei dem gegenwärtigen Wissensstand nicht zu entscheiden.

Das Fossilisationspotential organisch zementierter Gehäuse ist also nicht in Abhängigkeit von deren artspezifischen Zementausbildungen zu beurteilen, sondern an verschiedenste Faktoren gebunden: Hier sind u.a. die mineralische Zusammensetzung der agglutinierten Fremdpartikel zu nennen, das intergranulare Rauminvolumen des Gehäuses, das Zementvolumen und besonders der mineralische Zementanteil, das Vorhandensein einer OOL, das ontogenetische Entwicklungsstadium und natürlich die postmortalen Einbettungsverhältnisse.

In Laborkulturen wird die organische Zementsubstanz bereits nach dem Absterben des Tieres, vermutlich durch bakterielle Zersetzung, gelöst und scheint nur selten völlig unverändert erhalten zu sein. JØRGENSEN (1977, S. 319) wies auf sekundäre Bildung kalkigen „Zements“ in agglutinierten Gehäusen hin: „It appears as a uniform rim of sparry calcite or as a syntaxial cement“; bei tief angeätzten Gehäusen konnte er organisches Material enthüllen, so das Netzwerk der kretazischen Art *Heterostomella foveolata* (Maastricht).

„Kieselige“ Zemente, die besonders aus den kretazischen und tertiären Flyschablagerungen der Karpaten bekannt geworden sind, glaubte man durch die Prüfung ihrer Resistenz gegen chemische Agentien nachzuweisen (BRADY, 1884; CUSHMAN, 1929, 1948; HERON-ALLEN & EARLAND, 1930; LOEBLICH & TAPPAN, 1964a; DUDLEY, 1976). Im Falle von Untersuchungen fossiler Gehäuse sind metasomatische Umwandlungen und Strukturänderungen nicht auszuschließen: Nach Auffassung von SOLIMAN (1974) handelt es sich bei dem „kieseligen“ Zement um diagenetisch ausgetauschten kalkigen Zement.

Untersuchungen u.a. an rezenten Vertretern der Rzehakinidae zeigten, daß sog. „kieselige Formen“ organisch zementieren (LIPPS, 1971, 1973; MURRAY, 1973; HANSEN & HANZLIKOVÁ, 1974), was die vorliegenden Untersuchungsergebnisse an den rzehakiniden Arten *Miliammina arenacea*, *M. fusca* und *M. oblonga sabulosa* bestätigen. Die organischen Stränge von *M. fusca* unterscheiden sich nicht von denen anderer Arten der Zementgruppe 1, die ebenfalls einen eisenreichen mineralischen Anteil aufweisen (Kap. 4.1.1.6.).

Einige Autoren sahen die Möglichkeit, daß die Zusammensetzung des Zements die ökologische Verbreitung von Arten kontrolliert (POKORNY, 1958; LINDENBERG, 1967; LIPPS, 1971, 1973; MURRAY, 1973). Demnach treten organisch zementierende Arten im allgemeinen in niedrig salinem und normal salinem Milieu auf, während kalzitisch zementierende Arten auf normal- bis hypersalines Milieu beschränkt sind, was in Zusammenhang mit dem freien Ca^{2+} -Ionen-Gehalt im Meerwasser gebracht wird.

Die Untersuchungsergebnisse zeigen, daß zumindest organisch zementierte Foraminiferen nicht nur in kälterem, hyposalinen (Nordenham, New York) und normal salinem (Bermuda, Watamu, Mombasa), sondern eben-

falls in warmem, hypersalinem Milieu (Aqaba) leben. Im Unterschied zu den organisch zementierten Arten wurden kalzitisch zementierte nicht in hyposalinem Environment vorgefunden. In den unterhalb der CCD genommenen antarktischen Tiefseeproben fanden sich erwartungsgemäß organisch zementierte Arten, jedoch ebenfalls *Eggerella bradyi* und *Martinottiella nodulosa*, von denen angenommen wird, daß sie kalzitisch zementieren (LOEBLICH & TAPPAN, 1964a; WESTON, 1984). Es konnte gezeigt werden, daß es sich um postmortal veränderte, primär kalzitisch zementierte Gehäuse von *E. bradyi* und *M. nodulosa* handelt (Kap. 4.1.2.1.). Entsprechende Gehäuse von Proben oberhalb der CCD standen jedoch für Überprüfungs-zwecke nicht zur Verfügung.

WESTON (1984) diskutierte, ob Arten, die normalerweise kalzitisch zementieren, den Zement reduzieren, wenn sie unterhalb der CCD leben. Diese Annahme begründete sie durch die Gehäuse-Untersuchung eines einzelnen, toten Individuums von *E. bradyi*, das im Vergleich zu den Gehäusen von oberhalb der CCD nur wenig intergranularen Zement aufweist. Diese Annahme impliziert, daß die genetisch fixierte Fähigkeit zur Kalzit-Biomineralisation durch ökologische Faktoren kontrolliert wird. Ohne Zement-Untersuchungen an Gehäusen lebender Individuen kann jedoch nicht ausgesagt werden, ob die Kalzit-Biomineralisation unterhalb der CCD unterdrückt wird, der biomineralisierte Kalzit in Lösung geht, oder ob es sich bei den Gehäusen um allochthone Faunenbestandteile handelt.

4.6.6. Fremdpartikelselektion

Verschiedene Autoren vertraten die Ansicht, daß agglutinierende Arten eine chemische Selektionsfähigkeit besitzen, da bestimmte Materialien selektiv dem Sediment entnommen und auch innerhalb des Gehäuses oder in einer einzelnen Kammer differenziert angeordnet werden (HOFKER, 1953, 1957; BERTHOLD, 1980). Diese Annahme setzt voraus, daß die Tiere die Komponenten chemotaktisch erkennen können, was beispielsweise von Flagellaten und Fäulnisbakterien bekannt ist. Durch die hier durchgeführten Laborexperimente mit reproduktiven adulten Individuen und deren Juvenilen konnte bewiesen werden, daß die untersuchten Arten keine Chemorezeptoren besitzen (Kap. 4.4.1.).

Vielmehr ist anzunehmen, daß eine chemische Selektionsfähigkeit durch einen selektiven Korngrößen und Kornform-Einbau vorgetäuscht wird. Dies konnte u.a. an *Clavulina angularis* demonstriert werden, die bei Laborversuchen nicht „chromcarbid-selektiv“ agglutinierte, sondern dieses Material aufnahm, weil sie die Größe der Chrompartikel bevorzugte. Zu dieser Annahme kamen ebenfalls WINTER et al. (1986) bei der Untersuchung verschiedener Arten pelagischer Tintinniden, die zum Bau der Lorikae nur Coccolithen einer spezifischen Art agglutinierten.

Bei textulariiden Arten wurde die selektive Korngrößen-Wahl mittels experimenteller Versuche bestätigt: SLAMA (1956) zeigte, daß Arten der Gattung *Ammobaculites* ihre Gehäuse zwar mit jedem Partikel-Größenangebot weiterbauten, daß sie aber aus einem breiten Spektrum die Größen bevorzugt aufnahmen, die auch im natürlichen Milieu in die Gehäuse eingebaut wurden. Bei *Trochammina* cf. *T. quadriloba*, *T. pacifica* und *Haliphysema tumanowiczii* wurde beobachtet, daß relativ zu der Gehäusegröße die agglutinierten Partikelgrößen zuneh-

men (HEDLEY, 1958; SLITER, 1968; SALAMI, 1976). Bei den hier untersuchten Arten konnte die Partikelaufnahme bis zu einer für diese Arten spezifischen Korngrößen-Grenze festgestellt werden (Kap. 4.4.2.; vgl. SALAMI, 1976).

Es stellt sich somit die Frage, wie die Tiere Partikelgrößen erkennen. Die beobachtete Größenzunahme mit dem ontogenetischen Gehäusewachstum wurde mit einer zunehmenden Zytoplasmavermehrung und damit gesteigerter Partikeltransport-Fähigkeit der Pseudopodien in Verbindung gebracht (SLITER, 1968; SALAMI, 1976). Eine spezifische Einregelung und Anordnung selektierter Korngrößen und -formen innerhalb einer Kammer ist jedoch nur durch eine biologisch kontrollierte, aktive Orientierung dieser Komponenten durch die Zelle erklärbar. Möglicherweise sind Mikrotubuli bei der Selektion beteiligt, die in Pseudopodien im allgemeinen besonders zahlreich auftreten (vgl. *Bathysiphon* sp.: BERTHOLD, 1980: Taf. 2, Fig. 2,3). Da die Mikrotubuli eine konstante Länge aufweisen, könnten sie bei Hintereinanderlagerung zum Erkennen von Bausteingrößen und -formen dienen.

Besondere Probleme stellen die Gehäuse von Arten der Gattungen *Carterina* und *Zaninettia* dar. Bisher konnte nicht geklärt werden, ob die Kalzit-Spikulae von der Foraminifere selektiv agglutiniert oder aber biomineralisiert werden. Bei Sedimentuntersuchungen wurden weder isolierte Spikulae noch Spikulae-produzierende Organismen identifiziert, die als potentielle Lieferanten für das Gehäusematerial in Frage kämen. Allein ein ca. 185 µm großes, subglobuläres Gehäuse mit entsprechend ausgebildeten Spikulae wurde von BRÖNNIMANN & WHITTAKER (1983) gefunden. Dieser Organismus, möglicherweise ein Protist, produziert die Spikulae oder agglutiniert sie wiederum selbst.

Da keine Untersuchungen an lebenden Foraminiferen vorliegen, kann allein ausgesagt werden, daß es sich um biomineralisierte Spikulae handelt, jedoch nicht, daß diese von Foraminiferen biomineralisiert werden, wie dies von DEUTSCH & LIPPS (1976), HANSEN & GRÖNLUND (1977) und LOEBLICH & TAPPAN (1964a, 1984) angenommen wurde und letztere Autoren dazu veranlaßte, die Unterordnung der *Carterina* aufzustellen.

Untersuchungen an Gehäusen von *Zaninettia brasiliensis* ergaben, daß diese Art sich nicht von den anderen textulariiden Arten unterscheidet: Sie bildet morphologisch undifferenzierte organische Zementsubstanz (Morphotyp 4), organische Hüllen und eine IOL aus. Deshalb wurde *Z. brasiliensis* in der vorliegenden Arbeit in Übereinstimmung mit BRÖNNIMANN & WHITTAKER (1983b) zu den textulariiden Foraminiferen gezählt. BRÖNNIMANN und WHITTAKER, die sich eingehend mit dem „*Carterina*-Problem“ beschäftigten, belegten ihre Annahme durch folgende Beobachtungen:

- Einzelne Spikulae eines *Z. conica*-Individuums wurden durch bohrende Organismen angegriffen, deren Gänge sich jedoch nicht in die nächstliegenden Spikulae fortsetzen. Hieraus folgerten die genannten Autoren, daß die Spikulae nach dem Tod des Spikulae-produzierenden Organismus zuerst im Sediment verteilt lagen, angebohrt und anschließend von der Foraminifere in die Gehäusewand inkorporiert wurden. Einzelne, im Durchmesser 6 µm große, kreisrunde Bohrlöcher innerhalb der Spikulae sind ebenfalls in Gehäusen der hier untersuchten *Z. brasiliensis* vorzufinden.

- An Gehäusen verschiedener *Zaninettia*-Arten wurde eine zunehmende Spikulaegröße mit zunehmender Kammergröße beobachtet (DEUTSCH & LIPPS, 1976; HANSEN & GRÖNLUND, 1977). Daraus könnte gefolgert werden, daß die Foraminifere während ihres Gehäuse- und Zellwachstums entsprechend größere Spikulae produzieren kann. Es liegen jedoch für textulariide Foraminiferen die gleichen Beobachtungen bezüglich des agglutinierten Fremdmaterials vor. Außerdem konnten BRÖNNIMANN und WHITTAKER an Gehäusen verschiedener *Zaninettia*-Arten zeigen, daß der Prolokulus und/oder ältere Kammern größere Spikulae als die folgende jüngere und/oder nächstjüngere Kammer aufweisen. Die Spikulae-Zusammensetzung einer Kammer spiegelt demnach das Resultat eines Bauvorgangs wider, währenddessen die Foraminifere die in diesem Zeitintervall zur Verfügung stehenden Spikulae je nach vorliegendem Größenangebot agglutiniert. Würden die Spikulae von der Foraminifere produziert, so würden derartige „Baufehler“ sehr wahrscheinlich nicht auftreten.
- Zwei gehäusemorphologisch und in Aperturmerkmalen übereinstimmende Individuen von *Z. brasiliensis*, die von verschiedenen Lokalitäten stammen und von den Autoren als conspezifisch angesehen werden (BRÖNNIMANN et al., 1983: Taf. 3, Fig. 3-6), weisen morphologisch unterschiedliche Spikulae-Typen auf. Handelt es sich hierbei tatsächlich um conspezifische Individuen, so ist auf ein unterschiedliches Spikulae-Angebot während des Kammerbaus zu schließen.
- In der Literatur existieren Beispiele für äußerst selektive Arten, die ihr Gehäuse nahezu oder sogar vollständig aus agglutinierten Fremdpartikeln gleicher Korngröße, -form und daraus resultierendem gleichen Kornchemismus aufbauen, selbst wenn diese Partikel, in diesem Fall die Spikulae bzw. der Spikulae-produzierende Organismus, sehr selten im entsprechenden Sediment vorkommen. Beispielsweise verwenden Arten der Gattungen *Hyperammina* und *Haliphysema*, die Arten *Reophax spiculifera*, *Technitella legumen* und *M. cervicornis* (Taf. 16, Fig. 3) Schwammspikulae zum Gehäusebau, *Technitella thompsoni* benutzt dagegen ausschließlich Echinodermenplättchen, *Reophax agglutinans* ausschließlich Planktonforaminiferen (vgl. NUGLISCH, 1985) und *Asarotamina asarotum* Kalzitkristalle, deren Herkunft gleichfalls noch nicht geklärt werden konnte (BRÖNNIMANN, 1986).

5. Gehäusemorphogenese und Strukturbildung

Im Gegensatz zu den Beobachtungen, die auf Untersuchungsergebnissen der fertig gebauten Kammerwand basieren, werden durch die Kenntnis des Kammerbauprozesses Gehäusestrukturen als Produkte spezifischer Zellaktivitäten verständlicher, und es ergeben sich neue Aspekte bei der Beurteilung ihrer funktionellen Bedeutung. Das Verständnis der Strukturbildung ist von besonderer Wichtigkeit, da diese Prozesse genetisch fixiert sind und Rückschlüsse auf phylogenetische Verwandtschaftsverhältnisse zulassen.

Die Gehäusemorphogenese agglutiniert Foraminiferen ist bisher unbekannt. Im folgenden wird der Kam-

merbauprozeß von *Textularia candeiana kenyaensis* beschrieben. Zusätzlich erzielte Untersuchungsergebnisse an anderen agglutinierenden Arten zeigen, daß der Bauprozeß bei allen Arten prinzipiell ähnlich verläuft.

5.1. Allgemeine Beobachtungen zum Kammerbau

Während der Ontogenie von *T. candeiana kenyaensis* tritt das Gehäusewachstum durch die Anlage neuer Kammern periodisch ein und setzt sich kontinuierlich fort, bis das Tier nach ca. 6 Monaten die Fortpflanzungsfähigkeit erreicht. Juvenile Textularien bauen bis zum 4- bis 7-Kammerstadium täglich eine neue Kammer, danach in unregelmäßigen Abständen.

Eine Steuerung der Bauaktivität durch den Hell-/Dunkel-Zyklus, die bei verschiedenen kalkschaligen benthischen Foraminiferen beobachtet wurde (SPINDLER & RÖTTGER, 1973; BERTHOLD, 1980), konnte bei *T. candeiana kenyaensis* nicht festgestellt werden.

Der Kammerbau findet innerhalb einer Detritushülle statt, die in „Rohkulturen“ aus Sedimentpartikeln, Mikroorganismen sowie deren Fragmenten besteht. Innerhalb von „Isolierkulturen“ dauert der gesamte Bauvorgang vom Zeitpunkt der Formierung bis zum Verlassen dieser Detritushülle mit einer neu gebauten Kammer ca. 24 Stunden.

Im allgemeinen zeigen Individuen, die kurz vor einem Kammerbau stehen, nicht nur in den älteren, sondern ebenso in der jüngsten Kammer des Gehäuses eine orange Zytoplasmafärbung, was auf eine Zytoplasmavermehrung durch verstärkte Nahrungsaufnahme vor dem Kammerbau hindeutet. Die orange Färbung des Zytoplasmas ist sowohl auf Lipide als auch auf eine Ernährungsweise durch Diatomeen zurückzuführen (Kap. 3.3.).

Individuen in frühen Kammerbaustadien reagieren auf mechanische Störungen, z.B. Erschütterung oder Beschädigung der Detritushülle, indem sie den Kammerbau abbrechen und innerhalb der Hülle halbfertig gebaute Kammern zurücklassen.

5.2. Bau einer Detritushülle

Vor der Kammermorphogenese werden Detrituspartikel mit Hilfe der Pseudopodien rings um die Mündung angesammelt (Taf. 12, Fig. 1) und zu einer Detritushülle formiert. In „Rohkulturen“ erreicht die Hülle etwa einen Durchmesser von 1mm und schließt in der Höhe die beiden jüngsten Kammern des Gehäuses mit ein. Innerhalb von „Isolierkulturen“, in die für Beobachtungszwecke nur wenig Sediment gegeben wurde, wird eine kleinere Detritushülle angelegt (Taf. 12, Fig. 2). Das Gehäuse ragt mit seiner Längsachse etwa senkrecht aus der Hülle heraus. Außerhalb der Hülle werden in diesem frühen Stadium gelegentlich noch Pseudopodien ausgestreckt. Auch direkt vor der Gehäusemündung liegen innerhalb der Hülle dicht angeordnet Detrituspartikel (Taf. 12, Fig. 3). In den Zwischenräumen der Detrituspartikel läßt sich im REM nur wenig organisches Material nachweisen, das vermutlich von den Pseudopodien des Tiers herrührt, d.h. eine Detritushül-

le wird nicht durch einen Zement stabilisiert und zerfällt deshalb sehr leicht in ihre Bestandteile.

In Laborkulturen wurde bei den untersuchten Arten der Gattungen *Valvulina*, *Clavulina* und *Paratrochammina* ebenfalls eine Detritushülle als erstes Stadium des Kammerbaus nachgewiesen. Schon BRADY (1884) vermutete, daß die Detritusanlagerungen, die oft um die Endkammern von *Valvulina conica* akkumuliert sind, bei dem Aufbau einer neuen Kammer verwendet werden. SALAMI (1976) konnte dies durch Lebenbeobachtungen an *Trochammina* cf. *T. quadriloba* bestätigen.

5.3. Ausbildung eines Kammerlumens

Der eigentliche Kammerbau wird durch die Ausbildung eines Hohlraums vor der Gehäusemündung innerhalb des Detritusmaterials eingeleitet. Die Größe dieses Hohlraums entspricht etwa der des zukünftigen Kammerlumens. Das Tier schafft damit den nötigen Platz zum Bau der neuen Kammer. Innerhalb des Hohlraums einer aufgebrochenen Hülle wurde lichtmikroskopisch ein lockeres, dreidimensionales Netzwerk anastomosierender Pseudopodien beobachtet. Außerhalb der Hülle ist von diesem Zeitpunkt an keine Pseudopodienaktivität mehr erkennbar.

Nach der Anlage eines Kammerlumens liegen die Partikel innerhalb der Detritushülle sortiert vor (Taf. 12, Fig. 4): Auf der proximalen Seite sind kleinere Partikel, auf der distalen Seite sind Partikel bis zu 0,5 mm Größe angeordnet. Da Partikel dieser Größe nicht in die Kammer eingebaut werden, ist zu vermuten, daß die Detritushülle nicht nur zur Materialbeschaffung für den folgenden Kammerbau dient, sondern gleichzeitig eine Schutzfunktion gegen das Außenmilieu erfüllt.

5.4. Formierung der Kammerbestandteile

5.4.1. Organische Umhüllung der Bausteine

Die neue Kammer wird halbkreisförmig von der zweitjüngsten Kammer des Gehäuses in Richtung Mündung gebaut (Taf. 12, Fig. 5). Dies ist lichtmikroskopisch an der Sortierung und Ausrichtung der Bausteine erkennbar, die aus der Detritushülle nach Korngröße und -form selektiert werden (Kap. 4.4.2.). An der Baufont und innerhalb des neuen Kammerlumens liegen die Bausteine, die beim weiteren Wachstumsprozeß orientiert angeordnet werden (Pfeile). Während dieser Phase werden die Bausteine mit einer organischen Hüllschicht umgeben (Taf. 12, Fig. 6,7). Diese liegt den Partikeln dicht auf, so daß die Partikelform detailliert nachgezeichnet wird. Auch ungewöhnlich geformte künstliche Partikel lassen keine Zwischenräume zwischen organischer Lage und Partikeloberfläche erkennen.

Die organische Hüllschicht der Partikel ist bei kalzitiertem Foraminiferen im TEM nicht leicht nachzuweisen, da sie sehr dünn ist und bei der Dekalzifikation leicht zerstört werden kann. Deshalb wurden

T. candeiana kenyaensis Polystyrolkugeln zum Kammerbau angeboten. Figur 8a (Taf. 12) zeigt einen Ausschnitt der ursprünglichen Oberfläche einer Polystyrolkugel vor dem Experiment, Figur 8b einen Oberflächenausschnitt einer Kugel, nachdem sie vom Tier zum Kammerbau aufgenommen und mit organischem Material umhüllt wurde.

Es konnte nicht geklärt werden, welches Organell für die Bildung der organischen Substanz verantwortlich ist. Die Anlage der Hüllen vollzieht sich wahrscheinlich innerhalb von Phagozytose-Vakuolen (Kap. 5.9.2.).

Alle hier untersuchten agglutinierten Foraminiferen weisen organisch umhüllte Bausteine auf; es handelt sich somit um ein gemeinsames Merkmal sowohl kalzitisch als auch organisch zementierter Arten (Kap. 4.3.3.). Figur 1 (Taf. 13) zeigt einen TEM-Schnitt durch *Miliammina fusca*, die sich im Kammerbauprozess befindet. Nach der Dekalkifikation spiegeln die organischen Hüllen die Kornformen anorganischer Kalkpartikel wider, die in die „Isolierkulturen“ eingegeben wurden. Die umhüllten Bausteine werden von *M. fusca* durch Pseudopodien sortiert und zur Kammerwand angeordnet.

5.4.2. Organische Befestigung der Bausteine

Bei der Präparation zeigte sich, daß frühe Kammerbaustadien schwieriger aus der Detritushülle herauszupräparieren sind als fortgeschrittenere Stadien, da sich die Berührungsfläche, mit der das Tier mit seinen Pseudopodien den Partikeln der Detritushülle auflagert, bei der fortschreitenden Agglutination von Bausteinen verkleinert. Damit wird die Verbindung zwischen Tier und Detritushülle immer lockerer, bis schließlich bei Fertigstellung der Kammer eine Trennung einsetzt. Individuen dieser Kammerbauphase lassen sich relativ leicht aus der Detritushülle herausziehen.

Die zunehmende Zerbrechlichkeit der neuen Kammer in Richtung Mündung weist auf eine abnehmende Befestigung der Bausteine untereinander hin. Die REM-Untersuchung zeigt, daß die Partikel durch undifferenzierte organische Substanz, die mit Zementmorphotyp 4 vergleichbar ist (Kap. 4.1.1.4.), locker aneinander befestigt werden (Taf. 12, Fig. 7; Pfeile).

Aus dieser Beobachtung und der Tatsache, daß die regellos angeordneten Bausteine an der Baufront organische Hüllschichten aufweisen, läßt sich schließen, daß die Bausteine zuerst umhüllt und anschließend aneinander befestigt werden.

Eine primäre organische Befestigung der Bausteine wurde auch bei der Kalzit-biomineralisierenden *Textularia* cf. *T. aperturalis* nachgewiesen.

Ein organischer Zement, der die Zwickel zwischen den Partikeln vollständig ausfüllt, wurde in dieser Bauphase bei keiner der untersuchten Arten vorgefunden. Außerdem ist eine durchgehende organische Lage, wie sie bei verschiedenen kalkschaligen benthischen und planktonischen Foraminiferen als formgebende Kammeranlage ausgebildet wird (HEMLEBEN et al., 1986), bei *T. candeiana kenyaensis* und *T. cf. T. aperturalis* weder an der äußeren noch an der inneren Kammerwand nachweisbar. Ein Porensystem ist in diesem Baustadium innerhalb der organisch zementierten Kammerwand noch nicht erkennbar.

5.5. Zementierung der Kammer

5.5.1. Einlagerung des Biomineralisats

Die Einlagerung des Biomineralisats erfolgt bei *T. candeiana kenyaensis*, nachdem die Kammer mindestens zu zwei Dritteln mit organischem Material befestigt wurde.

Im Gegensatz zu der organischen Zementation der Bausteine tritt die Biomineralisateinlagerung simultan über die gesamte Kammerwandungsfläche ein. Ein Kammerbaustadium mit einer „Kalzifikationsfront“ wurde niemals beobachtet. Dagegen finden sich im Vergleich mehrerer Kammern dieser Bauphase unterschiedlich weit fortgeschrittene Zementierungsstadien. In einem frühen Stadium liegen in proximalen Kammerwandbereichen nur vereinzelt biomineralisierte Kalzitkristall-Pakete (Taf. 13, Fig. 2,3). Dagegen sind die Zwickel der distalen Kammerbereiche bei den entsprechenden Individuen fast vollständig mit Kalzitkristall-Paketen ausgefüllt (Taf. 13, Fig. 4), d.h. daß die Einlagerung des Biomineralisats vom Wandäußeren zum -inneren vom Kammerinneren erfolgt.

Vergleichende Untersuchungen an juvenilen *Textularia* cf. *T. aperturalis*-Individuen zeigen, daß die neue Kammer entsteht, indem nur wenige Fremdpartikel in den Zement, bestehend aus biomineralisierten Kalzitkristall-Paketen, eingelagert werden (Taf. 13, Fig. 5–7). Die Zementierung tritt hier also gleichzeitig mit der Agglutination der Bausteine über der gesamten Kammerwandung ein. Diese Technik konnte bis zum Bau der dritten Kammer verfolgt werden. Bei adulten *T. cf. T. aperturalis*-Individuen vollzieht sich der Kammerbau jedoch genau wie bei *T. candeiana kenyaensis*, indem die Fremdpartikel an einer Baufront organisch zementiert werden, und erst anschließend das Biomineralisat eingelagert wird. *T. cf. T. aperturalis* verändert somit ihr Bauverhalten während der Ontogenie, was auch für andere kalzitisch zementierte Arten nicht ausgeschlossen werden kann. Dagegen behält *Valvulina oviedoiana* diese Bautechnik während der gesamten Ontogenie bei; TEM-Studien an einem adulten Individuum zeigten, daß während des Kammerbaus gleichzeitig agglutiniert und Biomineralisat eingelagert wird.

5.5.2. Strukturbildung des Biomineralisats

In Kammern früher Phasen der Wandzementierung finden sich isolierte Kalzitkristall-Pakete, die aneinander bzw. an den Bausteinen durch organisches Material befestigt sind (Taf. 13, Fig. 4; Pfeile). Andererseits existieren miteinander verwachsene Kalzitkristall-Pakete, die den Bausteinen sehr eng anliegen und ihre Negativ-Abdrücke widerspiegeln, wenn diese durch das Aufbrechen der Kammer herausgefallen sind (Taf. 13, Fig. 8). In Kammerwänden später Zementierungsphasen ist die ursprüngliche Zementstruktur im REM teilweise nicht mehr auflösbar (Kap. 4.1.2.1.). Diese Beobachtungen dokumentieren, daß die Auskristallisation des Biomineralisats am „Bauplatz“ noch nicht abgeschlossen ist.

TEM-Untersuchungen zeigten, daß das Zytoplasma von *T. candeiana kenyaensis* regelmäßig, bei bauaktiven Individuen besonders zahlreich, Vesikel faserigen Inhalts enthält, die bis zu 1 µm Größe erreichen (Taf. 14, Fig. 1; Pfeile). Diese Vesikel können miteinander zu größeren Vakuolen verschmelzen (Taf. 14, Fig. 2a,b).

Im lakunisierten Zytoplasma neuer Kammerlumina fanden sich in Vesikel verpackte Ansammlungen dichten, faserigen organischen Materials (Taf. 14, Fig. 3), die in den Randbereichen verschieden stark aufgelockert sein können (vgl. Taf. 14, Fig. 4b (Pfeil 1) mit Fig. 4a (Pfeil 2)). Es entstehen typische mosaikartige Strukturen, die in bis zu ca. 2 µm großen Paketen vorliegen (Abb. 4b (Pfeil 3)). Diese Strukturen finden sich im Zement der fertigen Kammerwand kalzitisch zementierter Arten wieder und stellen hier die organische Umhüllung der biomineralisierten Kalziumkarbonat-Kristalle dar (Kap. 4.1.2.1., Taf. 9, Fig. 2). Es ist wahrscheinlich, daß Figur 4 die Genese des Biomineralisats dokumentiert. Die Bildung und das Wachstum der Kristalle finden demnach in den Zwischenräumen dieses faserigen organischen Materials statt und spiegeln sich in der verschiedenen starken Material-Auflockerung wider.

Derartige „Faser“-Vesikel wiesen sämtliche im TEM untersuchte kalzitisch und organisch zementierte Arten innerhalb des Zytoplasmas auf. Je nach Schnittlage ergeben sich unterschiedliche Erscheinungsbilder der Vesikel-Substanz. Im Längsschnitt sind leicht gewellte Fasern, im Querschnitt eine unregelmäßig schaumige Struktur erkennbar (Taf. 14, Fig. 5). Bei allen Arten wurden „Faser“-Vesikel beobachtet, die innerhalb von größeren Vakuolen miteinander verschmelzen (Taf. 14, Fig. 6; Pfeile). *V. oviedoiana* weist außerdem Vesikel auf, deren Fasern bei geeigneter Schnittlage eine Hell-/Dunkel-Periodik im Abstand von 50 nm zeigen (Taf. 14, Fig. 7).

5.5.3. Anlage der Poren

Das Vorhandensein von Poren ist ein gemeinsames Merkmal aller untersuchten kalzitisch zementierten textulariidischen Arten. Bei organisch zementierten Arten werden dagegen keine Poren angelegt (Kap. 4.2.).

Die Entstehung der Poren konnte elektronenmikroskopisch nicht erfaßt werden. Aufgebrochene Kammern von *T. candeiana kenyaensis* zeigen in der frühen Zementierungsphase noch kein Porensystem, dagegen ist nach der fortgeschrittenen Kalziteinlagerung ein regelmäßiges Porensystem ausgebildet (vgl. Taf. 13, Fig. 2 mit Taf. 15, Fig. 1). Diese Beobachtungen lassen sich dahingehend interpretieren, daß die Poren während der fortschreitenden Zementierung der Bausteine angelegt werden. Die Kalzitkristall-Pakete werden orientiert in die Zwickel der Bausteine eingelagert, so daß röhrenförmige Hohlräume entstehen. Dabei werden die Poren durch die nachträgliche Integration innerhalb der vorgegebenen Struktur den organisch zementierten Bausteinen angepaßt und erhalten dadurch ihre z.T. unregelmäßige Form. Die dem Außenmilieu zugewandten Kammerbereiche weisen regelmäßig Poren in den Zwickeln der Bausteine auf. An der Mündungsfläche existieren Bereiche, in denen keine Poren auftreten.

5.6. Organische Auskleidung der Poren

Anschließend an die Zementierung der Kammerwand und der damit verbundenen Anlage von Poren werden deren Wände mit einer dünnen organischen Lage ausgekleidet. Diese zieht z.T. über den Rand der Porenöffnung auf die Innen- und Außenseite der Kammerwand

hinaus, stellt aber keine durchgehende Lage dar (Taf. 15, Fig. 2).

Der strukturelle Aufbau der Porenlage entspricht demjenigen der organischen Hüllen der Bausteine. Die Genese des organischen Materials sowie deren Exocytose konnten, ebenso wie die des Hüllmaterials der Bausteine, nicht ermittelt werden.

Die organische Porenauskleidung gehört zur grundlegenden Gehäusestruktur aller hier untersuchten kalzitisch zementierten textulariidischen Foraminiferen (Kap. 4.2.).

5.7. Fertigstellung der Kammer

5.7.1. Anlage der „Inner Organic Lining“ (IOL)

Nach ca. 24 Stunden verläßt *T. candeiana kenyaensis* mit einer neu gebauten Kammer die Detritushülle, die ringförmig zurückbleibt. Direkt nach Verlassen der Hülle ist die neue Kammer noch brüchig, kollabiert leicht und ist mit dem alten Gehäuse nur locker verbunden. Das Kammerinnere ist noch nicht mit einer „inner organic lining“ (IOL) ausgekleidet, die später die Poren verschließt. Die IOL-Anlage findet also nicht während des 24-stündigen Kammerbaus innerhalb der Detritushülle statt. Da die Endkammern von *T. candeiana kenyaensis* im allgemeinen eine IOL aufweisen, ist zu folgern, daß deren Bildung innerhalb kürzester Zeit nach Verlassen der Hülle erfolgt. Die fertige Kammer ist nach der IOL-Anlage wesentlich stabiler als vorher und fest am alten Gehäuse befestigt.

Die nachträgliche organische Auskleidung der fertig gebauten Kammerwand konnte ebenfalls bei *T. cf. T. aperturalis*, *V. oviedoiana* und *Paratrochammina cf. P. clossi* nachgewiesen werden. Dies stimmt mit Beobachtungen an *Bathysiphon* sp. überein (BERTHOLD, 1980) und entspricht dem Kammerbauprozess verschiedener rotallider und miliolider Foraminiferen (TOWE, 1967; SPINDLER, 1978; BERTHOLD, 1980).

Eine fertig gebaute Kammerwand besteht entsprechend der verwendeten Baumaterialien (z.B. Chromcarbid-Partikel; Taf. 15, Fig. 3) aus organisch umhüllten Fremdpartikeln, die organisch aneinander befestigt sind, sowie aus biomineralisierten Kalzitkristall-Paketen. Auf der Außenwand sind in den Zwickeln der Bausteine Poren erkennbar. Die aufgebrochene Kammer zeigt das organisch ausgelegte Porensystem und die nachträglich angelegte IOL, die die Porenöffnungen proximal verschließt (Taf. 15, Fig. 4). Eine „outer organic lining“ (OOL) fehlt bei *T. candeiana kenyaensis*. In diesem Stadium ist die Kammerwand fertig ausgebildet und entspricht der strukturellen Beschreibung der geographischen Subspezies von BANNER & PEREIRA (1981).

5.7.2. Strukturbildung der IOL

TEM-Untersuchungen an *T. candeiana kenyaensis* belegen, daß die IOL innerhalb des Kammerystems mit zunehmendem Alter dicker wird und sich in älteren Kammern aus mehreren Lagen zusammensetzt (IOL-Typ 2; Kap. 4.3.1.).

Der mehrlagige Aufbau ist im Porenbereich besonders deutlich erkennbar (Taf. 15, Fig. 5a). Die einzelnen Lagen bestehen aus einer Wechselfolge verdichteter,

diffuser und grob vernetzter organischer Substanz. Innerhalb der verdichteten und der vernetzten Substanz ist granuläres osmiophiles Material eingelagert. Im Wandbereich zwischen den Poren ist der mehrlagige Aufbau im TEM nicht leicht aufzulösen. Hier geht eine verdichtete, fein vernetzte Schicht in eine kompakte osmiophile Lage über (Taf. 15, Fig. 5b).

Diese Befunde können ebenfalls an TEM-Schnitten von *V. oviedoiana* verdeutlicht werden: Im Anschluß an die Agglutination von Bausteinen und die Biomineralisat-Einlagerung, die bei *V. oviedoiana* simultan organisiert werden, wird an der Kammerinnenseite eine einlagige, diffuse organische Schicht ausgebildet (Taf. 15, Fig. 6). Während der Ontogenie des Tieres verändert sich das Erscheinungsbild: Die IOL wird in den älteren Kammern zunehmend dicker, da sie eine zunehmende Anzahl organischer Lagen aufweist (Taf. 15, Fig. 7). Die diffuse Schicht, die z.T. vernetzt-geschichtet erscheint und granuläres Material von ca. 50 nm Durchmesser enthält (Pfeile), geht fließend in eine osmiophile, zum Kammerinneren deutlich konturierte IOL über. Bei geeigneter Schnittlage sind die einzelnen IOL-Lagen in den älteren Kammern zu unterscheiden (Taf. 15, Fig. 8).

Deutliche strukturelle Übereinstimmungen zwischen dem IOL Aufbau von *T. candeiana kenyaensis*, *V. oviedoiana* und dem verschiedener rotaliider Foraminiferen (OELSCHLÄGER, 1988) sprechen für eine homologe Bildung der IOL kalzitisch zementierter textulariider und der rotaliider Foraminiferen: Bei den untersuchten rotaliiden Arten differenziert sich die IOL mit zunehmendem Alter aus vernetzt-geschichteten, z.T. schwammartigen organischen Lagen aus („precursor“-IOL: p-IOL), indem zusätzlich osmiophiles granuläres Material eingelagert wird (OELSCHLÄGER, 1988; vgl. Kap. 5.9.5.).

5.8. Zusammenfassung der Ergebnisse

Der Kammerbau von *T. candeiana kenyaensis* ist in Labor-kulturen nicht an den Hell-/Dunkel-Zyklus gebunden. Im allgemeinen zeigen kammerbau-aktive Individuen eine Zytoplasmafällung oranger Färbung im gesamten Gehäuse. Der Kammerbau findet innerhalb einer Detritushülle statt. Der Vorgang vom Bau der Detritushülle bis zu ihrem Verlassen mit einer neu gebauten Kammer dauert ca. 24 Stunden.

Mit Hilfe der Licht-, Raster- und Transmissions-Mikroskopie wurde die Kammermorphogenese dokumentiert, die sich in sechs Stadien untergliedern läßt.

Stadien der Kammermorphogenese

- Stadium ①
Ansammlung von Sedimentpartikeln zu einer Detritushülle.
- Stadium ②
Anlage eines Kammerlumens und Größensortierung der Partikel innerhalb der Detritushülle.
- Stadium ③
Selektion von Bausteinen für die neue Kammerwand; Sortierung und Ausrichtung der Bausteine an einer „Baufront“, ausgehend von der zweitjüngsten Kammer des Gehäuses in Richtung Mündung; währenddessen Anlage organischer Hüllen um die Bausteine und ihre Zementation durch undifferenzierte organische Substanz.

- Stadium ④
Einlagerung des Biomineralisats, ausgehend vom distalen zum proximalen Kammerbereich; Strukturbildung des Biomineralisats intrazellulär innerhalb von Vesikeln mit organischer Grundsubstanz; Anlage eines Porensystems, indem regelmäßig Hohlräume bei der Biomineralisat-Einlagerung ausgespart werden.
- Stadium ⑤
Organische Porenauskleidung.
- Stadium ⑥
Auskleidung der Kammerwand durch die IOL nach Verlassen der Detritushülle; Strukturbildung der IOL aus diffusen, z.T. vernetzt-geschichteten Lagen („precursor“-IOL; OELSCHLÄGER, 1988) und zusätzlicher Einlagerung osmiophilen granulären Materials.

5.9. Diskussion

5.9.1. Formgestaltung der neuen Kammer

Bei *T. candeiana kenyaensis*, *T. cf. T. aperturalis* und *V. oviedoiana* wurde während der Kammerbaustadien 1 bis 5 keine durchgehende organische Lage nachgewiesen. Diese Arten besitzen keine „outer organic lining“ (OOL), eine „inner organic lining“ (IOL) wird erst nach Fertigstellung der Kammer angelegt (Stadium 6). Die Formgestaltung der neuen Kammer findet demnach ohne organische Kammeranlage statt. Diese Ergebnisse stimmen mit BERTHOLD's (1980) Befunden an *Bathysiphon* sp. überein.

Die Vermutung, eine organische Lage diene als morphogenetische Grundlage für die Gehäusebausteine (HEDLEY, 1964; LIPPS, 1973; BRÖNNIMANN et al., 1979; BRÖNNIMANN, 1986), kann somit für die hier untersuchten Arten ebenfalls nicht bestätigt werden. Nach dieser Annahme müßten die Pseudopodien zum Kammerbau aus der Mündung der Kammeranlage austreten und die Agglutination von außen auf die organische Anlage steuern.

Weiterhin wurde die Möglichkeit diskutiert, daß die Bausteine zuerst phagocytotisch in das Zytoplasma ingestiert, anschließend eine Kammeranlage („cyst-membrane“) gebaut, und schließlich die Bausteine zum Kammerbau an dieser „cyst-membrane“ angeheftet werden (TOWE, 1967). Aus diesem Modell geht jedoch nicht hervor, ob die Fremdpartikel außerhalb des Gehäuses in das Zytoplasma ingestiert werden oder innerhalb des intrathalamen Zytoplasmas. Offen bleibt außerdem, ob die Bausteine entsprechend der Ansicht von HEDLEY und LIPPS von außen auf diese „cyst-membrane“ angeheftet werden, oder der Kammerbau innerhalb der „cyst-membrane“ vonstatten geht. In diesem Fall entspräche die „cyst-membrane“ nach Fertigstellung der Kammerwand in ihrer räumlichen Lage der OOL. Es konnten jedoch bei den genannten Arten weder eine OOL, noch intrathalam Bausteine nachgewiesen werden. Eine intrathalame Aufspeicherung des Gehäusematerials ist schon deshalb nicht möglich, da die Gehäusebestandteile nicht selten größer sind als die Gehäusemündung und sie somit nicht passieren können.

Die in der Literatur diskutierten Kammerbaumodelle setzen ein relativ kompliziertes Bauverhalten im Vergleich zu der nachgewiesenen Konstruktionsweise der

untersuchten Arten voraus: Hier werden die Bausteine über Pseudopodien der Detritushülle entnommen und deren Agglutination auf dem direkten Weg innerhalb des Hohlraums dieser Detritushülle bewerkstelligt (Stadium 2), d.h. ohne Umwege über die Kammeranlagen- bzw. Gehäusemündung. Erst nachträglich wird die neue Kammerwand mit der IOL ausgekleidet.

Da jedoch die Geometrie der neuen Kammer während des Baus gewahrt bleiben muß, ist eine andere Möglichkeit der Formgestaltung zu fordern: Diese ist denkbar über ein „Anlagen-Zytoplasma“, das sich an der kammerbildenden Oberfläche zu einer Front anastomosierender Pseudopodien verdichtet. Ein solches „Anlagen-Zytoplasma“ wurde bei *Centropyxis discoides* nachgewiesen (NETZEL, 1976) und für weitere Fremdkörper agglutinierende Testaceen-Arten diskutiert (NETZEL, 1977).

5.9.2. Organische Umhüllung und Zementation der Bausteine

Die Anordnung der Bausteine zur neuen Kammer ist nur durch die Annahme einer aktiven Orientierung dieser Elemente durch die Zelle verständlich. Hierzu werden diese vermutlich von dem „Anlagen-Zytoplasma“ umflossen und innerhalb von Phagozytose-Vakuolen zum „Bauplatz“ transportiert (TOWE, 1967). Es ist anzunehmen, daß sich während dieser Phase die organische Umhüllung der Bausteine vollzieht, indem in diese Transport-Vakuolen organische Substanz exocytiert wird. Eine Abschnürung der mit Zytoplasma umgebenen Bausteine vom übrigen Zellzytoplasma ist auszuschließen, da diese Proteinhüllen nach ihrer Abschnürung innerhalb kurzer Zeit zerfallen würden.

Bei fertig gebauten Gehäusen von *T. candeiana kenyaensis* sind diese Hüllschichten nicht leicht nachweisbar, da an der Bausteinoberfläche eine organische Lage durch die dichte Anlagerung organisch umhüllten Biomineralisats (Kap. 4.1.2.1.) vorgetäuscht wird. Da jedoch das Tier die Kammer zuerst organisch zementiert (Stadium 3) und in einem gesonderten Bauvorgang anschließend Biomineralisat einlagert (Stadium 4), konnte eindeutig bewiesen werden, daß diese Hüllen aktiv von *T. candeiana kenyaensis* angelegt werden, und zwar um sämtliche Bausteine des Gehäuses (Polystyrolkugeln (vgl. Taf. 12, Fig. 8a,b), Chromcarbid-Partikel, natürliche Sedimentpartikel u.a.).

5.9.3. Porengenes

Bei kalzitisch zementierten textulariiden Foraminiferen ist analog zu den planktonischen Foraminiferen (HEMLEBEN et al., 1977) eine Porengenes durch protoplasmatische Resorption des Kalzits denkbar. Dagegen spricht, daß vor der organischen Auskleidung der Porenwand innerhalb der Kalzitkristall-Pakete keine Lösungserscheinungen nachgewiesen werden konnten. Stattdessen wurden intakte Kristall-Pakete beobachtet, die in den Porengang hineinragen, so daß die Porenwand uneben erscheint.

COLEMAN (1980) diskutierte die Möglichkeit, daß das Porensystem während des Kammerbaus eine funktionelle Rolle erfüllt. Er wies bei zwei Clavulinen-Arten nach, daß Poren nur in solchen Kammerbereichen ausgebildet sind, die einen hohen Anteil agglutinierter

Fremdpartikel aufweisen und außerdem mit dem Außenmilieu in Verbindung stehen. Daraus folgerte er, daß während des Kammerbaus an den Stellen der potentiellen Poren das Zytoplasma Fremdpartikel aufnimmt und innerhalb eines organischen Zements inkorporiert, der im Sinne HEDLEY's (1963; Kap. 5.9.4.) während oder nach der Exocytose mineralisiert. Er wies darauf hin, daß sein Modell nicht auf imperforate agglutinierte Foraminiferen übertragbar ist, die ohne Porensystem in der Lage sind, ein agglutiniertes Gehäuse zu bauen. COLEMAN's Modell läßt sich auch nicht mit den hier vorliegenden Untersuchungsergebnissen der perforierten Arten *T. candeiana kenyaensis* und *T. cf. T. aperturalis* in Einklang bringen: Eine Kammer wächst durch Fremdpartikeleinlagerung am vorderen Kammerrand und weist in diesem Stadium zwischen den organisch befestigten Bausteinen noch kein Porensystem auf sondern erst nach der fortgeschrittenen Kalzit-Zementierung. Die Porengenes vollzieht sich somit während der Einlagerung des Biomineralisats. Während dieser Bauphase ist eine funktionelle Rolle des Porensystems denkbar: Vom Kammerinneren könnten Pseudopodien, ausgehend von bestimmten Stellen, d.h. den späteren Poren, die organisch befestigten Partikel der Wand einzementieren. Die Beobachtung, daß Poren zum Kammeräußeren häufig einen Randwulst aus Kalzitkristall-Paketen aufweisen, könnte diese Hypothese unterstützen. Dagegen spricht, daß die Mündungsflächen von *T. candeiana kenyaensis* aus Fremdpartikeln bestehen, die vollständig durch Kalzit einzementiert sind und keine bzw. nur vereinzelt Poren aufweisen. In diesen Kammerbereichen bewerkstelligt *T. candeiana kenyaensis* die Zementierung ohne ein Porensystem, d.h. das Porensystem ist auch während der Zementierungsphase nicht zwingend erforderlich.

Da ein Porensystem nur bei kalzitisch zementierten textulariiden Foraminiferen ausgebildet ist, bei agglutinierten Foraminiferen mit organischen Zementtypen jedoch fehlt, ist anzunehmen, daß das Porensystem eine funktionelle Rolle im Gasaustausch oder aber in der Aufnahme bzw. Abgabe gelöster organischer Substanzen besitzt (vgl. BERTHOLD, 1976a). Dafür spricht auch, daß Poren in den Wandbereichen ausgebildet werden, die mit dem Außenmilieu in Verbindung stehen.

5.9.4. Biomineralisation

Der Verkalkungsprozeß der neuen Kammerwand wurde für kalkschalige Foraminiferen beschrieben (BERTHOLD, 1976b; HEMLEBEN et al., 1977; BÉ et al., 1979; BERTHOLD, 1980 u.a.), Untersuchungen zur Mineralisationsweise des Zements textulariider Foraminiferen existieren jedoch nicht.

Eine grundlegende Arbeit über Zemente agglutinierter Foraminiferen lieferte HEDLEY (1963). In seinem Mineralisations-Modell ging er von einer organischen Substanz aus, die bei organisch zementierten Arten aus einer sauren, bzw. sulfatischen „Mukosubstanz“ besteht. In dieser Substanz sollen Eisen und vielleicht ebenso Kalzium als Stoffbestandteile in organisch gebundener Form inkorporiert sein. Bei mineralisierten Zementen nahm er an, daß diese organische Grundsubstanz durch Eisen- und/oder Kalziumsalze während oder nach ihrer Exocytose auskristallisiert.

Als eine solche organische Grundsubstanz für den Mineralisationsprozeß wurde für kalkschalige Foramini-

feren die IOL gedeutet (HOTTINGER & DREHER, 1974; LEUTENEGGER, 1977). Da bei den kalzitisch zementierten Arten *T. candeiana kenyaensis*, *T. cf. T. aperturalis* und *V. oviedoiana* die jüngste Kammer zwar immer eine IOL aufweist, diese aber erst nach der Einlagerung des Biomineralisats angelegt wird (Stadium 6), kann sie in keinem funktionellen Zusammenhang zur Biomineralisation stehen. Die Tatsache, daß ferner alle organisch zementierten Arten eine IOL ausbilden, fundiert diese Aussage.

Bei Foraminiferen mit lamellarem Wandaufbau (Rotaliina, Globigerinina) wird eine sog. „primary organic membrane“ (POM) als Matrize für den „extrazellulären“ Kalzifikationsprozeß ausgebildet (BÉ et al., 1979; HEMLEBEN et al., 1986). Diese Kalzifikationsweise ist bei den untersuchten kalzitisch zementierten Arten ebenfalls auszuschließen, da orientiertes Kristallwachstum zwar innerhalb der Kalzitkristall-Pakete verwirklicht ist, jedoch nicht in einer durchgehenden lamellaren Wandstruktur, was durch die agglutinierten Fremdpartikel verhindert wird. Dies gilt entsprechend für die Annahme, daß die organischen Hüllen der agglutinierten Fremdpartikel als Kalzifikationsmatrizen entsprechend der POM fungieren. Demnach müßten die Fremdpartikel konzentrisch von Kalzitkristallen umwachsen werden.

Der strukturelle Aufbau des kalzitischen Zements textulariider Foraminiferen läßt dagegen auf einen intrazellulären Kalzifikationsprozeß und ein Transportsystem innerhalb von Vesikeln schließen, was in dieser Weise bei milioliden Foraminiferen verwirklicht ist: Hier vollzieht sich das Kristallwachstum innerhalb vorgeformter organischer Hüllen. Die resultierenden Kristalle liegen in Zytoplasma-Vesikeln zu Bündeln zusammengefaßt und werden während der Kammergenese zum „Bauplatz“ transportiert und weitgehend zufallsgemäß exocytiert (BERTHOLD, 1976b, 1980; ANGELL, 1980; HEMLEBEN et al., 1986).

Die Kristalle der untersuchten textulariiden Zemente sind gleichfalls organisch umhüllt und innerhalb von Paketen orientiert angeordnet, die in der Wand untereinander zufallsgemäß ausgerichtet liegen. Dieser Zement unterscheidet sich jedoch von der Wandstruktur miliolider Foraminiferen durch die Ausbildung von Kalzitkristallen, die zu Stäbchen hintereinandergelagert sind, während die miliolide Wandstruktur aus Hochmagnesiumkalzit-Nadeln besteht. Ein weiterer Unterschied besteht in der Tatsache, daß die in Vesikeln zu Bündeln zusammengefaßten Hochmagnesiumkalzit-Nadeln nach der Exocytose innerhalb der Wand nur relativ selten in Bündeln, sondern vorwiegend als einzelne Nadeln vorliegen. Die Kalzitkristalle textulariider Foraminiferen liegen dagegen in Paketform zwischen den agglutinierten Fremdpartikeln und können außerdem miteinander verwachsen sein (Taf. 13, Fig. 7). Nur vereinzelt wurden isolierte Kristalle oder einzelne Stäbchen beobachtet.

Die Annahme einer intrazellulären Biomineralisation dieses Zements setzt eine organische Grundsubstanz voraus, in der die Mineralisation vonstatten geht: Als eine solche Grundsubstanz werden die beschriebenen „Faser“-Vesikel gedeutet, die innerhalb des Zytoplasmas sowohl isoliert als auch zu mehreren in größeren Vakuolen auftreten. Das Kristallwachstum könnte zwischen den Fasern des organischen Materials stattfinden. Orientiertes, möglicherweise epitaktisches Wachstum der Kalziumkristalle auf den Faserachsen, die so-

mit als Matrizen fungieren, führt zur Ausbildung der gesetzmäßig angeordneten Kristalle innerhalb der Pakete. Die „Faser“-Vesikel (ca. 1 µm Größe) nehmen durch das Kristallwachstum die Größe der Kalzitkristall-Pakete an (ca. 2 µm). Durch das Wachstum der Kristalle zwischen den Fasern sind diese nach der vollständigen Auskristallisation organisch umhüllt, was TEM-Untersuchungen an fertig gebauten Kammerwänden bestätigen. Auch die Anordnung der Kalzitkristall-Pakete innerhalb der Wand wird durch die zufallsgemäße Exocytose dieser Vesikel verständlich. Anhäufungen von Kalzitkristall-Paketen, die miteinander verwachsen sind, erklären sich durch eine Entstehung aus „Faser“-Vesikeln, die innerhalb von größeren Zytoplasma-Vakuolen verschmolzen sind (vgl. Taf. 13, Fig. 7 mit Taf. 14, Fig. 2a,b).

Der Nachweis von entsprechenden Vesikeln bei benthischen und planktonischen Foraminiferen spricht dafür, daß sie beim Kammerbau eine entscheidende Funktion besitzen: SPINDLER (1976) beobachtete, daß sie bei *Heterostegina depressa* während des Kammerbaus auffällig zahlreich in Erscheinung treten. Nach seiner Ansicht könnte die Vesikelsubstanz zum Aufbau der neuen Kammer, d.h. der Ektoplasmahülle, die aus derartigem fibrillärem Material besteht, benutzt werden. Auch bei der allogromiiden Art *Myxotheca* sp. wird die Vesikelsubstanz als Gehäusebaumaterial gedeutet (ANGELL, 1971). Bei verschiedenen planktonischen Arten wurde inzwischen festgestellt, daß „Faser“-Vesikel besonders häufig bei der Anlage der POM auftreten (mündl. Mitteilg., HEMLEBEN, SPINDLER, 1987).

Diese Beobachtung unterstützt die Vorstellung, daß die „Faser“-Vesikel auch bei kalzitisch zementierenden Foraminiferen die organische Grundsubstanz für den Mineralisationsprozeß liefern. Demnach werden die „Faser“-Vesikel jedoch nicht in Form einer durchgehenden Matrize für den „extrazellulären“ Mineralisationsprozeß angelegt, sondern kalzifizieren intrazellulär während des Transports zur Baustelle und werden dort zwischen den agglutinierten Partikeln unorientiert exocytiert. Ob die beobachteten „Faser“-Vesikel tatsächlich die Funktion der organischen Grundsubstanz übernehmen, die in einem Sekundärprozeß mineralisiert, kann nicht entschieden werden. Um diese Fragestellung zu beantworten, sind detaillierte cytologische Untersuchungen notwendig.

Die REM-Beobachtung, daß der kalzitische Zement exakt die Negativ-Abdrücke der Partikel widerspiegelt, die durch das Aufbrechen der Kammer herausgefallen sind, spricht dafür, daß die Auskristallisation der organischen Grundsubstanz an der Baustelle noch nicht abgeschlossen war. In diesen Kammerbereichen wird das Kristallwachstum durch die Fremdpartikel behindert, was zur morphologischen Anpassung des Zements an die Bausteine führt. Auch die Beobachtung, daß die ursprüngliche Zementstruktur im REM oftmals nicht mehr auflösbar ist, sondern als kompakte, homogene Kalzit-Masse vorliegt, wird verständlich durch die Annahme, daß sich die Kristalle während ihres Wachstums gegenseitig behinderten.

5.9.5. „Inner Organic Lining“ (IOL)

Die Übereinstimmung der im TEM ersichtlichen IOL-Ultrastruktur der von OELSCHLÄGER (1988) untersuchten rotaliiden Arten und der von *T. candeiana kenyaensis* sowie

von *V. ovideoiana* lassen den Schluß zu, daß es sich bei der IOL der beiden Foraminiferengruppen um eine homologe Bildung handelt: Bei beiden Gruppen existiert eine sog. „precursor“-IOL (p-IOL; OELSCHLÄGER, 1988), die als lockere, unstrukturierte, teilweise auch schwammartige oder vernetzt-geschichtete Lage erscheint, die mit zunehmender Kammeranzahl ebenfalls an Dicke zunimmt und in älteren Kammern durch ein-

gelagerte osmiophile Granula die typische IOL-Struktur aufweist.

In der Literatur wurden verschiedene Bildungsweisen und funktionelle Rollen der IOL während des Kammerbauprozesses rotallider Foraminiferen diskutiert, die im folgenden kurz dargestellt werden (HEMLEBEN et al., 1979):

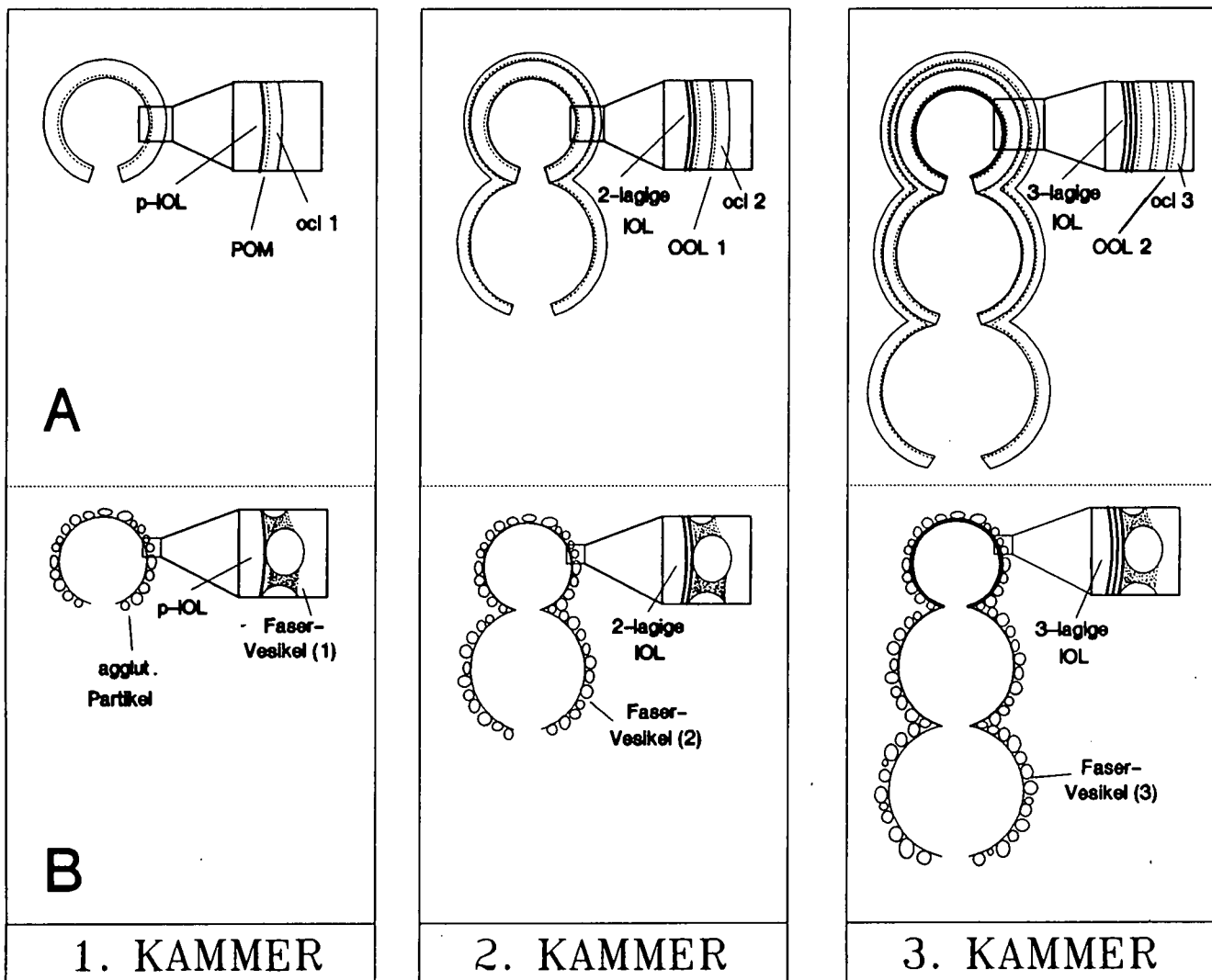


Abb. 8.
Vergleich der Gehäusemorphogenese.

A) Monolamellares Gehäuse.

- Eine Biomineralisationsmatrize, die „primary organic membrane“ (POM) wird gebildet, auf der distal epitaktisches Kristallwachstum stattfindet und zur Ausbildung einer Kalklage führt (ocl 1). Die Kalklage kann bei verschiedenen Arten von innen (p-IOL) und außen mit einer dünnen organischen Lage überzogen sein (OOL).
- Eine neue Kalkschicht entsteht (ocl 2), indem auf der Gehäuseaußenseite eine Biomineralisationsmatrize angelegt wird (OOL 1). Auf der Gehäuseinnenfläche wird ebenfalls eine Biomineralisationsmatrize ausgebildet (IOL), die jedoch nicht kalzifiziert.
- Entsprechend wird bei der Anlage aller weiteren Kalkschichten (ocl_{n+1}) jeweils das gesamte Gehäusesystem von außen mit einer Mineralisationsmatrize überzogen (OOL_{n+1}). Dabei entsteht auf der distalen POM-Seite der monolamellare Kalzitufbau, während sich proximal der POM die mehrlagige IOL aus der Summe der p-IOL Lagen und eingelagertem granulären osmiophilen Materials differenziert.

B) Kalzitisch zementiertes textularioides Gehäuse.

- Statt der POM wird organische Vesikel-Substanz gebildet, auf deren Fasern epitaktisches Kristallwachstum stattfindet. Die resultierenden Kalzitkristall-Pakete werden unorientiert im intergranularen Raum der organisch zementierten agglutinierten Wand deponiert. Diese „Faser-Vesikel“ werden mit der POM monolamellarer Foraminiferen analogisiert. Nach der Zementierung der agglutinierten Wand wird eine dünne organische Lage ausgebildet, die mit derjenigen monolamellarer Arten zu homologisieren ist (p-IOL).
- Die „Faser-Vesikel“ für die Zementierung der agglutinierten zweiten Kammer sind wiederum der distal der POM gelegenen Mineralisationsmatrize des monolamellaren Gehäuses analog (OOL 1). Im Anschluß an die Zementierung wird auf der gesamten Gehäuseinnenfläche, entsprechend der monolamellaren Gehäusegenese, die 2-lagige IOL ausgebildet.
- Beim weiteren Gehäusebau sind die „Faser-Vesikel“ der neuen Kammer jeweils mit der distal der POM gelegenen neuen Mineralisationsmatrize (OOL_{n+1}) zu analogisieren, während aus der Summe der auf der gesamten Gehäuseinnenfläche abgelagerten p-IOL Lagen und osmiophilen granulären Materials die mehrlagige IOL entsteht, die mit derjenigen monolamellarer Arten zu homologisieren ist.

- a) Die IOL wird als erste organische Lage gebildet und dient als „precursor template“ zur Ausbildung der POM. Sie kontrolliert direkt oder indirekt die Bildung aller weiteren organischen und kalzitischen Lagen.
- b) Die IOL dient zum Schutz des intrathalamen Zytoplasmas und spielt keine Rolle bei der Kalzifikation.
- c) Die IOL ist die letzte und innerste organische Lage, die angelegt wird und grundsätzlich vergleichbar mit den anderen organischen Lagen, die während des Kalzifikationsprozesses gebildet werden. Nach BÉ et al. (1980) kann sie als Zusammenfassung der organischen Matrizen aufgefaßt werden, die proximal der POM zum Kammerinneren abgelagert werden.

Letzere Hypothese wurde von OELSCHLÄGER (1988) favorisiert, der nachweisen konnte, daß bei *Rotorbinella rosea* die Summe der die p-IOL aufbauenden Schichten den distal der POM ausgebildeten Mineralisationsmatrizen entspricht.

P-IOL, POM und alle weiteren organischen Lagen distal der POM bestehen nach OELSCHLÄGER (1988) sehr wahrscheinlich aus einer Glykosaminoglykan-Grundlage, in der präparations-lösliche, d.h. im TEM nicht identifizierbare, Polysaccharide und/oder Proteine eingelagert sind, die als eigentliche Kalzifikationskatalysatoren angesehen werden. Nach seinem Modell differenziert sich die IOL aus der p-IOL durch zusätzliche Ein- bzw. Auflagerung osmiophilen granulären Materials aus, das vermutlich aus einem präparations-unlöslichen Protein besteht und als Kalzifikationsinhibitor die Kristallisation der IOL unterbindet. Dabei kann es jedoch zur Ausbildung von weiteren, teilweise unterbrochenen, dünnen Kalklagen innerhalb der IOL kommen.

Die IOL und alle weiteren organischen Lagen des rotaliiden Gehäuses dienen demnach als „precursor template“ zur Einlagerung der kalzifikationskatalysierenden Substanzen.

Überträgt man dieses Modell auf kalzitisch zementierende textulariide Arten, so ist zu folgern, daß entweder die Kalzifikation der IOL vollständig unterbunden wird oder die Einlagerung von Kalzifikationskatalysatoren in die IOL nicht stattfindet.

Da bereits organisch zementierende textulariide Arten eine mehrlagige IOL aufweisen, kalzitisch zementierende Arten intrazellulär biomineralisieren und die IOL erst im Anschluß an die Zementierung der Kammer ausbilden (Kap. 5.9.4.), ist letztere Hypothese wahrscheinlicher.

Ein Vergleich zwischen der lamellaren Gehäusegenese kalzitischer Arten und derjenigen kalzitisch zementierter textulariider Arten verdeutlicht die homologe Bildung der IOL beider Foraminiferengruppen (Abb. 8). Als Beispiel wird die monolamellare Gehäusegenese dargestellt, bei der die Kalzit-Lamina im Gegensatz zu denen der rotaliiden Arten nur distal der POM ausgebildet werden (ortho-monolamellar: HANSEN, 1979).

5.9.6. Kammerbaumodell kalzitisch zementierter Foraminiferen

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse können unter Berücksichtigung der sich aus der Diskussion ergebenden Aspekte in einem schematischen Modell zum Kammerbau kalzitisch zementierter Foraminiferen zusammengefaßt werden (Abb. 9).

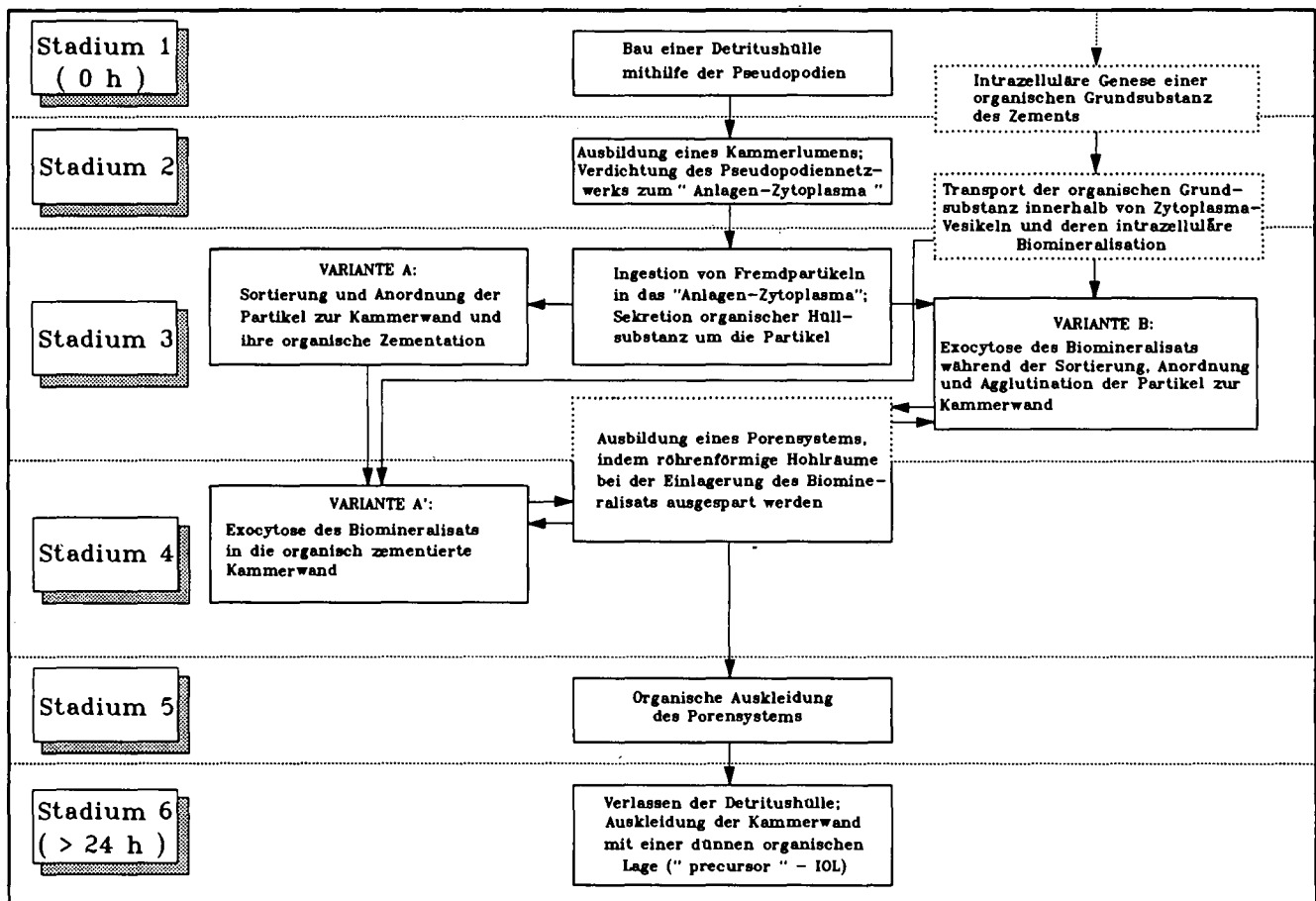


Abb. 9. Kammerbaumodell kalzitisch zementierter Foraminiferen.

Zum Kammerbau wird eine Detritushülle akkumuliert (Stadium 1), in der die Partikel nach Größen sortiert, und ein Hohlraum, das zukünftige Kammerlumen, angelegt werden (Stadium 2). Die Morphologie der neuen Kammer wird durch ein „Anlagen-Zytoplasma“ vorgegeben, das sich aus einer Front verdichteter, anastomosierender Pseudopodien bildet. Die Bausteine für die neue Kammer werden der Hülle entnommen, in das „Anlagen-Zytoplasma“ ingestiert und in Vakuolen zum „Bauplatz“ transportiert. Währenddessen wird in die Vakuolen organisches Material exocytiert und damit die Bausteine organisch umhüllt (Stadium 3). Die Bausteine werden an einer Baufront, ausgehend von der zweitjüngsten Kammer in Richtung Mündung angeordnet und mit morphologisch undifferenzierter organischer Substanz aneinander befestigt. Das Biomineralisat wird entweder nach der organischen Befestigung der Fremdpartikel in die agglutinierte Wand, ausgehend vom distalen zum proximalen Kammerbereich vom Kammerinneren aus eingelagert (Variante A), oder aber simultan mit der Agglutination der Bausteine organisiert (Variante B). Während der Biomineralisat-Einlagerung entsteht das Porensystem, indem regelmäßig Hohlräume ausgespart (Stadium 4) und diese organisch ausgelegt werden (Stadium 5). Nach Fertigstellung der Kammer wird die Wandinnenfläche mit einer dünnen organischen Lage ausgekleidet (Stadium 6). Die mehrlagige IOL differenziert sich während des weiteren Gehäusewachstums, indem nach jedem Kammerbau das gesamte Gehäuseinnere mit einer „precursor“-IOL (OELSCHLÄGER, 1988) ausgelegt und zusätzlich granuläres organisches Material eingelagert wird.

Für die Strukturbildung des Biomineralisats ist eine organische Grundsubstanz anzunehmen, die intrazellulär innerhalb von Vesikeln kalzifiziert und am „Bauplatz“ ungerichtet exocytiert wird. Als organische Grundsubstanz werden „Faser“-Vesikel gedeutet. Orientiertes, möglicherweise epitaktisches Wachstum der Kristalle auf den „Faser“-Matrizen führt zur Ausbildung von organisch umhüllten Kalzitkristallen, die zu Stäbchen hintereinandergelagert sind und innerhalb von Paketen parallel angeordnet liegen.

6. Systematik

6.1. Bemerkungen zur Taxonomie

Im Interesse einer Regional-Nomenklatur wurden die Arten vorwiegend anhand der Publikationen bestimmt, die über die Faunen der jeweiligen Lokalitäten und derer benachbarter Gebiete erschienen sind (Kap. 2.1.). Die Synonymliste enthält neben dem Originalzitat des Erstautoren nur die wichtigsten Zitate der o.g. Publikationen über die jeweiligen agglutinierten Foraminiferen der entsprechenden Lokalitäten. Weiterhin wurden Zitate über Beschreibungen von Holo-, Lecto- und Neotypen sowie ausführlicher Revisionen mit aufgenommen. Für die gehäusemorphologische Beschreibung der einzelnen Arten wird auf die in der Synonymliste angegebenen Zitate der neueren Literatur verwiesen, nicht näher bestimmbare sowie neue Arten werden in der vorliegenden Arbeit diagnostiziert. Unter der Rubrik „Bemerkungen“ wird auf die Herkunft der Arten aus den Original-Kollektionen H. KITAZATO's, H.G. LINDENBERG's und J.W. MURRAY's verwiesen (Tab. 1; Kap.

2.1.). Ferner werden an dieser Stelle nomenklatorische Veränderungen diskutiert, die bei verschiedenen Arten durch die Untersuchungsergebnisse notwendig wurden. Die unter der Rubrik „Vorkommen“ angegebenen Lokalitäts- und Tiefenangaben beziehen sich nur auf das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Material.

6.2. Bemerkungen zur Klassifikation

Die systematische Einteilung erfolgte auf der Basis der supragenerischen Klassifikation von LOEBLICH & TAPPAN (1984), die Genus-Angaben wurden LOEBLICH & TAPPAN (1964a) entnommen*, die Arten innerhalb eines Genus wurden alphabetisch geordnet. Eine Ausnahme bildet die Systematik der Überfamilie der Trochamminacea SCHWAGER, 1877, bei der nach BRÖNNIMANN, ZANINETTI & WHITTAKER (1983) vorgegangen wurde. Dies gilt ebenfalls für die Gattung *Zaninettia* BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1983, die nach LOEBLICH & TAPPAN (1984) nicht zu den textulariiden Foraminiferen zu rechnen, sondern innerhalb der Unterordnung der Carterinina LOEBLICH & TAPPAN, 1981, einzuordnen wäre.

Für eine eindeutige Identifikation wurden sämtliche Arten in REM-Übersichts- und teilweise in Detailaufnahmen in den Tafeln 16 und 17 dokumentiert. Belegmaterial zu allen aufgeführten Arten befindet sich im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen. Belegexemplare der neuen Arten (Holo- und Paratypen) sind im Naturhistorischen Museum Basel hinterlegt, die entsprechenden Katalognummern sind im folgenden Text vermerkt.

6.3. Systematischer Teil

TEXTULARIINA DELAGE & HEROUARD, 1896

Astrorhizacea BRADY, 1881

Bathysiphonidae AVNIMELECH, 1952

Bathysiphoninae AVNIMELECH, 1952

Bathysiphon SARS, 1871

Bathysiphon filiformis SARS

(Taf. 16, Fig. 1)

1871 *Bathysiphon filiformis* SARS, S. 251.

1931 *Bathysiphon filiformis* SARS. – WIESNER, S. 79, Taf. 3, Fig. 28.

1960 *Bathysiphon filiformis* SARS. – BARKER, S. 52, Taf. 26, Fig. 15–20.

1984 *Bathysiphon filiformis* SARS. – LINDENBERG & AURAS, S. 102, Taf. 1, Fig. 12.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5090).

Bathysiphon sp.

(Taf. 16, Fig. 4)

1980 *Siphonamina anulifera* BERTHOLD, nom. nud., S. 14, Abb. 1–20.

Vorkommen: Watamu: 3°21,8' S / 40°0,0' E (eulitoral).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

*) Die Publikation LOEBLICH & TAPPAN (1988) konnte im systematischen Teil nicht mehr berücksichtigt werden.

Bemerkungen: BERTHOLD (1980) diskutierte die systematische Zuordnung dieser Form zu der Gattung *Bathysiphon*. Da ein charakteristischer Mündungsring ausgebildet ist, der nicht für diese Gattung kennzeichnend ist, stellte er in seiner unveröffentlichten Habilitationsschrift die neue Gattung *Siphonammina* auf.

Rhizamminidae RHUMBLER, 1895

Rhizammininae RHUMBLER, 1895

***Rhabdammina* CARPENTER, 1869**

***Rhabdammina abyssorum* CARPENTER**

(Taf. 16, Fig. 2)

1868 *Rhabdammina abyssorum* SARS, nom. nud., S. 248.

1881 *Rhabdammina abyssorum* CARPENTER, S. 562–563, Abb. 32c,d.

?1960 *Rhabdammina abyssorum* SARS. – BARKER, S. 42, Taf. 21, Fig. 1–13.

?1971 *Rhabdammina abyssorum* CARPENTER. – HERB, S. 300, Taf. 9, Fig. 1.

?1981 *Rhabdammina abyssorum* (SARS). – MILAM & ANDERSON, S. 324, Taf. 1, Fig. 1.

1984 *Rhabdammina abyssorum* CARPENTER. – LINDENBERG & AURAS, S. 104, Taf. 3, Fig. 2.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

***Marsipella* NORMAN, 1878**

***Marsipella cervicornis* HOFKER**

(Taf. 16, Fig. 3)

1972 *Marsipella cervicornis* HOFKER, S. 81–82, Taf. 25, Fig. 9–11; Taf. 26, Fig. 1–4.

1984 *Marsipella cervicornis* HOFKER. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 3, Fig. 9.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°48,05' S / 77°57,71' E (329 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5087).

Psammosphaeridae HAECKEL, 1894

Psammosphaerinae HAECKEL, 1894

***Psammosphaera* SCHULZE, 1875**

***Psammosphaera fusca* SCHULZE**

(Taf. 16, Fig. 5)

1875 *Psammosphaera fusca* SCHULZE, S. 113, Taf. 2, Fig. 8.

1931 *Psammosphaera fusca* SCHULZE. – WIESNER, S. 79, Taf. 4, Fig. 32.

1960 *Psammosphaera fusca* SCHULZE. – BARKER, S. 36, Taf. 18, Fig. 1,5–7.

?1971 *Psammosphaera fusca* SCHULZE. – HERB, S. 298, Taf. 4, Fig. 1.

1981 *Psammosphaera fusca* (SCHULZE). – MILAM & ANDERSON, S. 323, Taf. 1, Fig. 6.

1984 *Psammosphaera fusca* SCHULZE. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 3, Fig. 1.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

Hyperamminacea EIMER & FICKERT, 1899

Hyperamminidae EIMER & FICKERT, 1899

Hyperammininae EIMER & FICKERT, 1899

***Hyperammina* BRADY, 1878**

***Hyperammina laevigata* WRIGHT**

(Taf. 16, Fig. 6)

1891 *Hyperammina elongata* BRADY var. *laevigata* WRIGHT, S. 466, Taf. 20, Fig. 1.

1931 *Hyperammina laevigata* WRIGHT. – WIESNER, S. 87, Taf. 8, Fig. 88–89.

1960 *Hyperammina laevigata* WRIGHT. – BARKER, S. 46, Taf. 23, Fig. 9–10.

1984 *Hyperammina laevigata* WRIGHT. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 1, Fig. 13.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5090).

Ammodiscacea REUSS, 1862

Ammodiscidae REUSS, 1862

Ammodiscinae REUSS, 1862

***Glomospira* RZEHAČ, 1885**

***Glomospira charoides* (JONES & PARKER)**

(Taf. 16, Fig. 7)

1860 *Trochammina squamata* JONES & PARKER var. *charoides* JONES & PARKER, S. 304.

1960 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER). – BARKER, S. 78, Taf. 38, Fig. 10–16.

1984 *Glomospira charoides* (JONES & PARKER). – LINDENBERG & AURAS, S. 103 (ohne Abb.).

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

Rzehakinacea CUSHMAN, 1933

Rzehakinidae CUSHMAN, 1933

Miliammininae SAIDOVA, 1981

***Miliammina* HERON-ALLEN & EARLAND, 1930**

***Miliammina arenacea* (CHAPMAN)**

(Taf. 16, Fig. 8)

1916 *Miliolina oblonga* (MONTAGU) var. *arenacea* CHAPMAN, S. 59, Taf. 1, Fig. 7.

?1981 *Miliammina earlandi* (LOEBLICH & TAPPAN). – MILAM & ANDERSON, S. 323, Taf. 2, Fig. 4.

1984 *Miliammina arenacea* (CHAPMAN). – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 3, Fig. 4.

Vorkommen: Süd Georgien: 61°35,0' S / 42°39,0' W (823 m); Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (ohne Nummer), LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

***Miliammina fusca* (BRADY)**

(Taf. 16, Fig. 9)

- 1870 *Quinqueloculina fusca* BRADY, S. 286–297, 95, Taf. 11, Fig. 2–3.
1938 *Quinqueloculina fusca* BRADY. – BARTENSTEIN, S. 391–392, S. 391, Abb. 11.
1951 *Quinqueloculina fusca* BRADY. – VOORTHUYSEN, S. 24, Taf. 1, Fig. 5.
1965 *Miliammina fusca* (BRADY). – LUTZE, S. 88–89, Taf. 15, Fig. 1–9.
1971 *Miliammina fusca* (BRADY). – GABEL, S. 34, Taf. 5, Fig. 22–24.
1971 *Miliammina fusca* (BRADY). – MURRAY, S. 21, Taf. 3, Fig. 1–6.
1977 *Quinqueloculina fusca* BRADY. – HOFKER, S. 280, Taf. 2, Fig. 7.
1988 *Miliammina fusca* (BRADY). – BENDER & HEMLEBEN, S. 14, Taf. 1, Fig. 1–5 [1988a].

Vorkommen: Nordenham: 53°37,07'N / 8°32,53'E (eulitoral).

Zementausbildung: organisch: Stränge.

***Miliammina oblonga sabulosa* RHUMBLER**

(Taf. 16, Fig. 10)

- 1936 *Miliammina oblonga* HERON-ALLEN & EARLAND forma *sabulosa* RHUMBLER, S. 208, S. 209, Abb. 175–177.
?1955 *Miliammina fusca* (BRADY). – RONAI, S. 143, Taf. 20, Fig. 7b (nicht 7a).
1988 *Miliammina oblonga* var. *sabulosa* RHUMBLER. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].

Vorkommen: New York: 40°35,59'N / 73°44,28'W (eulitoral).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Bemerkungen: Es ist anzunehmen, daß es sich bei RONAI's (1955) Abbildung von *M. fusca* („coarse grained form“) um *M. oblonga sabulosa* RHUMBLER handelt, da Gehäuse dieser Art, im Gegensatz zu denen von *M. fusca* größer und gedrungener ausgebildet sind und außerdem gröbere Partikel enthalten. Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal beider Arten liegt in der unterschiedlichen morphologischen Ausbildung des organischen Zements (vgl. Rubrik „Zementausbildung“).

Hormosinacea HAECKEL, 1894

Hormosinidae HAECKEL, 1894

Reophacinae CUSHMAN, 1910

Reophax de MONTFORT, 1808

***Reophax bradyi* BRÖNNIMANN & WHITTAKER**

(Taf. 16, Fig. 11)

- 1884 *Reophax scorpiurus* de MONTFORT. – BRADY, S. 291, Taf. 30, Fig. 12a,b (non de MONTFORT, 1808).
1980 *Reophax bradyi* BRÖNNIMANN & WHITTAKER, S. 264–265, S. 263, Abb. 13–16 (Holotypus).

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

BRÖNNIMANN & WHITTAKER (1980) bestimmten in ihrer „Revision of *Reophax* ...“ den Holotypus *R. bradyi*, der sich durch ein sehr viel größeres, robusteres Gehäuse (max. Länge: 2,1 mm) und voluminöse, gröber agglutinierte Kammern von *R. scorpiurus* de MONTFORT, 1808, unterscheidet (max. Gehäuselänge: 1 mm). Die hier untersuchten Antarktis-Exemplare aus LINDENBERG's Kollektion (max. Gehäuselänge: 3,9 mm) stimmen mit der Beschreibung und den Abbildungen von

BRÖNNIMANN & WHITTAKER von *R. bradyi* überein, nicht jedoch mit der Figur von *R. scorpiurus* in LINDENBERG & AURAS (1984: Taf. 3, Fig. 8; Gehäuselänge: 1,2 mm).

***Reophax moniliformis* SIDALL**

(Taf. 16, Fig. 12)

- 1886 *Reophax moniliforme* SIDALL, S. 54, Taf. 1, Fig. 2.
?1930 *Reophax moniliforme* SIDALL. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 68 (ohne Abb.).
1965 *Reophax moniliforme* SIDALL. – MURRAY, S. 504 (ohne Abb.).
1971 *Reophax moniliformis* SIDALL. – MURRAY, S. 19, Taf. 2, Fig. 1–4.
1973 *Reophax moniliforme* SIDALL. – HAYNES, S. 24–25, Taf. 3, Fig. 17.

Vorkommen: Plymouth: 49°15,78'N / 4°12,48'W (51–59 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 233).

***Reophax ovicula* (BRADY)**

(Taf. 16, Fig. 13)

- 1884 *Hormosina ovicula* BRADY, S. 401, Taf. 39, Fig. 7–9.
1931 *Hormosina ovicula* BRADY. – WIESNER, S. 92, Taf. 11, Fig. 125–126.
1981 *Reophax ovicula* (BRADY). – MILAM & ANDERSON, S. 324, Taf. 1, Fig. 8.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m), 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082, Nr. 5090).

***Reophax* cf. *R. pseudobacillaris* CUSHMAN**

(Taf. 16, Fig. 14)

- 1910 *Reophax pseudobacillaris* CUSHMAN, S. 438, Abb. 2–3.

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Beschreibung: Gehäuse adulter *Reophax* cf. *R. pseudobacillaris*-Individuen weisen bis zu 20 rectilinear angeordnete Kammern auf. Die längste Gehäuselänge beträgt 350 µm. Die Größenzunahme von Kammer zu Kammer ist nur gering. Im Umriss sind die Kammern gleichmäßig rund und an der Mündungsfläche abgeplattet. In aufgebrochenen Kammern ist erkennbar, daß die jüngeren die jeweils vorhergehenden älteren Kammern umfassen. Die terminale Apertur ist morphologisch sehr variabel ausgebildet, schlitzförmig bis rund sowie von unregelmäßiger Form, und besitzt eine schmale Lippe. Die dünne Gehäusewandung besteht aus feinkörnigem Material, in dem einzelne gröbere Partikel liegen. Das Gehäuse zerfällt nach der Lufttrocknung sehr leicht in seine Bestandteile. Da CUSHMAN's (1910) Individuen im Unterschied zu den Watamu-Individuen größer sind (max. Gehäuselänge: 2 mm) und eine arkuate Gehäuseform aufweisen, wurde der Watamu-Typus als *R. cf. R. pseudobacillaris* bezeichnet.

Hormosininae HAECKEL, 1894
Hormosina BRADY, 1879

***Hormosina mortenseni* HOFKER**
(Taf. 16, Fig. 15)

- 1972 *Hormosina mortenseni* HOFKER, S. 62–63, Taf. 18, Fig. 6–12.
?1981 *Reophax nodulosa* (BRADY). – MILAM & ANDERSON, S. 324, Taf. 1, Fig. 7.
1984 *Hormosina mortenseni* HOFKER. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 3, Fig. 6.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m), 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082, Nr. 5090).

Lituolacea de BLAINVILLE, 1827
Haplophragmoididae MAYNC, 1952
Haplophragmoidinae MAYNC, 1952
Haplophragmoides CUSHMAN, 1910

***Haplophragmoides canariensis* (d'ORBIGNY)**
(Taf. 16, Fig. 16)

- 1839 *Nonionina canariensis* d'ORBIGNY, S. 128, Taf. 2, Fig. 33–34 [1839a].
?1931 *Haplophragmoides canariensis* d'ORBIGNY. – WIESNER, S. 95, Taf. 11, Fig. 135; Taf. 12, Fig. 136.
?1981 *Haplophragmoides canariensis* (d'ORBIGNY). – MILAM & ANDERSON, S. 323, Taf. 2, Fig. 7.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).
Haplophragmoides canariensis wurde in der Literatur oftmals mit *C. jeffreysii* (s.u.) verwechselt (BRÖNNIMANN & BEURLEN, 1977), beide Arten unterscheiden sich jedoch in Aperturmerkmalen: *H. canariensis* besitzt eine interiomarginale (Taf. 16, Fig. 16), *C. jeffreysii* eine areale Apertur (Taf. 16, Fig. 17).

***Cribrostomoides* CUSHMAN, 1910**

***Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON)**
(Taf. 16, Fig. 17)

- 1858 *Nonionina jeffreysii* WILLIAMSON, S. 34, Taf. 3, Fig. 72–73.
1970 *Haplophragmoides jeffreysii* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 484, Taf. 1, Fig. 7.
1971 *Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 23, Taf. 4, Fig. 1–5.
1973 *Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON). – HAYNES, S. 29–31, Taf. 2, Fig. 5–6; Taf. 8, Fig. 9; Taf. 29, Fig. 10.
1973 *Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 778 (ohne Abb.).
1977 *Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON). – BRÖNNIMANN & BEURLEN, S. 246–250, Taf. 1–5, Fig. 7–10, 12–13; Taf. 2, Fig. 1–6 (Revision).

Vorkommen: Ärmelkanal: 49°40,74' N / 5°9,6' W (84–95 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 1434).

Lituolidae de BLAINVILLE, 1827
Ammomarginulininae PODOPINA, 1978
Ammobaculites CUSHMAN, 1910

***Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY)**
(Taf. 16, Fig. 18)

- 1846 *Spirolina agglutinans* d'ORBIGNY, S. 137, Taf. 7, Fig. 10–12.
1931 *Ammobaculites agglutinans* d'ORBIGNY. – WIESNER, S. 96, Taf. 12, Fig. 146.
1960 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY). – BARKER, S. 66, Taf. 32, Fig. 20.
1984 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY). – LINDENBERG & AURAS, S. 102, Taf. 3, Fig. 5.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m), 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082, Nr. 5090).

Ammosphaeroidinidae CUSHMAN, 1927
Ammosphaeroidininae CUSHMAN, 1927
Cystamina NEUMAYR, 1889

***Cystamina pauciloculata* (BRADY)**
(Taf. 16, Fig. 19)

- 1879 *Trochammina pauciloculata* BRADY, S. 58, Taf. 5, Fig. 13–14.
1931 *Ammochilostoma pauciloculata* (BRADY). – WIESNER, S. 113, Taf. 18, Fig. 206.
1960 *Cystamina pauciloculata* (BRADY). – BARKER, S. 84, Taf. 41, Fig. 1–2.
1984 *Cystamina pauciloculata* (BRADY). – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 3, Fig. 3.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: Stränge.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).
Diese Art wurde von BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1984a) innerhalb der Familie Ammosphaeroidinidae CUSHMAN, 1927, zu der neuen Überfamilie der Acupeinacea BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1984, gestellt, die in der Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1984) noch nicht enthalten ist.

Recurvoidinae ALEKSEYCHIC-MITSKEVICH, 1973
Recurvoides EARLAND, 1934

***Recurvoides contortus* EARLAND**
(Taf. 16, Fig. 20)

- 1934 *Recurvoides contortus* EARLAND, S. 91, Taf. 10, Fig. 7–19.
1971 *Recurvoides contortus* EARLAND. – HERB, S. 300, Taf. 5, Fig. 9.
1981 *Recurvoides contortus* EARLAND. – MILAM & ANDERSON, S. 323, Taf. 3, Fig. 2.
1984 *Recurvoides contortus* EARLAND. – LINDENBERG & AURAS, S. 104, Taf. 1, Fig. 14; Taf. 3, Fig. 12.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: Netze (?).

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).
Recurvoides contortus wurde von BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1984a) innerhalb der Familie Recurvoidinidae ALEKSEYCHIC-MITSKEVICH, 1973, zu der neuen Überfamilie

der Acupeinacea BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1984, gestellt, zu der ebenfalls die Familie der Ammosphaeroidinidae (s.o.) zu rechnen ist.

Loftusiacea BRADY, 1884
Cyclamminidae MARIE, 1941
Cyclammininae MARIE, 1941
Cyclammina BRADY, 1879

***Cyclammina orbicularis* BRADY**

(Taf. 16, Fig. 21)

- 1884 *Cyclammina orbicularis* BRADY, S. 353, Taf. 37, Fig. 17–18.
1931 *Cyclammina orbicularis* BRADY. – WIESNER, S. 97, Taf. 13, Fig. 149.
1960 *Cyclammina orbicularis* BRADY. – BARKER, S. 76, Taf. 37, Fig. 17–18.
1971 *Cyclammina orbicularis* BRADY. – HERB, S. 296, Taf. 12, Fig. 8.
1984 *Cyclammina orbicularis* BRADY. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 14.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m).

Zementausbildung: organisch: Stränge.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082).

***Cyclammina pusilla* BRADY**

(Taf. 16, Fig. 22)

- 1884 *Cyclammina pusilla* BRADY, S. 353, Taf. 37, Fig. 20–23.
1931 *Cyclammina pusilla* BRADY. – WIESNER, S. 97, Taf. 13, Fig. 151.
1960 *Cyclammina pusilla* BRADY. – BARKER, S. 76, Taf. 37, Fig. 20–23.
1971 *Cyclammina pusilla* BRADY. – HERB, S. 296, Taf. 12, Fig. 7.
1984 *Cyclammina pusilla* BRADY. – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 2, Fig. 2; Taf. 3, Fig. 13.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°29,50' S / 78°11,66' E (1006 m), 66°21' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: Stränge.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5082, Nr. 5090).

***Cyclammina trullissata* (BRADY)**

(Taf. 16, Fig. 23)

- 1879 *Trochammina trullissata* BRADY, S. 56, Taf. 5, Fig. 10, 11.
1931 *Haplophragmoides trullissata* (BRADY). – WIESNER, S. 96, Taf. 12, Fig. 144–145.
1960 *Cyclammina trullissata* (BRADY). – BARKER, S. 82, Taf. 40, Fig. 13.
1984 *Cyclammina trullissata* (BRADY). – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 2, Fig. 1.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).

Zementausbildung: organisch: Stränge.

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5090).

Spiroplectamminacea CUSHMAN, 1927
Spiroplectamminidae CUSHMAN, 1927
Spiroplectammininae CUSHMAN, 1927
***Spiroplectammina* CUSHMAN, 1927**

***Spiroplectammina earlandi* (PARKER)**

(Taf. 16, Fig. 24)

- 1931 *Textularia elegans* LACROIX, S. 14, Taf. 11, Fig. 4, 6.
1933 *Textularia tenuissima* EARLAND, n. nom., S. 95, Taf. 3, Fig. 21–30.

- 1952 *Textularia earlandi* PARKER, n. nom. (s. Fußnote), S. 458, Taf. 2, Fig. 4–5.
1959 *Textularia earlandi* PARKER. – PARKER & ATHEARN, S. 340, Taf. 1, Fig. 7.
1970 *Spiroplectammina biformis* (PARKER & JONES) = *Textularia agglutinans* d'ORBIGNY var. *biformis* PARKER & JONES. – MURRAY, S. 485 (ohne Abb.).
1971 *Textularia earlandi* PARKER. – MURRAY, S. 33, Taf. 9, Fig. 1–3.
1988 *Spiroplectammina earlandi* PARKER. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].

Vorkommen: Aqaba: 29°25,83' N / 35°9,92' E (1 – 15 m), New York: 40°35,59' N / 73°44,28' W (0,5 – 1 m).

Zementausbildung: organisch: Netze.

Bemerkungen: Exemplare aus Aqaba wurden von MURRAY (mündl. Mitteilg., 1986) als *T. earlandi* bestimmt, was die Überprüfung mit MURRAY's (1971) Figuren des „englischen Typus“ bestätigte. Diese „*Textularia*“ besitzt jedoch einen kleinen planispiralen Embryonal-Apparat (Taf. 16, Fig. 24b), was ebenfalls aus MURRAY's Figuren (Fig. 1,3) ersichtlich ist und von BANNER & PEREIRA (1981) als triseriales Anfangsgehäuse angesehen wurde. HÖGLUND (1947) untersuchte 200 Individuen von *T. tenuissima* EARLAND (Synonym von *T. earlandi*, s. Synonymliste) und beschrieb sie, in dieser Weise detailliert übereinstimmend mit den hier untersuchten Exemplaren, folgendermaßen (S. 178):

„.... All the tests begin at the initial end with a 3-4-chambered spiral surrounding the proloculum (text-figs. 154b, 155). The proloculum, which is globular, stands out, when highly magnified, very distinctly from the encircling chambers, owing to its wall not being agglutinated but consisting of chitin only. Its internal diameter varies between 8 and 17 μ m, ...“.

Weiterhin erkannte MURRAY (1973), daß „*T.*“ *earlandi* organisch zementiert und imperforat ist, was eigene Untersuchungen bestätigen (Kap. 4.1.1.2.; Taf. 3, Fig. 5). Da eine systematische Klassifizierung dieser organisch zementierten Form mit planispiralem Anfangsgehäuse zu der Überfamilie der Textulariacea EHRENBERG, 1839, problematisch ist, wurde sie zu der Gattung *Spiroplectammina* CUSHMAN, 1927, gestellt (vgl. ebenfalls HAYNES, 1973).

***Spirorutilis* HOFKER, 1976**

***Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI)**

(Taf. 16, Fig. 25)

- 1903 *Spiroplecta wrightii* SILVESTRI, S. 59, Abb. 1–6.
1916 *Spiroplecta wrightii* SILVESTRI. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 42, Taf. 6, Fig. 7–10.
1930 *Textularia sagittula* DEFRANCE. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 72 (ohne Abb.).
1965 *Textularia sagittula* DEFRANCE. – MURRAY, S. 505, Taf. 1, Fig. 8.
1970 *Textularia sagittula* DEFRANCE group. – MURRAY, S. 485, Taf. 1, Fig. 5–6.
1971 *Textularia sagittula* DEFRANCE group. – MURRAY, S. 31, Taf. 8, Fig. 1–9.
1973 *Spiroplectammina wrightii* (SILVESTRI). – HAYNES, S. 32–34, Taf. 3, Fig. 1, 2.
1979 *Textularia sagittula* DEFRANCE group. – MURRAY, S. 209 (ohne Abb.).
1981 *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI). – BANNER & PEREIRA, S. 89–92, Taf. 6, Fig. 7, 8, 10; Taf. 7, Fig. 1, 2, 5.

Vorkommen: Ärmelkanal: 49°40,74' N / 5°9,6' W (84–95 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 1434).

Die Untersuchung von MURRAY's Original-Typen von „*Textularia sagittula* DEFRANCE group“-Individuen erbrachte eindeutig, daß ein planispirales Anfangsgehäuse ausgebildet ist, was ebenfalls von BANNER & PEREIRA (1981) anhand von MURRAY's REM-Abbildungen (s.o.) diskutiert wurde. Entsprechende Individuen

mit biserialen Anfangsgehäuse wurden in dem von Murray zur Verfügung gestellten Material aus dem Ärmelkanal nicht gefunden. In der Literatur wurde dieser Typus oftmals mit *T. sagittula* DEFRANCE verwechselt (z.B. von BRADY, 1884; LACROIX, 1929; NØRVANG, 1966; LE CALVEZ, 1974, u.a.), obwohl diese ein durchgehend biserials Gehäuse ausbildet. Sehr ausführliche taxonomische Diskussionen über diese Problematik führten HÖGLUND ((1947: *T. sagittula* DEFRANCE), HAYNES (1973, 1981: *Spiroplectammina wrightii* (SILVESTRI)) und BANNER & PEREIRA (1981: *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI)). In der vorliegenden Arbeit wurde dieser Typus in Übereinstimmung mit BANNER & PEREIRA zur Gattung *Spirorutilis* HOFKER, 1976, gestellt, da (1) das planispirale Anfangsgehäuse schmaler als das folgende biserials Gehäuse ausgebildet ist, (2) das Gehäuse lateral zusammengedrückt ist und (3) im Querschnitt eine rhombische Form aufweist (BANNER & PEREIRA, 1981: S. 112). Außerdem zementieren nach BANNER & PEREIRA *Spirorutilis*-Arten „with much calcareous cement“ im Gegensatz zu *Spiroplectammina*-Arten, die Gehäuse „with little or no calcareous cement“ besitzen (S. 104). Diese Autoren stellten NØRVANG's und MURRAY's *Textularia sagittula* DEFRANCE und ebenfalls HAYNES' (1973) *Spiroplectammina wrightii* (SILVESTRI) zu der Gattung *Spirorutilis* HOFKER, 1976, und bestimmten sie als *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI). Auch die von JØRGENSEN (1977) untersuchte *T. sagittula* DEFRANCE zählt nach BANNER & PEREIRA zur Gattung *Spirorutilis*, obwohl dieser Typus nach JØRGENSEN mit einer „rather solid matrix of organic matter“ zementiert (S. 319; Taf. 2, Fig. 10).

Ein weiterer umstrittener Diskussionspunkt ist die Existenz eines Porensystems innerhalb der Kammerwand (Kap. 4.6.4.). Die hier durchgeführten Untersuchungen an *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI) beweisen das Vorhandensein eines „anastomosierenden“ Porensystems (MURRAY, 1973), das innerhalb der Gehäusewand auf die Bereiche der Kiele beschränkt ist (Kap. 4.2.; Taf. 10, Fig. 1).

Trochamminacea SCHWAGER, 1877
Trochamminidae SCHWAGER, 1877
Trochammininae SCHWAGER, 1877
Trochammina PARKER & JONES, 1859

***Trochammina inflata* (MONTAGU)**

(Taf. 17, Fig. 1)

- 1808 *Nautilus inflatus* MONTAGU, S. 81, Taf. 18, Fig. 3.
1950 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – PHLEGER & WALTON, S. 280, Taf. 2, Fig. 1–3.
1952 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – PARKER, Taf. 4, S. 407, Fig. 6,10 [1952a].
1952 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – PARKER, S. 459, Taf. 3, Fig. 1 [1952b].
1955 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – RONAI, S. 144, Taf. 20, Fig. 11.
1959 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – PARKER & ATHEARN, S. 340, Taf. 50, Fig. 18–20.
1965 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – BUZAS, S. 57, Taf. 1, Fig. 9.
1984 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – BRÖNNIMANN & WHITTAKER, S. 311–315, S. 312, Abb. 1–5 (Neotypus) [1984a].
1986 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – GOLDSTEIN & FREY, S. 118, Abb. 15–17.
1988 *Trochammina inflata* (MONTAGU). – BENDER & HEMLEBEN, S. 14, Taf. 1, Fig. 6–8; Taf. 2, Fig. 1 [1988a].

Vorkommen: New York: 40°35,59'N / 73°44,28'W (0,5–1 m).

Zementausbildung: organisch: Netze.

***Paratrochammina* BRÖNNIMANN, 1973**

***Paratrochammina bermudaensis* n.sp.**

(Taf. 17, Fig. 2)

1988 *Paratrochammina* sp. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].

Vorkommen: Bermuda: 32°22,02'N / 64°41,98'W (3,50 m).

Diagnose: Freilebende Flachwasserform. Trochospirales, konkav-konvexes Gehäuse. Apertur paratrochamminid. Feinagglutiniertes Gehäuse. Imperforate Gehäusewand. Organischer Zement (Schaum).

Erstbeschreibung: *Paratrochammina bermudaensis* n.sp. ist im Durchmesser 260 bis 300 µm groß, trochospiral, mit einer axialen Höhe von 100–150 µm und von konkavo-konvexer Form. Gehäuse adulter Individuen weisen ca. 24 Kammern auf, die in 4 bis 5 Windungen angeordnet sind. Umbilikal sind 4½ bis 5½ aufgeblasene Kammern sichtbar, die jeweils von der nächstjüngeren Kammer umfaßt werden. In der Gehäuseperipherie sind die Kammern rund und umbilikal etwa dreieckig ausgebildet. Die eingesenkten Suturen sind auf der Spiral- und Umbilikalseite deutlich erkennbar. Die paratrochamminide Mündung ist groß und weit geöffnet. Es sind weder eine Mündungslippe, vergleichbar mit der von *P. stoeni* BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1979, noch umbilikale „flaps“, vergleichbar mit denen von *P. simplissima* oder *P. clossi*, s.s., bzw. *P. cf. P. clossi* vorzufinden. Es wurden nur organische Prolokuli von 14 bis 18 µm Größe beobachtet. Es liegt eine dünne OOL und eine IOL vor sowie ein organischer, schaumähnlicher Zement. Das Gehäuse ist aus feinkörnigen, durchschnittlich ca. 20 µm großen Partikeln aufgebaut, die organisch umhüllt sind. Die porenlose, einlagige Gehäusewand ist nur ca. 10 µm stark. Gehäuse von *P. bermudaensis* n.sp. unterscheiden sich von denen von *P. clossi*, s.s., durch eine stärkere Einrollung, bedingt durch ca. 5 zusätzliche Kammern. Die Kammern sind stärker aufgeblasen und erscheinen hierdurch in der Gehäuseperipherie und umbilikal rundlicher.

Holotyp: Naturhistorisches Museum Basel, C 36628, Tafel 17, Fig. 2b.

***Paratrochammina* cf. *P. clossi* BRÖNNIMANN**

(Taf. 17, Fig. 3)

1979 *Paratrochammina clossi* BRÖNNIMANN, S. 8–10, S. 21, Abb. 9A,H.

Vorkommen: Aqaba: 29°25,83'N / 35°9,92'E (1 – 15 m); Mombasa: 4°20,0'S / 39°50,0'E (4 m); Bermuda: 32°22,02'N / 64°41'W (3,50 m).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Beschreibung: Dieser flach trochospirale, schwach konkavo-konvexe Typus besitzt einen Durchmesser von 250 bis 280 µm, die axiale Höhe beträgt 50 bis 80 µm. Adult sind ca. 19 Kammern ausgebildet, aufgereiht innerhalb von 3 bis 4 Windungen. Umbilikal sind 4 bis 4½ Kammern sichtbar, wobei die jüngeren die vorhergehenden älteren Kammern umfassen. Die Kammern sind in der Peripherie rund, umbilikal annähernd dreieckig ausgebildet und axial abgeflacht. Die Suturen der Spiralseite sind deutlich erkennbar und umbilikal tief eingesenkt. Es ist eine paratrochammi-

nide Apertur ausgebildet, die interiomarginal in umbilikal-extraumbilikal Position liegt. Die Kammerwand ist über der Apertur in zentral-umbilikal Position zu einem stumpf-dreieckigen „flap“ ausgezogen. Der 15–20 µm große Prolokulus ist im allgemeinen organisch ausgebildet, es wurden aber auch vereinzelt gleichgroße agglutinierte Prolokuli beobachtet. Die porenlose Gehäusewand ist einlagig, zwischen 20 und 30 µm stark und im Inneren mit einer IOL überzogen. Eine die gesamte Gehäuseoberfläche überziehende OOL konnte nicht festgestellt werden. Es werden Partikel von <1 µm bis max. 50 µm Größe mit organischem, schaumähnlichem Zement agglutiniert. Auf der Umbilikalseite des Gehäuses werden kleinere Partikel eingebaut, die nach außen glatt eingeregelt sind. Die einzelnen Gehäusebausteine sind organisch umhüllt (Kap. 4.3.3.; Taf. 4, Fig. 7a,b). Im Gegensatz zu *P. clossi*, s.s.-Individuen, die nach BRÖNNIMANN (1979) ausnahmslos 5 Kammern pro Windung ausbilden, sind bei den untersuchten Individuen aus Aqaba, Mombasa und Bermuda umbilikal max. 4½ Kammern sichtbar. Weiterhin sind die hier untersuchten Gehäuse mit 250 bis 280 µm Durchmesser durchschnittlich 50 µm größer als die von *P. clossi*, s.s. (= 160 bis 250 µm).

Paratrochammina simplissima
(CUSHMAN & McCULLOCH)

(Taf. 17, Fig. 4)

- 1939 *Trochammina pacifica* CUSHMAN var. *simplex* CUSHMAN & McCULLOCH, S. 104, Taf. 11, Fig. 4.
1948 *Trochammina pacifica* CUSHMAN var. *simplissima* CUSHMAN & McCULLOCH, n. nom., S. 76.
1979 *Paratrochammina simplissima* (CUSHMAN & McCULLOCH). – BRÖNNIMANN, S. 10–15, S. 14, Abb. 6; S. 21, Abb. 8 (Revision).

Vorkommen: Aqaba: 29°25,83' N / 35°9,92' E (1 – 15 m); Watamu: 3°21,1' S / 40°0,0' E (eulitoral); Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

***Portatrochammina* ECHOLZ, 1971**

Portatrochammina murrayi
BRÖNNIMANN & ZANINETTI

(Taf. 17, Fig. 5)

- 1876–1877 *Lituola globigeriniformis* PARKER & JONES. – WRIGHT, S. 103, Taf. 4, Fig. 6.
1965 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) var. *pygmaea* HÖGLUND. – MURRAY, S. 505 (ohne Abb.).
1970 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) var. *pygmaea* HÖGLUND. – MURRAY, S. 458, Taf. 1, Fig. 4,8.
1971 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) var. *pygmaea* HÖGLUND. – MURRAY, S. 35, Taf. 10, Fig. 1–2.
1973 *Trochammina globigeriniformis* var. *pygmaea* HÖGLUND. – HAYNES, S. 36–37, Taf. 4, Fig. 14.
1979 *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES) var. *pygmaea* HÖGLUND. – MURRAY, S. 209 (ohne Abb.).
1984 *Portatrochammina murrayi* BRÖNNIMANN & ZANINETTI, S. 72–74, Taf. 5, Fig. 7,12–15 (Holotypus) [1984b].

Vorkommen: Ärmelkanal: 49°40,74' N / 5°9,6' W (84 – 95 m); Aqaba: 29°25,83' N / 35°9,92' E (1 – 15 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert (?).

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 1434).

Nach BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1984b) stimmt MURRAY's (1971) *T. globigeriniformis* (PARKER & JONES) var. *pygmaea* HÖGLUND, 1947, mit der von ihnen neu benannten *P. murrayi* überein und unterscheidet sich von HÖGLUND's Holo- und Paratypus von var. *pygmaea* in Aperturmerkmalen (vgl. außerdem HILTERMANN, 1972). Somit handelt es sich bei MURRAY's Typus um eine neue Art, die von BRÖNNIMANN & ZANINETTI neu beschrieben wurde.

***Trochamminopsis* BRÖNNIMANN, 1976**

***Trochamminopsis irregularis* n.sp.**

(Taf. 17, Fig. 6)

Vorkommen: Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).

Diagnose: Freilebende Flachwasserform. Flach trochospirales, konkavo-konvexes Gehäuse. Apertur trochamminopsid axial, z.T. paratrochamminopsid. Imperforate, einlagige, dünne Gehäusewand. Organischer Zement (Schaum). Kollabiert leicht.

Erstbeschreibung: Das adulte Gehäuse dieser flach trochospiralen *Trochamminopsis*-Art von Bermuda besitzt durchschnittlich einen Durchmesser von 240 bis 290 µm, die axiale Höhe beträgt 50–80 µm. Es sind ca. 16 Kammern innerhalb von 4 Spiralwindungen ausgebildet. Umbilikal sind 4 Kammern sichtbar, wobei die jüngste Kammer nahezu die Hälfte des Gehäuses einnehmen kann. Die flach gebogene Mündung liegt interiomarginal zentral-umbilikal und symmetrisch bezüglich der Aufrollungsachse (Taf. 17, Fig. 6c). Das Gehäuse besteht umbilikal und spiral aus bis zu 50 µm großen Partikeln, die umbilikal glatter eingeregelt sind. Der organische Prolokulus ist nur etwa 12 µm groß. Diese Art bildet eine IOL, organische Partikelhüllen sowie organischen, schaumähnlichen Zement aus. Eine durchgehende OOL wurde nicht festgestellt. Die porenlose Gehäusewand ist nur ca. 10 µm stark und kollabiert bei Lufttrocknung leicht. Die Bermuda-Individuen ähneln gehäusemorphologisch denen von *T. toddae* BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1984, unterscheiden sich jedoch von diesen durch ein flach trochospirales Gehäuse, das außerdem ca. 100 µm größer ist. Der Bermuda-Typus besitzt im Gegensatz zu *T. toddae* eine ausgeprägte axiale Depression.

Holotyp: Naturhistorisches Museum Basel, C 36635, Tafel 17, Fig. 6c.

***Trochamminopsis mombasaensis* n.sp.**

(Taf. 17, Fig. 8)

1988 *Trochamminopsis* sp. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14, Taf. 2, Fig. 2–4 [1988a].

Vorkommen: Mombasa: 4°20,0' S / 39°50,0' E (4 m).

Diagnose: Freilebende Flachwasserform. Flach trochospirales, konkavo-konvexes Gehäuse. Apertur axial trochamminopsid. Einlagige, imperforate Gehäusewand. Organischer Zement (Schaum).

Erstbeschreibung: *Trochamminopsis mombasaensis* n.sp. ist flach trochospiral (axiale Höhe: ca. 80 µm) mit einem umbilikal-spiral Durchmesser von durchschnittlich 330 bis 380 µm. Das Gehäuse ist in der Peripherie oval, axial zusammengedrückt und umbilikal schwach konkav ausgebildet. Ca. 17 Kammern sind innerhalb von 3½ bis 4 Windungen trochospiral aufgerollt. Umbilikal sind 4 deutlich suturierte Kammern sichtbar, die sich stark überlappen. Die flach gebogene Apertur liegt interiomarginal zentral-umbilikal, symmetrisch in bezug auf die Achse der Einrollung. Es wurden ausschließlich organische Prolokuli von ca. 20 µm Durchmesser beobachtet. Die Oberflächentextur ist umbilikal glatter und feinkörniger ausgebildet als auf der Spiralseite des Gehäuses, in das Bausteine von bis zu 50 µm agglutiniert werden. Es sind organische Hüllen um die Partikel ausgebildet und eine IOL nachweisbar; eine durchgehende OOL fehlt dagegen. Die Partikel werden durch organischen, schaumähnlichen Zement aneinander befestigt. Die porenlose Gehäusewand ist nur ca. 10 µm stark. *Trochamminopsis mombasaensis* n.sp. unterscheidet sich von *T. irregularis* n.sp. (s.o.) durch ein größeres, axial stärker abgeflachtes Gehäuse. Die Mündung ist, im Gegensatz zu derjenigen von *T. irregularis* n.sp. regelmäßig axial ausgebildet.

Holotyp: Naturhistorisches Museum Basel, C 36640, Tafel 17, Fig. 8b (Paratyp: C 36641, Tafel 17, Fig. 8a).

Tritaxis SCHUBERT, 1921

Tritaxis sp.

(Taf. 17, Fig. 9)

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Beschreibung: Diese im Durchmesser durchschnittlich 320 µm große *Tritaxis*-Art besitzt 22 Kammern, die innerhalb von 4 Windungen arrangiert sind. Im letzten Umgang sind 3 Kammern sichtbar, die alle etwa die gleiche Größe besitzen. Das Gehäuse ist umbilikal konkav ausgebildet und weist deutliche Suturen auf. Die Apertur ist weit geöffnet und vom *Trochammina*-Typus, d.h. interiomarginal in extraumbilikaler Position. Es ist eine schmale Lippe ausgebildet. Der organische Prolokulus ist max. 10 µm groß. Bis zu 50 µm große, organisch umhüllte Bausteine werden durch organischen, schaumähnlichen Zement agglutiniert. Die Bausteine der Umbilikalseite sind, im Gegensatz zur Spiralseite oberflächlich glatt eingeregelt. Von den untersuchten Watamu-Individuen unterscheidet sich *Tritaxis fusca* (WILLIAMSON) durch ein größeres Gehäuse (520 µm) und durch die Anlage von nur 11 Kammern innerhalb von 2 Windungen (vgl. BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1984c; Neotypus-Beschreibung). Vergleichbar sind die Watamu-Individuen mit HEDLEY et al's. (1964) *T. fusca* (WILLIAMSON) (= *Tritaxis* sp. 1963. 2.19.17; in BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1984c, S. 294, Fig. 11–14), die jedoch umbilikal 4 Kammern in der letzten Windung aufweist.

Polystomamininae BRÖNNIMANN & BEURLEN, 1977 *Deuterammina* BRÖNNIMANN, 1976

Deuterammina ochracea ochracea (WILLIAMSON)

(Taf. 17, Fig. 10)

- 1858 *Rotalina ochracea* WILLIAMSON, S. 55, Taf. 4, Fig. 112; Taf. 5, Fig. 113.
?1916 *Trochammina ochracea* (WILLIAMSON). – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 41 (ohne Abb.).
?1930 *Trochammina ochracea* (WILLIAMSON). – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 71 (ohne Abb.).
1970 *Trochammina ochracea* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 485, Taf. 1, Fig. 2–3.
1971 *Trochammina ochracea* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 37, Taf. 11, Fig. 1–5.
1973 *Trochammina ochracea* (WILLIAMSON). – HAYNES, S. 40–41, Taf. 5, Fig. 15–16.
1983 *Deuterammina (Lepidodeuterammina) ochracea ochracea* (WILLIAMSON). – BRÖNNIMANN & WHITTAKER, S. 233–236, S. 234, Abb. 1–6, S. 235, Abb. 7–8, 10 (Lectotypus) [1983a].

Vorkommen: Ärmelkanal: 49°40,74' N / 5°9,6' W (84 – 95 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert (?).

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 1434).

Nach BRÖNNIMANN & WHITTAKER (1983a) ist MURRAY's *T. ochracea* (WILLIAMSON) conspezifisch mit ihrem neuen Lectotypus (vgl. ebenfalls BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1984b: Taf. 2, Fig. 1,3).

Arenoparrellinae SAIDOVA, 1981 *Jadammina* BARTENSTEIN & BRAND, 1938

Jadammina macrescens (BRADY)

(Taf. 17, Fig. 7)

- 1870 *Trochammina inflata* (MONTAGU) var. *macrescens* BRADY, S. 290, Taf. 11, Fig. 5.
1950 *Trochammina macrescens* BRADY. – PHLEGER & WALTON, S. 281, Taf. 2, Fig. 6–9.
?1952 *Trochammina macrescens* BRADY. – PARKER, S. 408, Taf. 4, Fig. 8 [1952a].
?1952 *Trochammina macrescens* BRADY. – PARKER, S. 460, Taf. 3, Fig. 3 [1952b].
1955 *Trochammina macrescens* BRADY. – RONAI, S. 144, Taf. 20, Fig. 11.
1959 *Jadammina polystoma* BARTENSTEIN & BRAND. – PARKER & ATHEARN, S. 341, Taf. 50, Fig. 21–22, 27.
1984 *Jadammina macrescens* (BRADY). – BRÖNNIMANN & WHITTAKER, S. 303–309, S. 305, Abb. 1–15 (Lectotypus) [1984b].
1988 *Jadammina macrescens* (BRADY). – BENDER & HEMLEBEN, S. 14, Taf. 2, Fig. 5 [1988a].

Vorkommen: New York: 40°35,59' N / 73°44,28' W (0,5 – 1 m).

Zementausbildung: organisch: Schaum.

Remaneicidae LOEBLICH & TAPPAN, 1964 Zaninettiinae BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1983 *Zaninettia* BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1983

Zaninettia brasiliensis BRÖNNIMANN & WHITTAKER

(Taf. 17, Fig. 11)

- 1983 *Zaninettia brasiliensis* BRÖNNIMANN & WHITTAKER, Taf. 3, Fig. 1–2 (Holotypus) [1983b].

Vorkommen: Suruga-Bucht (Japan): 34°37,4' N / 138°46,8' E (120 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: KITAZATO-Kollektion (Nr. KT-79-18. MTS-1N).

Die Frage nach der Herkunft der Spikulae, die die Gehäuse von Arten der Gattung *Zaninettia* und entsprechend die der Gattung *Carterina* aufbauen, ist bis heute ungeklärt (Kap. 4.6.6.). In der Literatur wechselte die systematische Einstufung der Gattungen, entsprechend den Annahmen die Spikulae seien agglutiniert oder aber vom Tier selbst produziert, zwischen den Unterordnungen Textulariina (ANGELL, 1978; BRÖNNIMANN & WHITTAKER, 1983b) und Rotaliina oder Carterinina (CARTER, 1877; BRADY, 1884; WOOD, 1949; LOEBLICH & TAPPAN, 1964a, 1984; DEUTSCH & LIPPS, 1976; HANSEN & GRÖNLUND, 1977). Das „Carterina-Problem“ kann letztlich nur durch Laborkultivierung der entsprechenden Arten auf Spikulae-freiem Sediment gelöst werden, lebende Individuen standen hier jedoch ebenfalls nicht zur Verfügung.

Die Spikulae der hier untersuchten japanischen Art *Z. brasiliensis* werden aufgrund ihrer organischen Umhüllung und Befestigung als agglutinierte Fremdpartikel interpretiert (Kap. 4.6.6.; Taf. 6, Fig. 1–2) und somit in Übereinstimmung mit BRÖNNIMANN & WHITTAKER (1983b) zu der Überfamilie der Trochamminacea SCHWAGER, 1877, gestellt.

Verneuilinacea CUSHMAN, 1911
Verneuilinidae CUSHMAN, 1911
Gaudryininae BALAKHMATOVA, 1973
Gaudryina d'ORBIGNY, 1839

Gaudryina rudis* WRIGHT

(Taf. 17, Fig. 2)

1900 *Gaudryina rudis* WRIGHT, S. 53, Taf. 2, Fig. 1.

?1916 *Gaudryina rudis* WRIGHT. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 42 (ohne Abb.).

?1930 *Gaudryina rudis* WRIGHT. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 75 (ohne Abb.).

1967 *Gaudryina rudis* WRIGHT. – LE CALVEZ & BOILLOT, S. 394, Taf. 2, Fig. 12.

1971 *Gaudryina rudis* WRIGHT. – MURRAY, S. 43, Taf. 14, Fig. 1–6.

Vorkommen: Ärmelkanal: 49°40,74' N / 5°9,6' W (84 – 95 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 1434).

Die Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1984) weist die Überfamilie der Verneuilinacea CUSHMAN, 1911, als „non-canalicate“ aus, was im Gegensatz zu dem hier erzielten Untersuchungsergebnis an *G. rudis* steht und bereits von MURRAY (1973) erkannt wurde (Kap. 4.2.; Taf. 9, Fig. 6).

* Nachtrag: Die untersuchte Art ist nicht zu der Gattung *Gaudryina*, sondern zu der Gattung *Dorothia* zu stellen (mündl. Mitt. Prof. Dr. G.-F. LUTZE). Es bleibt zu prüfen, ob auch rezente Arten der Gattung *Marssonella* zugeordnet werden können. Kennzeichnendes Merkmal der Gattungen *Dorothia* und *Marssonella* ist u.a. die „canalicate“ Gehäusewand (LOEBLICH & TAPPAN, 1988), die in Gehäusen der hier untersuchten Art – *Dorothia rudis* (WRIGHT) – nachweisbar ist.

Ataxophragmiacea SCHWAGER, 1877

Ataxophragmiidae SCHWAGER, 1877

Ataxophragmiinae SCHWAGER, 1877

***Eggerelloides* HAYNES, 1973**

***Eggerelloides scabrum* (WILLIAMSON)**

(Taf. 17, Fig. 13)

1858 *Bulimina scabra* WILLIAMSON, S. 65, Taf. 5, Fig. 136–137.

1965 *Eggerella scabra* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 503, Taf. 1, Fig. 5.

1968 *Eggerella scabra* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 94, Taf. 1, Fig. 1.

1970 *Eggerella scabra* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 484, Taf. 1, Fig. 1.

1971 *Eggerella scabra* (WILLIAMSON). – MURRAY, S. 45, Taf. 15, Fig. 1–6.

1973 *Eggerelloides scabrum* (WILLIAMSON). – HAYNES, S. 44–46, Taf. 2, Fig. 7–8; Taf. 19, Fig. 10–11.

Vorkommen: Plymouth: 49°15,78' N / 4°12,48' W (51–59 m).

Zementausbildung: organisch: undifferenziert.

Bemerkungen: MURRAY-Kollektion (Nr. 233).

HAYNES (1973) stellte die neue Gattung *Eggerelloides* auf, da die Aperturausbildung (eine kommaförmige Mündung mit zahnplattenartig eingezogenem Innenrand) nicht mit der Gattung *Eggerella* übereinstimmt (vgl. Diskussion LUTZE et al., 1983). Dies konnte an Exemplaren von Plymouth bestätigt werden. Außerdem zeigte sich, daß Gehäuse von *E. scabrum* imperforat sind, was die taxonomische Abgrenzung zur Gattung *Eggerella* CUSHMAN, 1933, stützt. WILLIAMSON (1858) erkannte bereits, daß *E. scabrum* organisch zementiert (vgl. ebenfalls MURRAY, 1973).

Nach HAYNES (1973) ist die Gattung *Eggerelloides* zur Familie der Ataxophragmiidae SCHWAGER, 1877, zu stellen.

Eggerellidae CUSHMAN, 1937

Eggerellinae CUSHMAN, 1937

***Eggerella* CUSHMAN, 1933**

***Eggerella bradyi* (CUSHMAN)**

(Taf. 17, Fig. 14)

1911 *Verneuilina bradyi* CUSHMAN, S. 54, S. 55, Abb. 87.

1960 *Eggerella bradyi* (CUSHMAN). – BARKER, S. 96, Taf. 47, Fig. 4–7.

1979 *Eggerella bradyi* (CUSHMAN). – CORLISS, S. 5, Taf. 1, Fig. 3–4.

1984 *Eggerella bradyi* (CUSHMAN). – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 1, Fig. 2.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°38,11' S / 78°2,39' E (1590 m).

Zementausbildung: kalzitisch (?).

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5084).

Die untersuchten Individuen von *E. bradyi*, die aus einer unterhalb der CCD genommenen Probe stammen, zeigen keine der typischen Zementausbildungen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei dem vorgefundenen organischen Wandmaterial um Rückstände des postmortal veränderten, primär kalzitischen Zements (Kap. 4.1.2.1.; vgl. *Martinottiella nodulosa*). Im Widerspruch zur Auffassung von LOEBLICH & TAPPAN (1984), daß Ataxophragmiaceen „non-canalicate“ sind, ergaben die hier durchgeführten Gehäuseuntersuchungen an *E. bradyi*, daß ein regelmäßig ausgebildetes Porensystem vorliegt (Kap. 4.2.; Taf. 9, Fig. 5).

Textulariacea EHRENBERG, 1839
Textulariidae EHRENBERG, 1839
Textulariinae EHRENBERG, 1839
Textularia DEFRANCE, 1824

***Textularia* cf. *T. aperturalis* CUSHMAN**
(Taf. 17, Fig. 15)

- 1911 *Textularia aperturalis* CUSHMAN, S. 20, Abb. 34–35.
1988 *Textularia aperturalis* CUSHMAN. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
1988 *Textularia* cf. *T. aperturalis* CUSHMAN. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral);
Aqaba: 29°25,83'N / 35°9,92'E (1–15 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: Dieser Typus wurde durch die übereinstimmende gehäusemorphologische Ausbildung zu *T. aperturalis* gestellt. Da CUSHMAN's (1911) Individuen im Unterschied zu den Watamu-Individuen sehr feines, fast „amorphes“ Material agglutinieren und adult meist eine im mittleren Bereich geteilte Apertur mit einer schwach ausgebildeten Lippe aufweisen, wurde der Watamu-Typus als *T. cf. T. aperturalis* bezeichnet.

Textularia candeiana kenyaensis
BANNER & PEREIRA
(Taf. 17, Fig. 16)

- ?1915 *Textularia candeiana* d'ORBIGNY. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 627, Taf. 47, Fig. 12.
1981 *Textularia candeiana kenyaensis* BANNER & PEREIRA, S. 93, Taf. 1, Fig. 8; Taf. 2, Fig. 2–4.
1988 *Textularia candeiana kenyaensis* BANNER & PEREIRA. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
1988 *Textularia candeiana* d'ORBIGNY *kenyaensis* BANNER & PEREIRA. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral).
Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: BANNER's & PEREIRA's (1981) geographische Subspezies von „Kenyan reefs“ unterscheidet sich von *T. candeiana*, s.s., „in that the chambers are lower compared to their breadth, and the intercameral sutures, in side view, are more strongly curved“ (S. 93). Die Watamu-Individuen stimmen mit der Beschreibung und den Figuren von BANNER's & PEREIRA's *T. candeiana kenyaensis* überein.

***Textularia conica* d'ORBIGNY**
(Taf. 17, Fig. 17)

- 1839 *Textularia conica* d'ORBIGNY, S. 143, Taf. 1, Fig. 19–20 [1839b].
1922 *Textularia conica* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 22–23, Taf. 5, Fig. 5–7.
1949 *Textularia conica* d'ORBIGNY. – SAID, S. 6, Taf. 1, Fig. 7.
1965 *Textularia conica* d'ORBIGNY. – MOURA, S. 12, Taf. 1, Fig. 3.
1981 *Textularia conica* d'ORBIGNY. – CHASENS, S. 201 (ohne Abb.).

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral);
Bermuda: 32°22,02'N / 64°41,98'W (3,50 m); Aqaba:
29°25,83'N / 35°9,92'E (1–15 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

***Textularia* cf. *T. fungiformis* FORNASINI**
(Taf. 17, Fig. 18)

- 1887 *Textularia fungiformis* FORNASINI, S. 304–305, Taf. 10, Fig. 1.
1979 *Textularia* cf. *T. fungiformis* FORNASINI. – HALICZ & REISS, Taf. 2, Fig. 14, 17–20; Taf. 3, Fig. 1.
1984 *Textularia fungiformis* FORNASINI. – REISS & HOTTINGER, S. 240 (ohne Abb.).

Vorkommen: Aqaba: 29°25,83'N / 35°9,92'E (1 – 15 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: Die Originaltypen FORNASINI's stammen aus dem Pliozän Italiens.

***Textularia kerimbaensis* SAID**
(Taf. 17, Fig. 19)

- 1915 *Textularia conica*, var. *corrugata* HERON-ALLEN & EARLAND, S. 629–630, Taf. 47, Fig. 24–27.
1949 *Textularia kerimbaensis* SAID, n. nom., S. 6, Taf. 1, Fig. 8.
?1965 *Textularia corrugata* HERON-ALLEN & EARLAND. – LE CALVEZ, Tab. 16, Taf. 13, Fig. 8.
?1979 *Spiroplectammina kerimbaensis* (SAID). – HALICZ & REISS, S. 306–307, 312, Taf. 3, Fig. 9, 13, 15–21.
1981 *Textularia kerimbaensis* SAID. – BANNER & PEREIRA, S. 93–94, Taf. 2, Fig. 5–7, 9–10; Taf. 3, Fig. 1.
?1984 *Spiroplectammina kerimbaensis* SAID. – REISS & HOTTINGER, S. 240, S. 239, Abb. G.24a.

Vorkommen: Watamu: 3°21,8'S / 40°0,0'E (eulitoral);
Aqaba: 29°25,83'N / 35°9,92'E (1–15 m).

Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Bemerkungen: Nach BANNER & PEREIRA (1981: Taf. 2, Fig. 5) und eigenen Untersuchungen folgt unmittelbar auf den Prolokulus eine einzelne triseriale Kammerwindung, wodurch das Anfangsgehäuse oftmals etwas verdickt erscheint. Da hierdurch eine Einordnung in die Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1984) nicht möglich ist, wurde diese kalzitisch agglutinierende, perforate Art mit triserialem Anfangsgehäuse im Sinne von BANNER & PEREIRA (1981; vgl. Systematik) zu der Überfamilie der Textulariinae EHRENBERG, 1838, gestellt. Nach BANNER & PEREIRA sind ihre *T. kerimbaensis*-Individuen von Mombasa übereinstimmend mit den Originaltypen von *T. conica* var. *corrugata* HERON-ALLEN & EARLAND, 1915 (Mosambik, Kerimba Archipel).

?, „*Textularia*“

„*Textularia*“ *palustris* WARREN
(Taf. 17, Fig. 20)

- 1957 *Textularia palustris* WARREN, S. 34, Taf. 4, Fig. 3–5.
1971 *Textularia palustris* WARREN. – AKERS, S. 158, Taf. 2, Fig. 7.
1986 *Textularia palustris* WARREN. – GOLDSTEIN & FREY, S. 118, Taf. 3, Fig. 10.

Vorkommen: New York: 40°35,59'N / 73°44,28'W
(0,5–1 m).

Zementausbildung: organisch: Netze.

Bemerkungen: Da diese Art in der mikrosphärischen Generation einen triserialen Embryonal-Apparat besitzt (Taf. 17, Fig. 20d), imperforat ist sowie organisch zementiert (Kap. 4.1.1.2.), wurde die Gattungsbezeichnung in dieser Arbeit in Anführungsstriche gesetzt. Nach AKERS (1971) sind die *T. palustris*-Indivi-

duen von Nord Carolina übereinstimmend mit WARREN's Holotypus von Louisiana. In AKER's Figur von *T. palustris* (1971: Taf. 2, Fig. 7) ist ebenfalls ein triseriales Anfangsgehäuse erkennbar. Die makrosphärische Generation der hier untersuchten „*T.*“ *palustris* von New York besitzt dagegen ein durchgehend biseriales Gehäuse (Taf. 17, Fig. 20b) und ist hierdurch ohne weiteres mit einer „echten“ *Textularia* verwechselbar, wenn man auf eine Untersuchung der Zementausbildung sowie auf die Überprüfung der Existenz eines Porensystems verzichtet. WARREN (1957, S. 34) bemerkte, daß sich „*T.*“ *palustris* von *T. elegans* (= *Spiroplectammina earlandi*, vgl. Synonymieliste) durch „absence of any spiral arrangements in the early portion of the test“ unterscheidet.

Valvulinidae BERTHELIN, 1880
Valvulininae SCHUBERT, 1921
***Valvulina* d'ORBIGNY, 1826**

***Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY**
 (Taf. 17, Fig. 21)

- 1839 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY, S. 103, Taf. 2, Fig. 21–22 [1839b].
 1922 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 64–65, Taf. 11, Fig. 2–5.
 1937 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 10–11, Taf. 2, Fig. 4–5.
 1971 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – BOCK et al., S. 10, Taf. 2, Fig. 11.
 1981 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – BANNER & PEREIRA, S. 108, Taf. 8, Fig. 6–7; Taf. 9, Fig. 1–3, 8.
 1988 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14, Taf. 2, Fig. 6–8 [1988a].
 1988 *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42, Taf. 1, Fig. 1–7 [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8' S / 40°0,0' E (eulitoral);
 Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).
 Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

Clavulininae BALAKHMATOVA, 1973
***Clavulina* d'ORBIGNY, 1826**

***Clavulina angularis* d'ORBIGNY**
 (Taf. 17, Fig. 22)

- 1826 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY, S. 268, Taf. 12, Fig. 7.
 1981 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY. – BANNER & PEREIRA, S. 110, Taf. 9, Fig. 5, 6; Taf. 10, Fig. 4, 6, 10.
 1982 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY. – LEVI et al., S. 136, Taf. 1, Fig. 4.
 1988 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
 1988 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8' S / 40°0,0' E (eulitoral);
 Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).
 Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

***Clavulina difformis* BRADY**
 (Taf. 17, Fig. 23)

- 1884 *Clavulina angularis* d'ORBIGNY var. *difformis* BRADY, S. 396, Taf. 48, Fig. 25–31.
 1915 *Clavulina angularis*; var. *difformis* BRADY. – HERON-ALLEN & EARLAND, S. 637, Taf. 48, Fig. 20–22.

- 1981 *Clavulina difformis* BRADY. – BANNER & PEREIRA, S. 110, Taf. 9, Fig. 4; Taf. 10, Fig. 1–3, 8.
 1982 *Clavulina difformis* BRADY. – LEVI et al., S. 136, Taf. 1, Fig. 3.
 1988 *Clavulina difformis* BRADY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
 1988 *Clavulina difformis* BRADY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8' S / 40°0,0' E (eulitoral);
 Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).
 Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

***Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY**
 (Taf. 17, Fig. 24)

- 1839 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY, S. 110, Taf. 2, Fig. 19–20.
 1922 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 81 (ohne Abb.).
 1981 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY. – BANNER & PEREIRA, S. 110, Taf. 9, Fig. 7; Taf. 10, Fig. 5, 7, 9.
 ?1982 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY. – LEVI et al., S. 136, Taf. 1, Fig. 6.
 1988 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
 1988 *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Watamu: 3°21,8' S / 40°0,0' E (eulitoral).
 Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

***Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY**
 (Taf. 17, Fig. 25)

- 1839 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY, S. 111, Taf. 2, Fig. 16–18 [1939b].
 1922 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 89–90, Taf. 17, Fig. 3–4.
 1937 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – CUSHMAN, S. 22–23, Taf. 3, Fig. 1–3.
 1964 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – HOFKER, S. 69, Abb. 179–185.
 1971 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – BOCK et al., S. 11, Taf. 2, Fig. 14.
 1988 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 14 (ohne Abb.) [1988a].
 1988 *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY. – BENDER & HEMLEBEN, S. 42 (ohne Abb.) [1988b].

Vorkommen: Bermuda: 32°22,02' N / 64°41,98' W (3,50 m).
 Zementausbildung: kalzitisch: textulariid.

***Martinottiella* CUSHMAN, 1933**

***Martinottiella nodulosa* (CUSHMAN)**
 (Taf. 17, Fig. 26)

- 1922 *Clavulina communis*, var. *nodulosa* CUSHMAN, S. 85, Taf. 18, Fig. 1–3.
 1931 *Clavulina communis* d'ORBIGNY. – WIESNER, S. 100, Taf. 13, Fig. 156–157.
 ?1960 *Martinottiella bradyana* (CUSHMAN). – BARKER, S. 98, Taf. 48, Fig. 1–2.
 1971 *Martinottiella nodulosa* (CUSHMAN). – HERB, S. 298, Taf. 12, Fig. 9.
 1984 *Martinottiella nodulosa* (CUSHMAN). – LINDENBERG & AURAS, S. 103, Taf. 1, Fig. 11; Taf. 3, Fig. 15.

Vorkommen: Kontinentalhang Antarktis: 66°21,92' S / 77°59,00' E (2688 m).
 Zementausbildung: kalzitisch (?).

Bemerkungen: LINDENBERG-Kollektion (Nr. 5090).
 Alle untersuchten Individuen von *M. nodulosa* zeigen keine der typischen Zementausbildungen. Da die Individuen aus Proben stammen, die unterhalb der CCD genommen wurden, ist anzunehmen, daß es sich bei dem vorgefundenen organischen Material um

Rückstände des postmortal veränderten, primär kalzitischen Zements handelt (vgl. *E. bradyi* (CUSHMAN)). Die Tatsache, daß ein Porensystem ausgebildet ist, unterstützt diese Annahme (Kap. 4.2.; Taf. 10, Fig. 2).

7. Phylogenetische Deutung

Der Nachweis von „textulariidem Biomineralisat“ und die Kenntnis über dessen Struktur spielen eine entscheidende Rolle bei der systematischen Klassifikation und damit bei phylogenetischen Interpretationen. Das Verständnis der Strukturbildung ist von besonderer Wichtigkeit, da sie vor allem biologisch kontrolliert wird und als Teil der Zelldifferentiation genetisch fixiert ist.

Die Unterordnung der Textulariina, die nach LOEBLICH & TAPPAN (1984) in 17 Überfamilien gegliedert wird, sollte daher in erster Linie aus zwei Großgruppen bestehen: Den organisch zementierten und den Kalzitbiomineralisierenden textulariiden Foraminiferen. Unter Berücksichtigung dieser zwei Großgruppen wird im folgenden als Basis der Foraminiferen-Phylogenie die Evolution der Gehäuse-Sekrete und der damit verbundenen Wandstrukturen diskutiert.

Das monothalame allogromiide organische Gehäuse stellt die phylogenetische Ausgangsform der Foraminiferen dar, aus der im Kambrium (?Präkambrium) das organisch zementierte textulariide Gehäuse evolvierte (LOEBLICH & TAPPAN, 1964b; TAPPAN, 1976; HANSEN, 1979; BRASIER, 1982; Abb. 10). Dabei wurde das allogromiide fibrös-organische Wandmaterial zunehmend durch agglutinierte Hartteile ersetzt. BRÖNNIMANN et al. (1979) beschrieben „allogromiide“ Arten, die der organischen Wand nicht nur Fremdpartikel auflagern (LOEBLICH & TAPPAN, 1984) sondern zusätzlich vereinzelt in das organische Gehäuse inkorporieren und eine „inner organic lining“ (IOL) ausbilden. Die Wand dieser Übergangsformen besteht nach BRÖNNIMANN et al. (1979) im wesentlichen aus organischer Substanz mit einem variablen Anteil an äußerst feinkörnigem agglutinierten Material. Dagegen ist die textulariide Wand überwiegend aus agglutiniertem Material zusammengesetzt und enthält ebenfalls eine „organic phase“, die mit der allogromiiden Wand homologisiert wird (BRÖNNIMANN et al., 1979).

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, daß es sich bei der „organic phase“ textulariider Foraminiferen um morphologisch typisierbare Zemente handelt (Kap. 4.1.1.), die die organisch umhüllten Fremdpartikel locker aneinander befestigen. Somit könnten die Zemente und/oder die organischen Hüllen der agglutinierten Fremdpartikel phylogenetische „Reste“ der allogromiiden Wand darstellen und mit dieser homologisiert werden.

Im Verlauf der Textulariiden-Phylogenie entwickelten sich die spezifischen Zementausbildungen. Die undifferenzierte organische Substanz wird als „ursprünglich“ angesehen (Morphogruppe 4: Tab. 5; Kap. 4.1.1.6.), da sie bei Arten vorgefunden wurde, die zu den ältesten textulariiden Familien der Bathysiphonidae und Ammodiscidae zählen (beide Unter-Kambrium bis rezent; LOEBLICH & TAPPAN, 1984). Älteste Familien der in dieser Arbeit untersuchten Vertreter mit schaumiger Zementausbildung sind die Psammosphaeridae (Morphogruppe 3; Ordovizium bis rezent), mit vernetztem Ze-

ment die Spiroplectamminidae (Morphogruppe 2; Karbon bis rezent) und mit einzelnen Strängen die Cyclamminidae (Morphogruppe 1; Jura bis rezent). Verschiedene organisch zementierte Arten zeigen eine einlagige IOL (IOL-Typ 1), während besonders die höher entwickelten Vertreter eine mehrlagige IOL besitzen (IOL-Typ 2; Kap. 4.3.1.).

Eine entscheidende evolutive Neuentwicklung stellt die Fähigkeit textulariider Foraminiferen dar, Hartteile zu biomineralisieren. Es wurde nachgewiesen, daß es sich um Niedrigmagnesium-Kalzit handelt, der eine charakteristische Mikrostruktur aufweist (Kap. 4.1.2.1.). Aufgrund dieser „textulariiden Biomineralisatstruktur“ ist auf eine intrazelluläre Genese innerhalb von Vesikeln mit organischer Substanz, deren Fasern als Matrizen fungieren, zu schließen (Kap. 5.9.4.). Die Kammerbauabfolge kalzitisch zementierender Foraminiferen (Abb. 9; Kap. 5.9.6.) spiegelt dabei die phylogenetische Entwicklung wider: Zuerst werden die organisch umhüllten Fremdpartikel mit undifferenzierter organischer Substanz (Morphotyp 4) aneinander befestigt, anschließend die Biomineralisat-Pakete unorientiert in den intergranularen Raum eingelagert und nachträglich eine einlagige IOL angelegt, die während der ontogenetischen Entwicklung einen mehrlagigen Aufbau erhält (IOL-Typ 2). Mit der Evolution des kalzitischen Zements, der im Gegensatz zu den organischen Zementen den intergranularen Raum ausfüllt, entwickeln sich spezifische Porensysteme (Kap. 4.2.).

Während der Textulariiden-Phylogenie wird das agglutinierte Material zunehmend durch kalzitischen Zement ersetzt, so daß höher entwickelte Formen nur untergeordnet inkorporierte Fremdpartikel aufweisen (WOOD, 1949; HOHENEGGER & PILLER, 1975).

Durch das Verständnis der Strukturbildung des Biomineralisats textulariider Foraminiferen treten neue Aspekte zur Beurteilung verwandtschaftlicher Beziehungen zu den im Karbon evolvierten milioliden Foraminiferen auf. Als phylogenetische Vorläufer der Miliolina wurden organisch zementierte bzw. phylogenetisch niedrig entwickelte textulariide Foraminiferen (LOEBLICH & TAPPAN, 1964b; TAPPAN, 1976) oder fusulinide Foraminiferen diskutiert (HOHENEGGER & PILLER, 1975; BRASIER, 1982).

Da bei milioliden Foraminiferen die intrazelluläre Biomineralisation entwickelt ist, stellt sich die Frage, ob diese Kalzifikationsweise als konservatives Merkmal der kalzitisch zementierten textulariiden Foraminiferen angesehen werden kann (Abb. 10). Die evolutive Neuentwicklung der Miliolina liegt demnach in der Ausbildung von Kristall-Nadeln, die aus Hochmagnesium-Kalzit bestehen. Eine phylogenetische Verwandtschaft zwischen milioliden und kalzitisch zementierten textulariiden Foraminiferen würde erklären, daß fossile miliolide Foraminiferen ein regelmäßiges Porensystem besaßen (Milioliporidae, ?Perm, Trias; KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN, 1968; BRÖNNIMANN et al., 1971), und rezente miliolide Foraminiferen in juvenilen Gehäusestadien Poren ausbilden (Peneroplidae; LOEBLICH & TAPPAN, 1984). Die Agglutinationsfähigkeit geht während der Milioliden-Phylogenie weitgehend verloren. Bei Arten der Gattungen *Deuterostomina*, *Siphonaptera*, *Sigmoilopsis* und *Agglutinella* (EL-NAKHAL, 1983) bleibt dieses Merkmal jedoch erhalten. Eine textulariide Übergangsform stellen agglutinierte Arten dar, die einen milioliden Gehäusebauplan mit dem in dieser Arbeit nachgewiesenen „textulariiden Biomineralisat-Typ“ kombinieren. Diese

Kombination wurde sehr wahrscheinlich bereits von HAAKE bei der agglutinierenden *Quinqueloculina berthelotiana* nachgewiesen (1971: Taf. 1, Fig. 10–11). HAAKE kennzeichnete diese, nach seiner Ansicht „miliolide“, Biomineralisatstruktur als „cobble pattern of calcite crystals“ (S. 187).

Es finden sich ebenfalls übereinstimmende Merkmale bei milioliden und organisch zementierten textulariiden Foraminiferen. Alle bisher untersuchten milioliden Arten weisen eine einlagige IOL (Typ 1; Kap. 4.3.1.) auf, während kalzitisch zementierte Arten mit einlagiger IOL bisher unbekannt sind. BERTHOLD (1980) wies bereits auf die Strukturähnlichkeit zwischen der IOL von *Bathysiphon* sp. und der IOL miliolider Vertreter hin (*Calcituba polymorpha* (BERTHOLD, 1980), *Peneroplis planatus* (LEUTENEGGER, 1977), vgl. außerdem *Sorites marginalis* (OELSCHLÄGER, 1988)). Auch *Miliammina fusca* besitzt eine einlagige IOL im gesamten quinqueloculinen Gehäusesystem.

Im mittleren Karbon evolvierte die monolamellare Wandstruktur der Lagenina und in der Trias die bilamellare rotaliide Wand mit allen Kombinationen des Lamellenbaus. Als Vorläufer der lamellaren Foraminiferen werden im allgemeinen die Fusulinina angesehen (LOEBLICH & TAPPAN, 1964b; HOHENEGGER & PILLER, 1975; TAPPAN, 1976; BRASIER, 1982). HOFKER (1967) und FUCHS (1975) formulierten die Ansicht, daß kalkschalige Foraminiferen, insbesondere die Rotaliidae, von agglutinierten Formen mit mikrogranularem Zement abstammen.

Progressives Merkmal lamellarer Foraminiferen ist die extrazelluläre Biomineralisation auf einer „primary organic membrane“ (POM), die als Matrize für epitakti-

sches Kristallwachstum fungiert. In dieser Arbeit wird die organische Biomineralisat-Grundsubstanz textulariider Foraminiferen („Faser-Vesikel“) mit der POM lamellarer Arten analogisiert (Kap. 5.9.5.). Demnach erfolgte während der phylogenetischen Entwicklung eine Verlagerung der Biomineralisat-Grundsubstanz an die extrazelluläre Oberfläche und deren Orientierung innerhalb einer durchgehenden Lage, der POM. Während der Gehäusegenese entsteht sowohl bei textulariiden als auch bei lamellaren kalzitischen Arten auf der Gehäuseinnenseite aus der Summe der „precursor“-IOL Lagen (OELSCHLÄGER, 1988) und eingelagerter osmio-philer Substanz, die mehrlagige IOL-Struktur (Abb. 8; Kap. 5.9.5.).

Mit der Evolution der extrazellulären Biomineralisation auf einer durchgehenden Matrize geht die Agglutinationsfähigkeit weitgehend verloren. Es sind nur wenige Arten bekannt, die in das lamellare Gehäuse Fremdpartikel inkorporieren (z.B. *Stromatorbina* sp., *Neoeponides* sp., *Heterolepa* cf. *H. subhaidingeri*, *Cicicoides floridanus*; HANSEN, REISS & SCHNEIDERMANN, 1969; HANSEN & REISS, 1971; BELLEMO, 1976; HANSEN, 1979). Dagegen sind die vielgestaltigen Porensysteme gemeinsames Merkmal lamellarer und kalzitisch zementierter textulariider Foraminiferen.

Eine außerordentlich umfangreiche systematische Einheit stellen die fusuliniden Foraminiferen dar, die von phylogenetisch niedrig entwickelten textulariiden Foraminiferen abzuleiten sind (Ordovizium bis Trias; LOEBLICH & TAPPAN, 1964b; HOHENEGGER & PILLER, 1975; TAPPAN, 1976; BRASIER, 1982). Die strukturellen Unterschiede der mikrogranularen Fusulinina werden

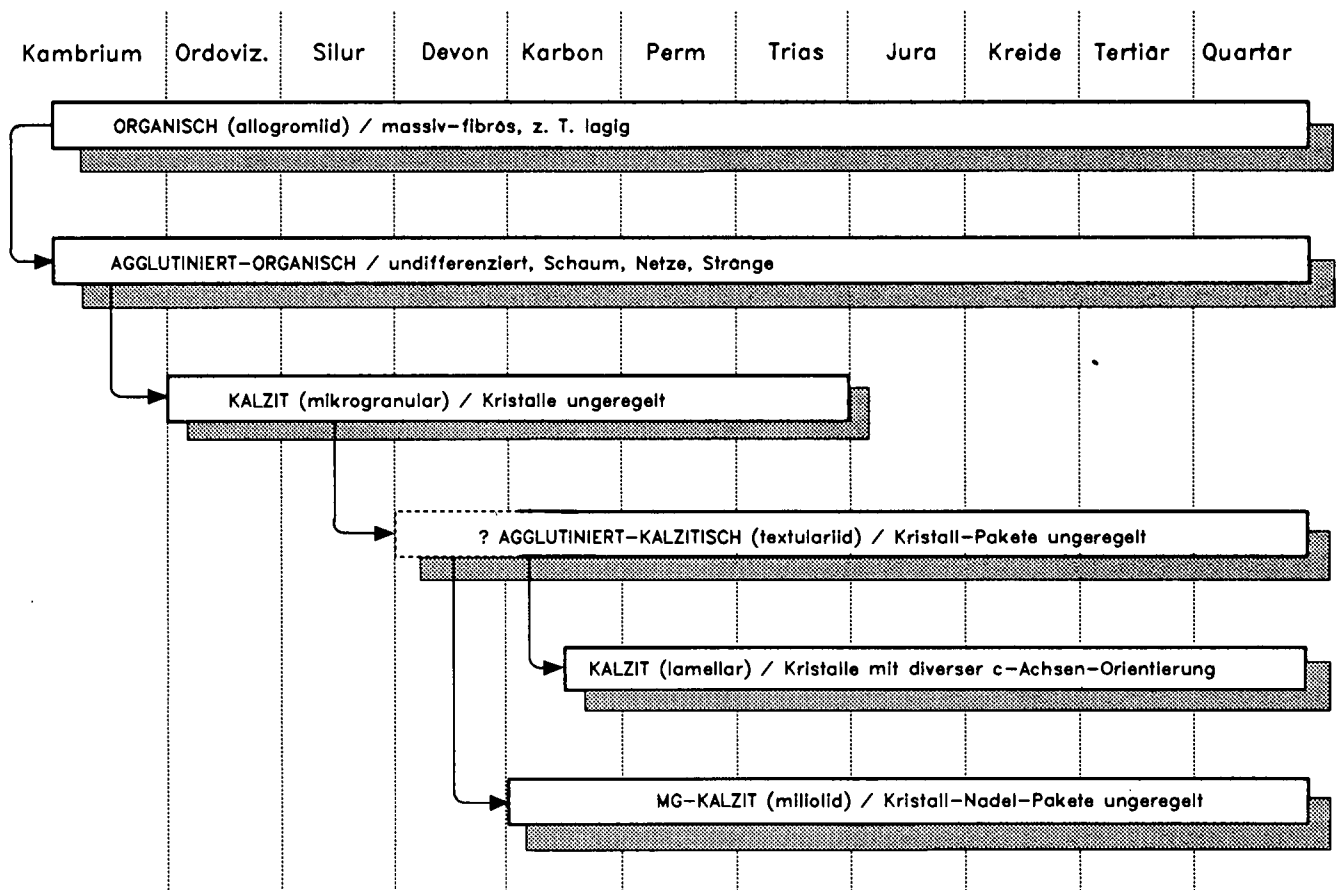


Abb. 10. Phylogenie der Gehäuse-Sekrete und Wandstrukturen. Stratigraphische Reichweiten: LOEBLICH & TAPPAN (1984).

bei den meisten phylogenetischen Modellen als wesentliche Grundlage der Foraminiferen-Evolution herangezogen. Ihr Gehäuse besteht aus eng aneinanderliegenden, äquidimensionalen, subangularen, 1 bis 2 μm großen Kalzitkristallen, die als Biomineralisat angesehen werden (LOEBLICH & TAPPAN, 1964b; HOHENEGGER & PILLER, 1975; HANSEN, 1979; GREEN et al., 1980 u.a.).

Aufgrund der nicht orientierten Kristallanordnung und der Kristall-Ultrastruktur bestehen Beziehungen zwischen fusuliniden und milioliden Foraminiferen, weshalb auf eine ähnliche Biomineralisatgenese geschlossen wird (HOHENEGGER & PILLER, 1975; GREEN et al., 1980). Die Unterschiede der Kristallform werden u.a. mit Unterschieden im Chemismus der organischen Biomineralisat-Grundsubstanz in Zusammenhang gebracht (GREEN et al., 1980).

An dieser Stelle schließt sich die Frage an, ob fusulinide Foraminiferenarten Vorläufer der kalzitisch zementierten textulariiden Foraminiferen darstellen (Abb. 10): Nach GREEN et al. (1980; *Triticites moorei*) liegen zwischen den 1–2 μm großen Fusuliniden-Kristallen Zwischenräume. Diese könnten mit den in dieser Arbeit vorgefundenen unvollständig zementierten Bereichen zwischen den 1–2 μm großen Kalzitkristall-Paketen textulariider Foraminiferen homologisiert werden (Taf. 8, Fig. 6b). Die Fusuliniden-Kristalle zeigen häufig einspringende Kanten. Diese könnten innerhalb des textulariiden Kalzitkristall-Paketes aus unterschiedlich langen Stäbchen resultieren. In den Fusuliniden-Kristallen sind Lücken und Einschlüsse zu beobachten (5–100 nm), die nach den Autoren vermutlich mit organischer Substanz ausgefüllt waren. Lücken finden sich im Kalzitkristall-Paket zwischen einzelnen Stäbchen und Kristallen; Einschlüsse entstehen bei eng aneinander liegenden Kristallen, Stäbchen und miteinander verwachsenen Paketen.

Hinsichtlich dieser Parallelen ist nicht auszuschließen, daß es sich bei fusuliniden „Kristallen“ um Kalzitkristall-Pakete handelt, wie sie von textulariiden Foraminiferen biomineralisiert werden und unregelmäßig im intergranularen Raum deponiert werden. Da u.a. die mikrogranularen semitextulariiden Foraminiferen „considerable agglutinated material“ in das Gehäuse inkorporieren (LOEBLICH & TAPPAN, 1984), wurden diese von

GLAESSNER (1945), POKORNY (1958), BERMUDEZ & RIVERO (1963) u.a. zu den textulariiden Foraminiferen gestellt. BRASIER (1982) gruppierte sie in eine separate Unterordnung (Semitextulariina) und LOEBLICH & TAPPAN (1964b; 1984) stellten sie aufgrund des mikrogranularen Kalzits zu den Fusulinina. Durch den Nachweis von biomineralisiertem Kalzit bei textulariiden Foraminiferen könnten u.a. die semitextulariiden Foraminiferen (Devon bis Perm) als deren Vorläufer angesehen werden.

Dank

Für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für viele kritische Diskussionen und die stete Anteilnahme am Fortgang der Arbeit danke ich Prof. Dr. Ch. HEMLEBEN.

Prof. Dr. H.P. LUTERBACHER danke ich für viele Ratschläge und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Dank finanzieller Unterstützung seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft war die Durchführung dieser Arbeit möglich.

Dr. H.-G. LINDENBERG und meiner Kollegin A. AURAS möchte ich für die Überlassung von Probenmaterial aus der antarktischen Tiefsee danken. Prof. Dr. J. W. MURRAY stellte dankenswerter Weise Material vom Ärmelkanal für Untersuchungszwecke zur Verfügung. Dr. H. KITAZATO übersandte japanische Foraminiferen-Exemplare, hierfür und für den Erfahrungsaustausch über Laborkultivierung gilt auch ihm mein Dank.

Ratschläge in Fragen der taxonomischen Ansprache gaben Dipl. Geol. A. AURAS, Prof. Dr. G.-F. LUTZE, Prof. Dr. J. W. MURRAY, Prof. Dr. J. E. WHITTAKER und Prof. Dr. P. BRÖNNMANN, der außerdem bei der Bestimmung von drei neuen Arten behilflich war. Manchen wichtigen Hinweis verdanke ich Gesprächen mit Dr. M. SPINDLER, der mich außerdem in die präparative und apparative Methodik für REM und TEM einführte.

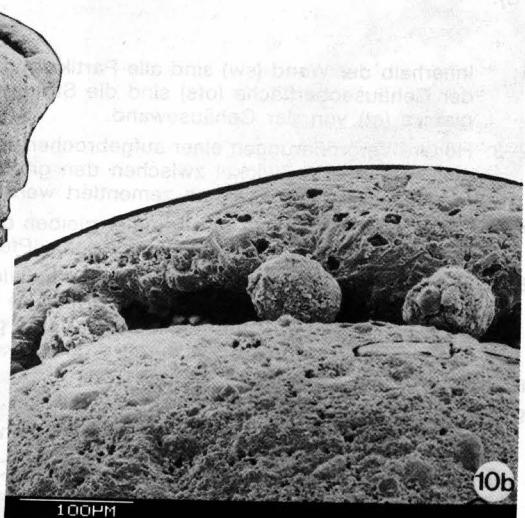
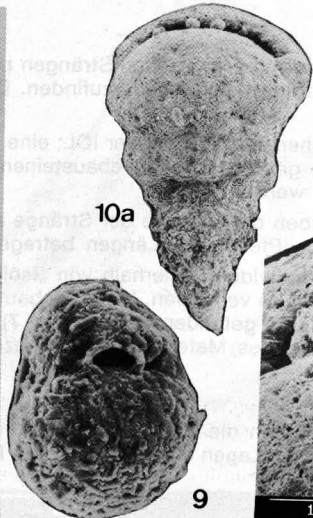
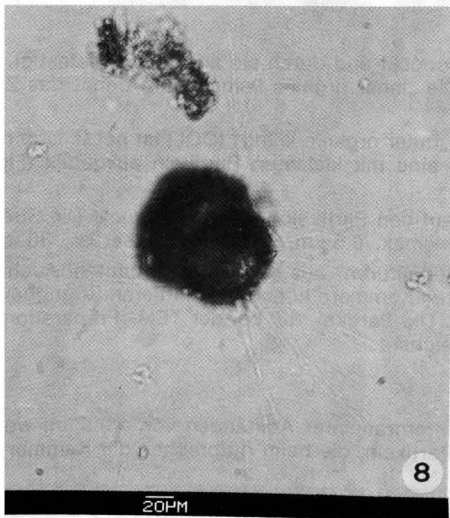
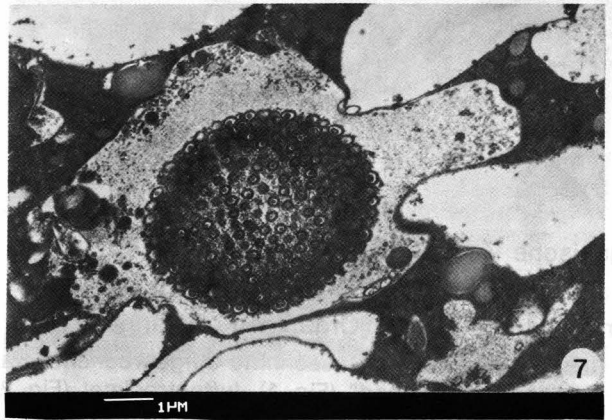
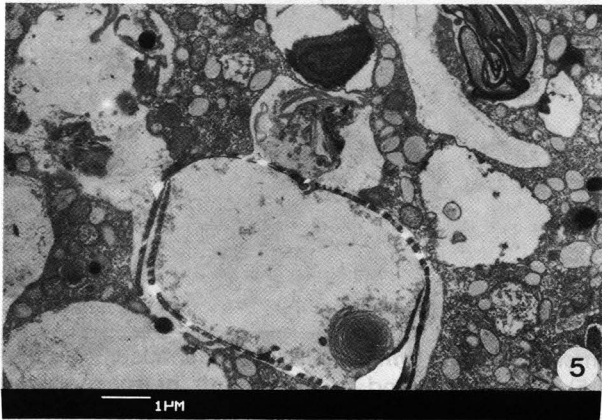
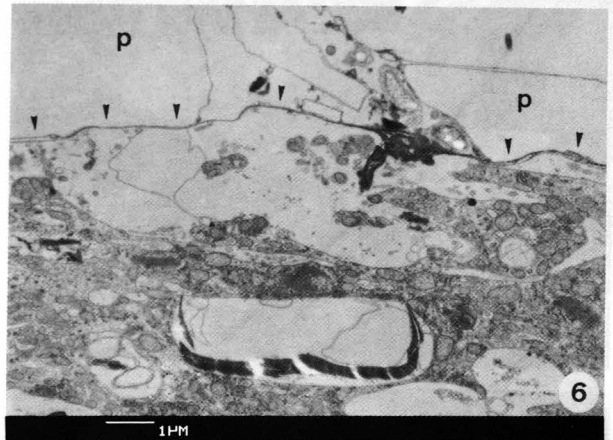
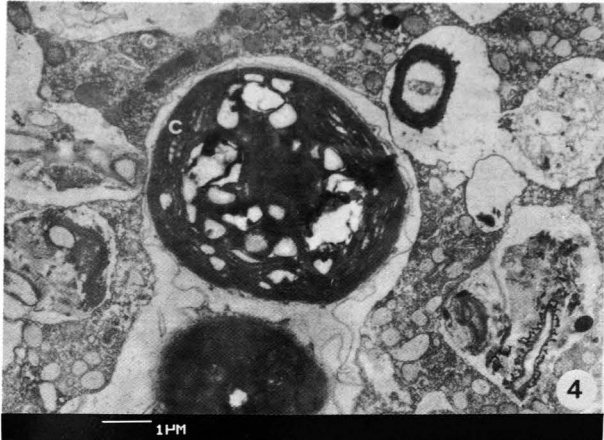
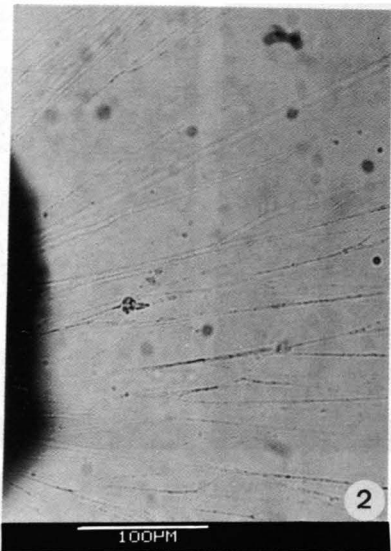
Besonderen Dank schulde ich H. HÜTTEMANN, der mit unendlicher Geduld auch noch den letzten Zement rasterelektronenmikroskopisch aufspürte und mit künstlerischem Feingefühl dokumentierte. H. SCHOPPMANN möchte ich für die „critical-point“-Trocknungen und das „freeze-etch-scanning“ danken.

Daneben gebührt mein Dank allen Mitarbeiterinnen der Arbeitsgruppe von Prof. HEMLEBEN, die u.a. meine Tierchen oder auch mich zeitweise pflegten. Allen Freunden und Kollegen, insbesondere W. BRÜCKMANN, G.-J. BRUMMER und C. SIMET danke ich für viele fruchtbare Diskussionen und ihre kritische Anteilnahme am Fortgang der Arbeit.

Tafel 1

Biologie

- Fig. 1: ***Clavulina angularis***
mit Detritusansammlung im Aperturbereich: Kurz nach der Übertragung in eine „Isolierkultur“ werden geradlinige, unverzweigte Pseudopodien ausgebildet, die hin und herschwingen und bei Kontakt mit dem Glasboden mit diesem verbunden bleiben.
- Fig. 2: ***Textularia candeiana kenyaensis***.
Etwa 10 Minuten nach der Übertragung wird das Gehäuse in eine aufrechte Position gestellt und ein vernetztes Pseudopodiensystem ausgebildet, in dem viele lichtbrechende „Körnchen“ eine bidirektionale Plasmaströmung anzeigen (sog. „Körnchenströmung“).
- Fig. 3: ***Valvulina oviedoiana***.
Die Pseudopodien können innerhalb von Bündeln dicht angeordnet liegen und z.T. breitflächige Anastomosen ausbilden. Mit dem zum Gehäuse gerichteten Zytoplasmastrom werden Silizium-Partikel (p) transportiert und im Aperturbereich akkumuliert.
- Fig. 4: ***Trochamminopsis mombasaensis n.sp.***
Innerhalb von Vakuolen liegen Algen, die neben Lipiden eine für *T. mombasaensis* n.sp. charakteristische braune bis orange, durch die agglutinierte Gehäusewand hindurchscheinende Zytoplasmafärbung hervorrufen. Die Chloroplasten (c) dieser kugeligen, skelettlosen Alge umgeben das Zellinnere ringförmig.
- Fig. 5: Anderer Zytoplasma-Ausschnitt desselben Individuums wie in Fig. 4: Leere endoplasmatische Diatomeen-Frustel, deren Plasma bereits verdaut wurde.
- Fig. 6: ***Miliammina fusca***.
Jüngste Gehäusekammer, die in einer „Isolierkultur“ mit Kalkpartikeln (p) gebaut wurde: Das Zytoplasma enthält viele pennate Diatomeen, deren leere Frusteln von *M. fusca* exocytiert werden. Die „inner organic lining“ (IOL; Pfeile), die im gesamten Gehäuse einlagig ausgebildet ist, liegt der agglutinierten Wand dicht auf.
- Fig. 7: ***Textularia candeiana kenyaensis***.
Vakuolierter Ciliat.
- Fig. 8: Juvenile 2-kammrige *Textularia* cf. *T. aperturalis* besitzen bereits eine charakteristische orange Zytoplasmafärbung und bilden granuloretikulose Pseudopodien aus.
- Fig. 9: Gehäuse eines anderen 2-kammrigen *T. cf. T. aperturalis*-Individuums derselben Generation: Der Prolokulus ist etwa 60 µm groß (Gamonten ?), die aufgebaute zweite Kammer etwas kleiner.
× 350.
- Fig. 10: a) Das entsprechende *T. cf. T. aperturalis*-Elterngehäuse, das aus einer Reproduktions„zyste“ herausgezogen wurde, besitzt dagegen einen nur ca. 40 µm großen Prolokulus (Agamont ?).
× 22.
b) Detailvergrößerung aus a: Drei 1- bis 2-kammrige juvenile Individuen an der Apertur des Elterngehäuses.

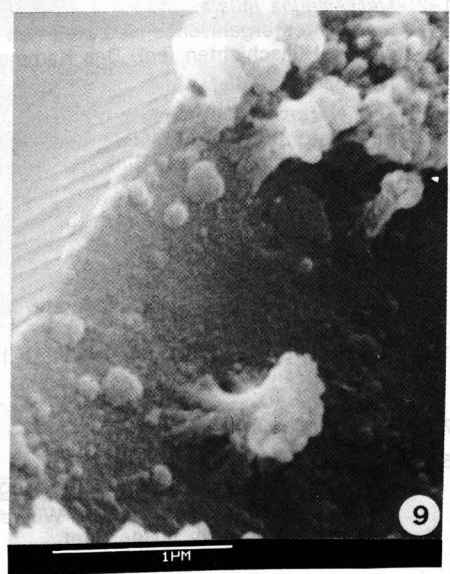
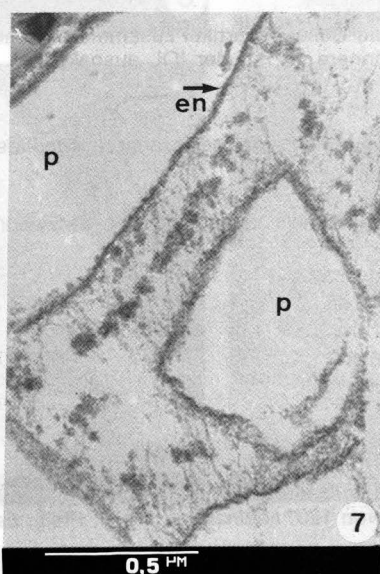
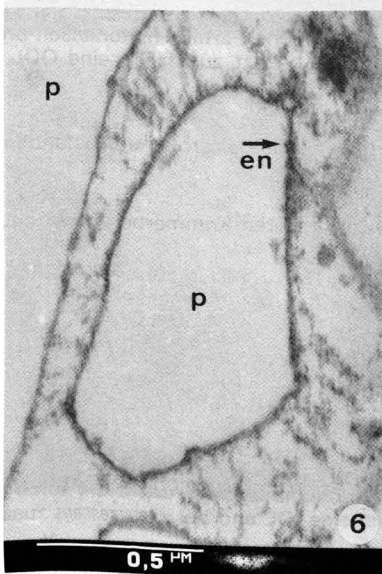
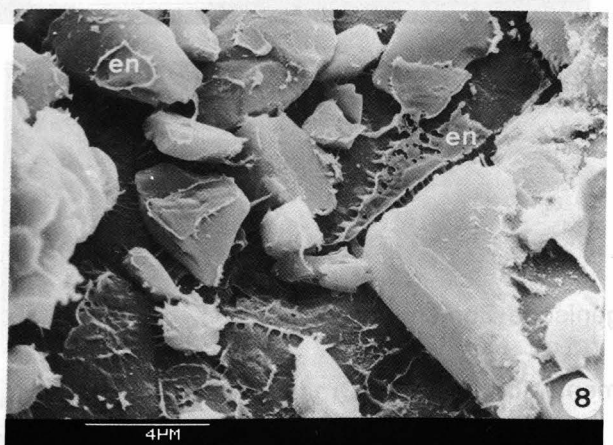
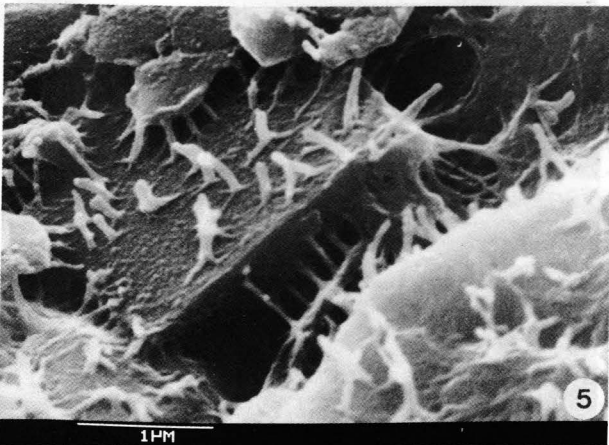
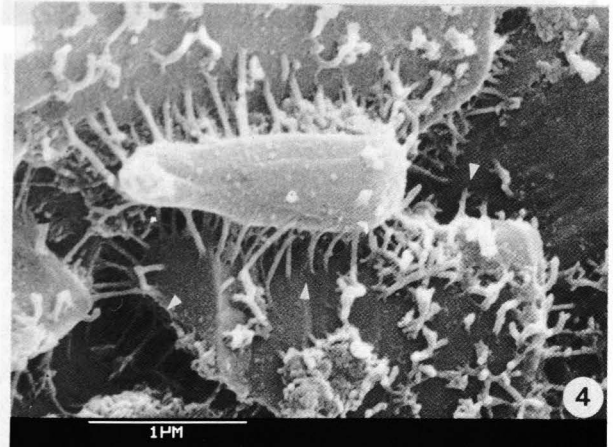
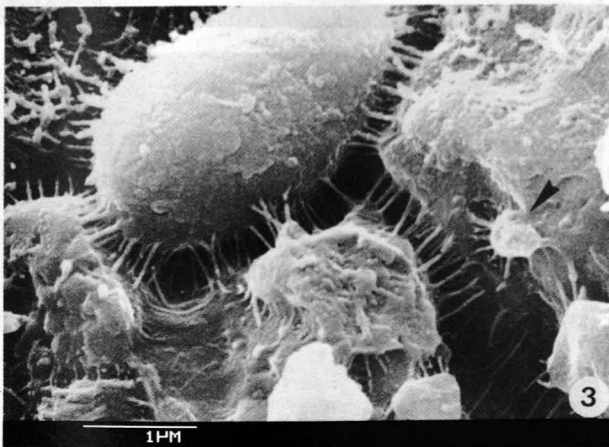
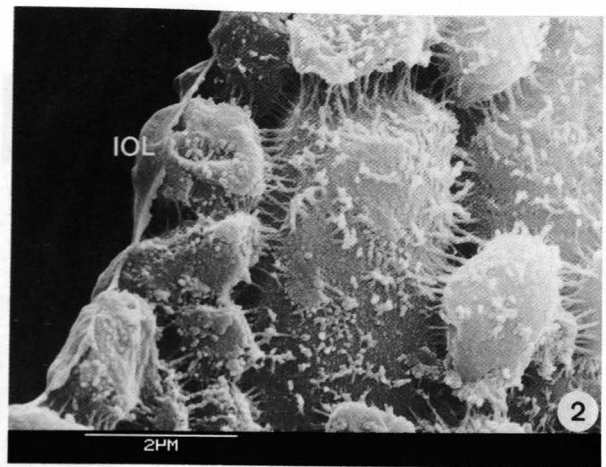
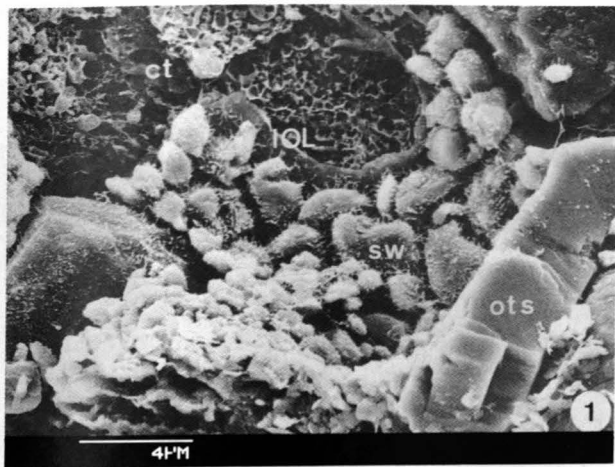


Organische Zemente

Zement-Morphotyp 1: Organische Stränge

Die REM-Figuren zeigen Ausschnitte aufgebrochener Kammerwände von *Miliammina fusca*-Gehäusen, die entweder „freeze-etch-scanned“ (Fig. 1), luftgetrocknet (Fig. 2,4,5), oder fixiert und „critical-point“ getrocknet wurden (Fig. 3).

- Fig. 1: Innerhalb der Wand (sw) sind alle Partikel mit organischen Strängen bedeckt und durch sie aneinander befestigt. Auf der Gehäuseoberfläche (ots) sind die Stränge nicht wiederzufinden. Die „inner organic lining“ (IOL) trennt das Zytoplasma (ct) von der Gehäusewand.
- Fig. 2–3: Höhere Vergrößerungen einer aufgebrochenen Wand mit der IOL; eine „outer organic lining“ (OOL) ist bei *M. fusca* nicht ausgebildet. Die Zwickel zwischen den größeren Gehäusebausteinen sind mit kleinsten Partikeln ausgefüllt (Fig. 3; Pfeil), die alle mit Strängen zementiert werden.
- Fig. 4–5: Durch das Aufbrechen der Kammer bleiben die Stümpfe der Stränge auf den Partikeloberflächen zurück. Die Stränge können sich an ihren Enden verzweigen (Pfeile). Die Längen betragen max. 0,5 µm, die Durchmesser ca. 30 nm.
- Fig. 6–7: TEM-Ausschnitte von Gehäusen, die die Individuen innerhalb von „Isolierkulturen“ aus Kalkpartikeln bauten: Auch hier sind Stränge zu erkennen, die die Partikel (p) verbinden. In neu gebauten Kammern können im mittleren Strangbereich regelmäßig angeordnete, osmiophile Knoten gefunden werden (Fig. 7). Die Partikel, die bei der TEM-Präparation dekalzifiziert wurden, werden durch organisches Material (en) nachgezeichnet.
- Fig. 8: *Cyclammina orbicularis*.
- Fig. 9: *Cyclammina pusilla*.
Gruppenweise gebündelte Stränge verbinden die Partikel. Innerhalb intergranularer Abständen von >0,5 µm werden keine Stränge ausgebildet. Die organischen Lagen (en) stammen von Partikeln, die beim Aufbrechen der Kammer herausgefallen sind.



Tafel 3

Organische Zemente

Zement-Morphotyp 2: Organische Netze

Fig. 1–2: *Trochammina inflata*.

Ein dichtes organisches Netzwerk hält die Gehäusepartikel zusammen. Herausgebrochene Partikel hinterlassen organische Hüllschichten (en). Das Kammerinnere ist mit der IOL ausgekleidet. *T. inflata* besitzt zusätzlich eine OOL.

Fig. 3–4: *Trochammina inflata*.

Fig. 5: *Spiroplectammina earlandi*.

Bei intergranularen Abständen von $>0,5 \mu\text{m}$ sind einzelne Stränge ausgebildet (Pfeile), die bei größeren Abständen zu einem 3-dimensionalen Netzwerk verknüpft sind.

Fig. 6: *Recurvoides contortus*.

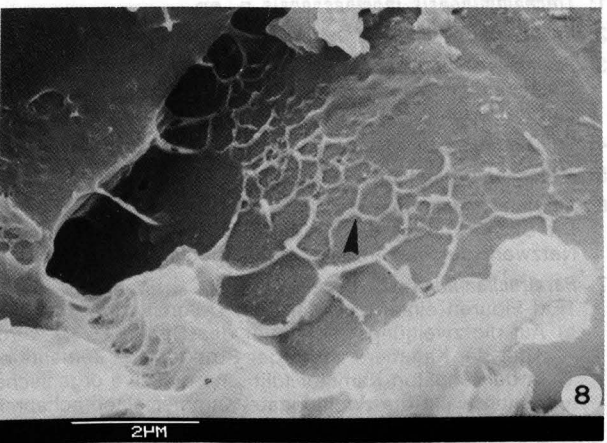
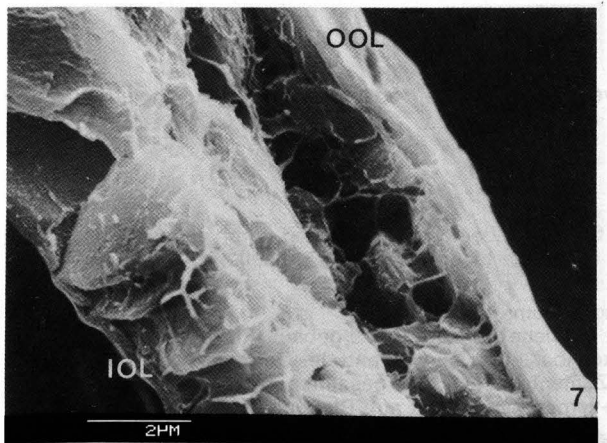
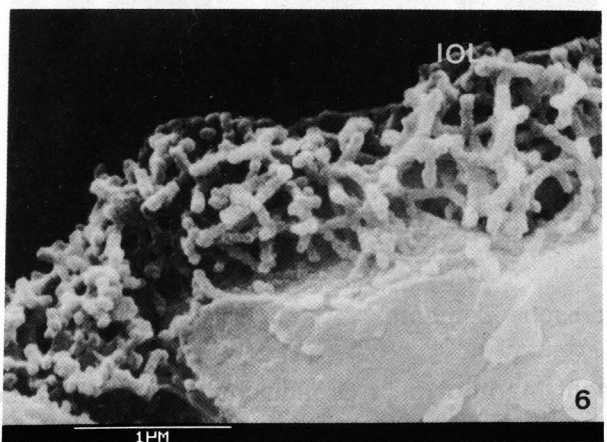
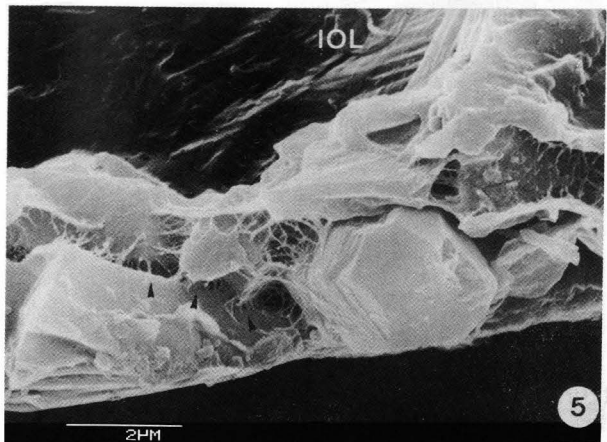
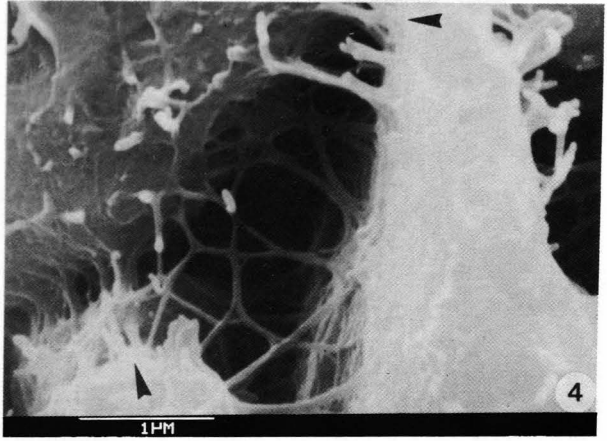
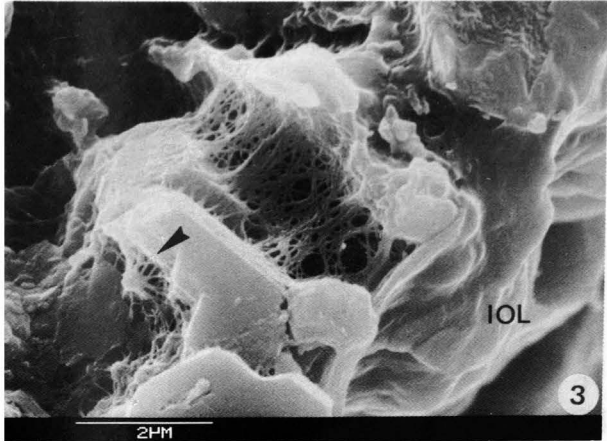
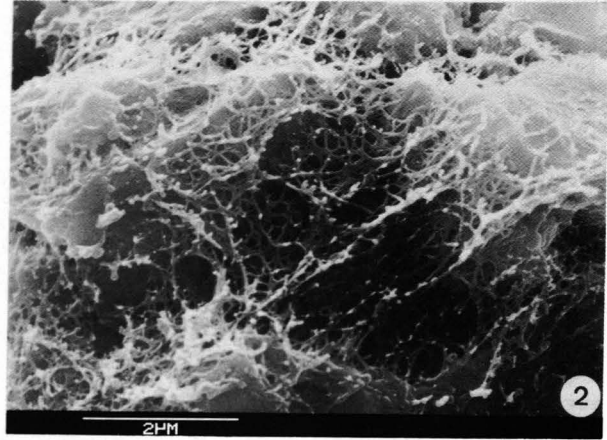
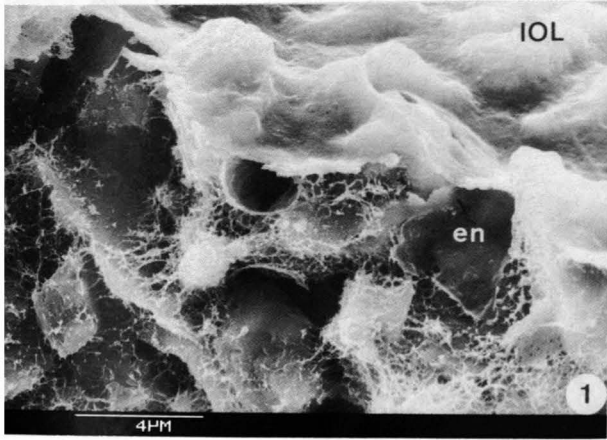
Ein engmaschiges Netzwerk liegt im proximalen IOL-Bereich. Das Netzwerk ist in anderen Kammerbereichen häufig nicht nachweisbar.

Zement-Morphotyp 3: Organischer Schaum

Fig. 7: *Jadammina macrescens*.

Fig. 8: *Trochamminopsis mombasaensis* n. sp.

Die Gehäusebausteine werden durch eine schaumähnliche organische Zementsubstanz agglutiniert. Die Wände der Schaumblasen grenzen in einem Winkel von 120° aneinander (Fig. 8; Pfeil). Es ist eine IOL und bei *J. macrescens* zusätzlich eine dicke OOL ausgebildet.



Organische Zemente

Zement-Morphotyp 3: Organischer Schaum (Fortsetzung)

Fig. 1: *Trochamminopsis mombasaensis* n. sp.

Fig. 2: *Rhabdammina abyssorum*.

Fig. 3: *Psammosphaera fusca*.

Zwischen den organisch umhüllten Partikeln (en) liegen verschieden große Schaumblasen (Fig. 1: agglutinierte Chromcarbid-Partikel).

Fig. 4: *Trochamminopsis mombasaensis* n. sp.

Fig. 5: *Millammina oblonga sabulosa*.

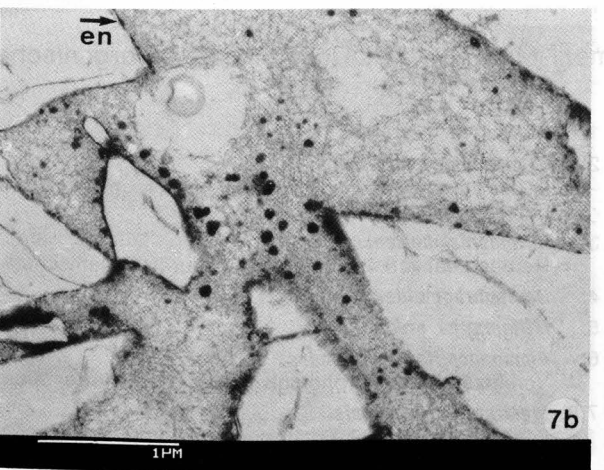
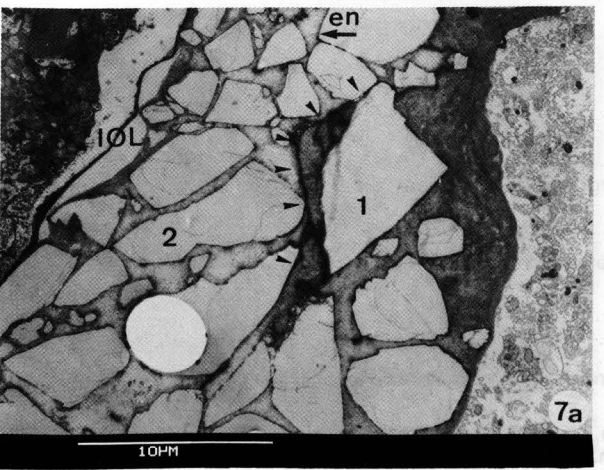
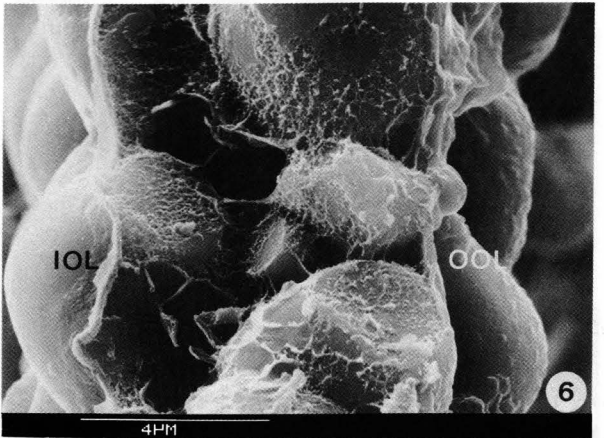
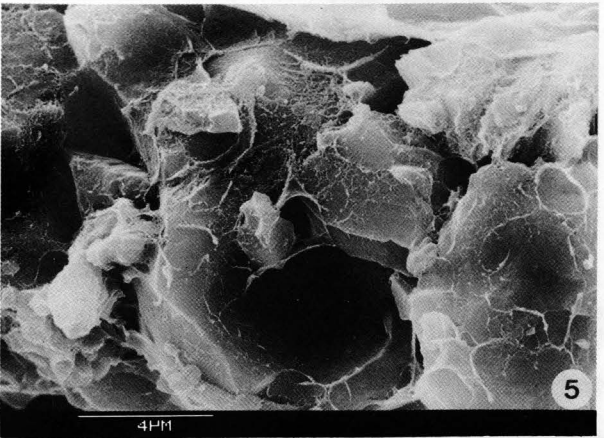
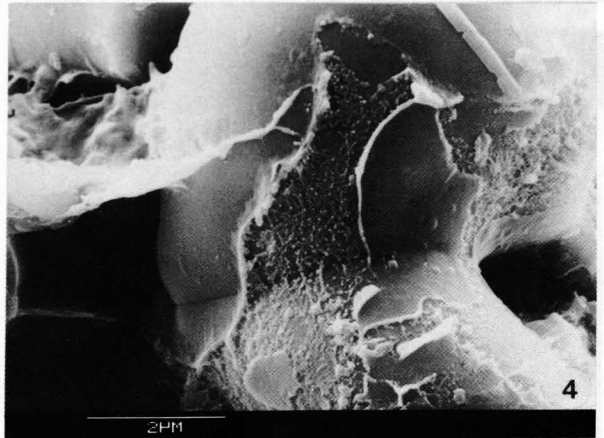
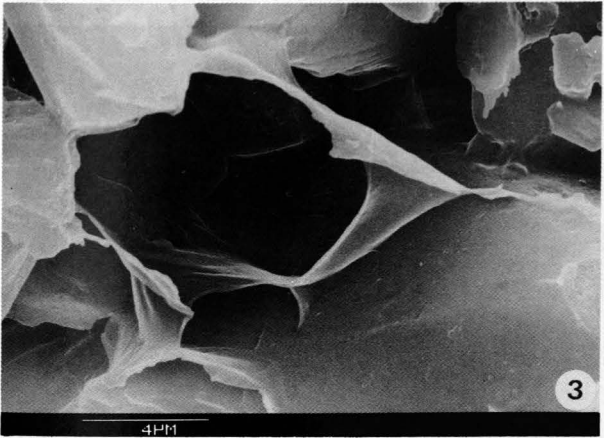
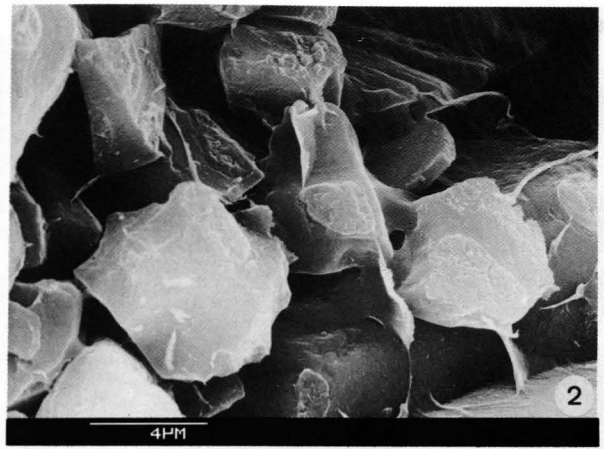
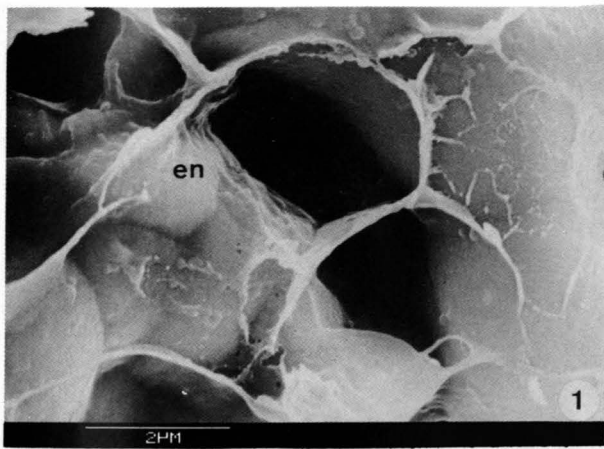
Fig. 6: *Paratrochammina bermudaensis* n. sp.

Die Blasenwände, die durch das Aufbrechen der Kammer teilweise abgelöst wurden, sind durch ein sehr feines, fibröses Netzwerk auf den Partikeloberflächen befestigt (Fig. 4,6: agglutinierte Chromcarbid-Partikel).

Fig. 7: *Paratrochammina* cf. *P. clossi*.

TEM-Figuren eines juvenilen, auf Dolomit gezüchteten Individuums.

- a) Auf die zweitjüngste Kammer des Gehäuses (2) wurde die neue Kammer (1) aufgebaut (Pfeile). Das unterschiedliche Alter der Kammern ist an der Struktur des Zements erkennbar, der sich während der Ontogenie des Tieres verändert: In der jüngsten Kammer füllt eine massive organische Zementsubstanz den gesamten intergranularen Raum aus. Dagegen weist die zweitjüngste Kammer einen schaumig-vernetzten Zement auf. Die jüngste Kammer (1) ist noch nicht mit der IOL ausgekleidet.
- b) Detailvergrößerung einer älteren Gehäusenkammer mit schaumig-vernetztem Zement. Organische Hüllschichten (en) zeichnen alle Partikel nach.



Tafel 5

Organische Zemente

Zement-Morphotyp 4: Undifferenzierte organischer Substanz

Fig. 1: *Glomospira charoides*.

Fig. 2: *Eggerelloides scabrum*.

In der aufgebrochenen Kammerwand erscheint der intergranulare Raum leer, da die Partikel nur an ihren Kontaktstellen befestigt werden (Pfeile).

Fig. 3: *Hormosira mortenseni*.

Herausgefallene Partikel werden durch organischen Zement in ihren Umrissen nachgezzeichnet.

Fig. 4: *Haplophragmoides canariensis*.

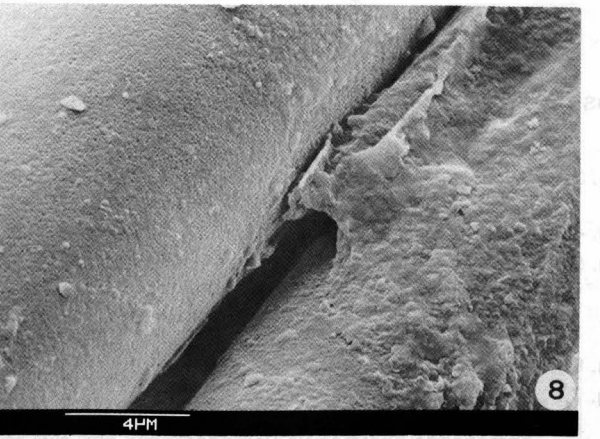
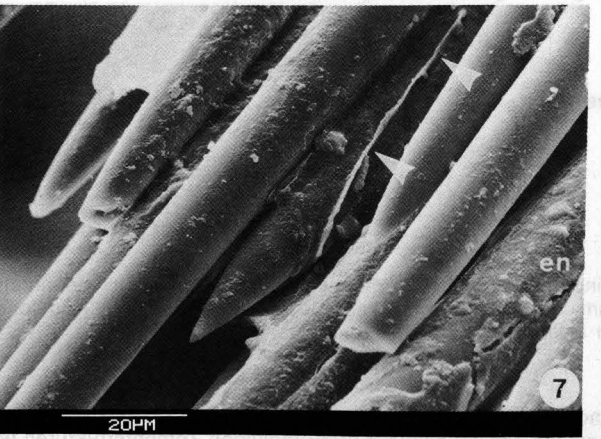
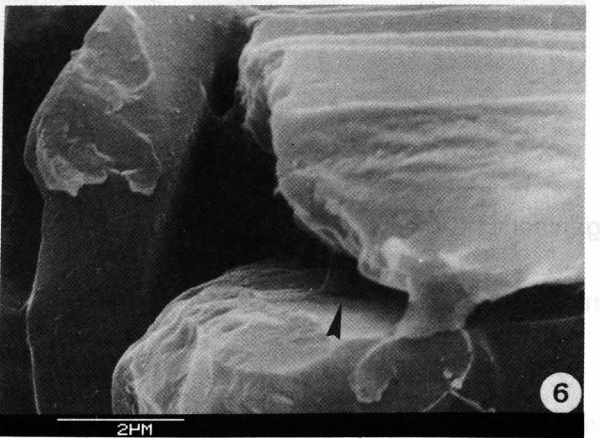
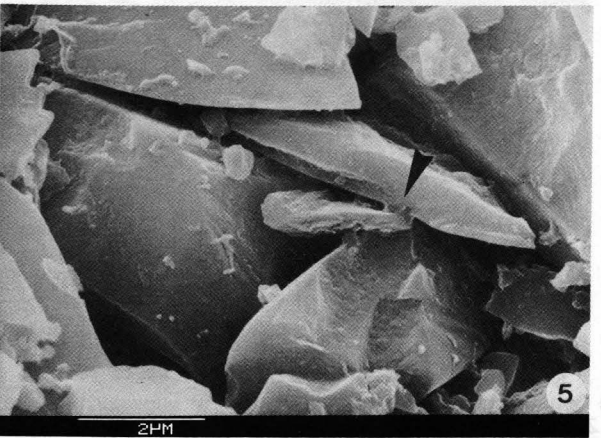
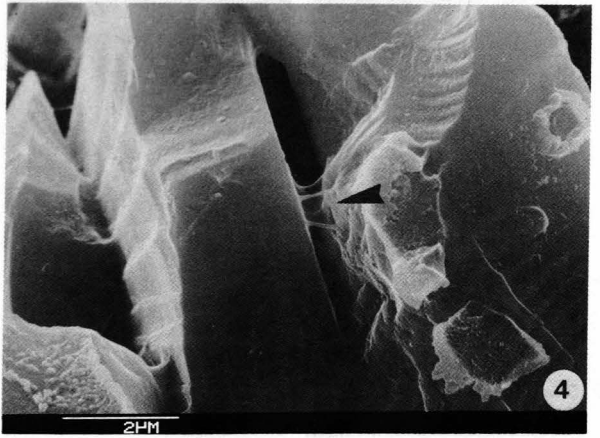
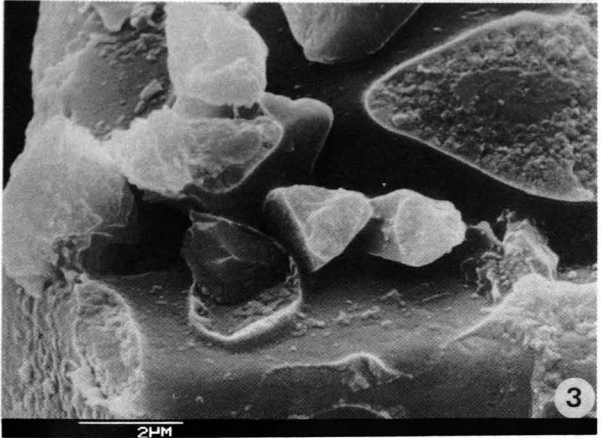
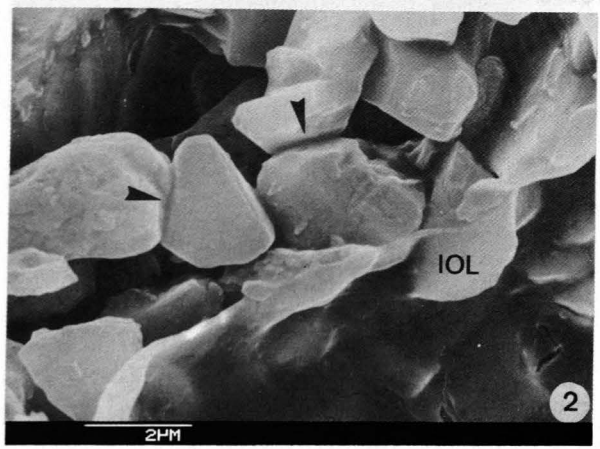
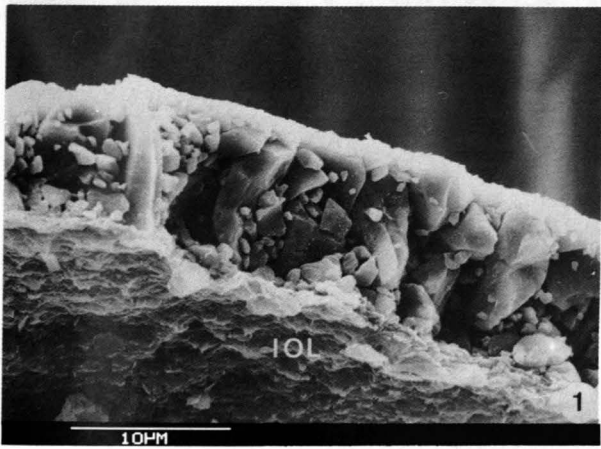
Fig. 5: *Miliammina arenacea*.

Fig. 6: *Ammobaculites agglutinans*.

Vereinzelt liegt morphologisch undifferenzierte Substanz im intergranularen Raum (Pfeile).

Fig. 7,8: *Marsipella cervicornis*.

Die Gehäusewand besteht aus Schwamm-Spikuläe, die im Kontaktbereich über ihre gesamte Länge organisch zementiert werden. Die Pfeile deuten auf organische Substanz, die das darüberliegende, herausgebrochene Spikulum befestigt (Fig. 7). Organisches Material (en) umhüllt die Spikuläe.



Organische Zemente

Zement-Morphotyp 4: Undifferenzierte organische Substanz (Fortsetzung)

Fig. 1,2: ***Zaninettia brasiliensis***.

Die Frage nach der Herkunft der Spikulae, welche die Gehäuse von *Z. brasiliensis* aufbauen, ist ungeklärt. Die Spikulae sind, in Übereinstimmung mit allen anderen Arten des Zementtyps 4, an ihren Kontaktstellen durch morphologisch undifferenziertes organisches Material aneinander befestigt und gleichfalls organisch umhüllt.

Postmortale Veränderungen des organischen Zements

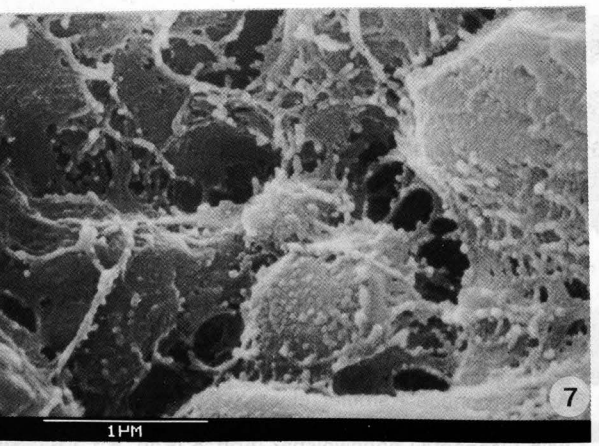
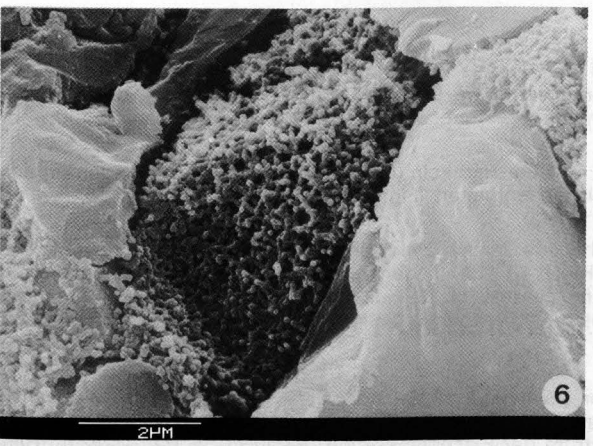
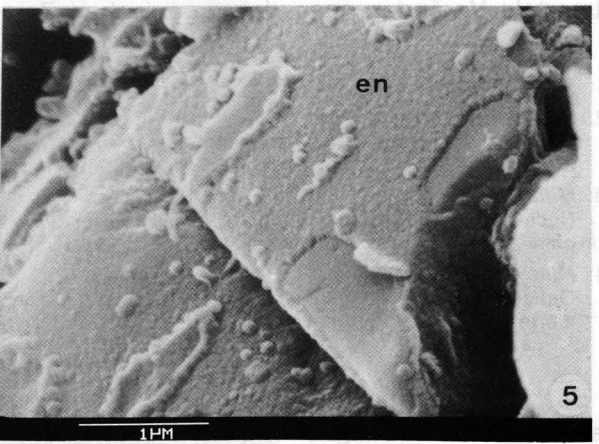
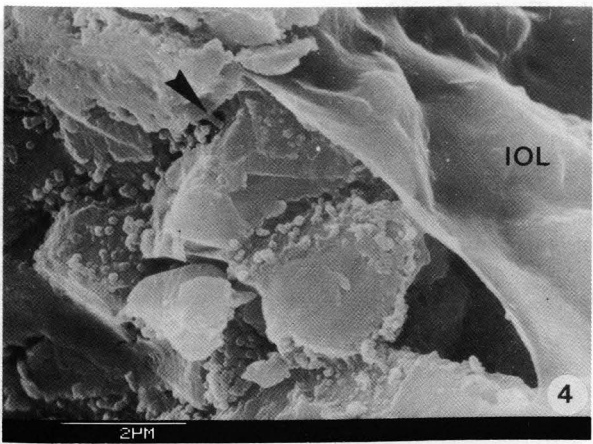
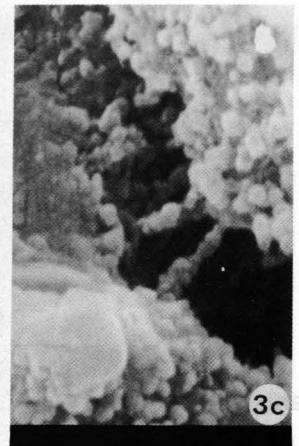
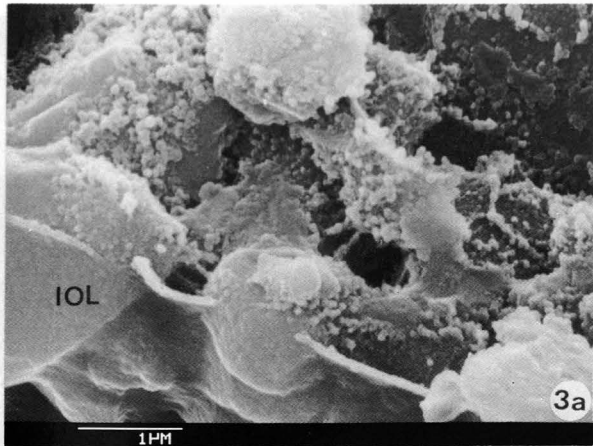
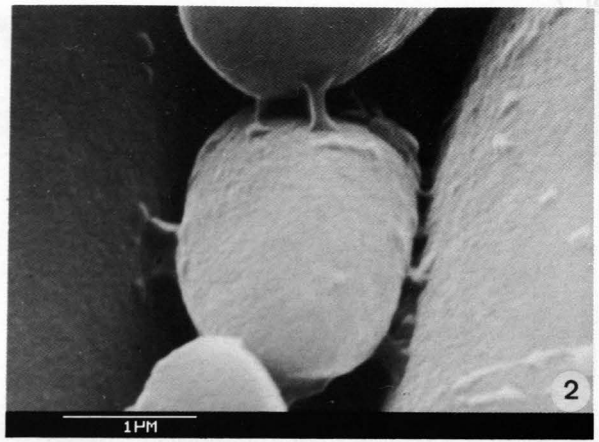
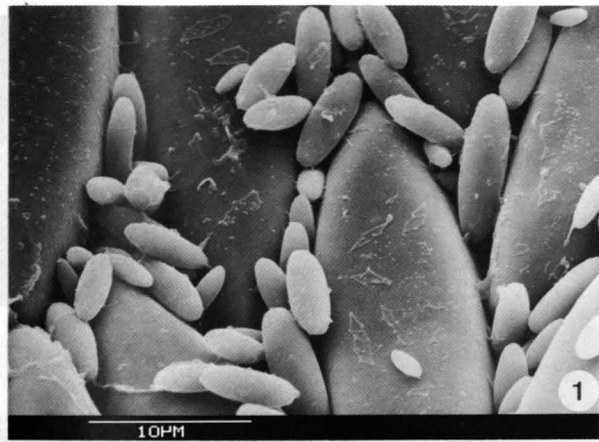
Fig. 3: ***Miliammina fusca***.
b,c: Detailvergrößerungen aus 3a.

Fig. 4: ***Cystammina pauciloculata***.

Fig. 5: ***Cyclammina trullissata***.
Die typischen Stränge des Zement-Morphotyps 1 sind in postmortal veränderten Gehäusen nicht wiederzufinden. Stattdessen liegen Kügelchen im intergranularen Raum, oder die Stränge liegen in Form aufgereihter Kügelchen vor (Fig. 3b,c; Fig. 4; Pfeil). Die IOL und die organischen Hüllschichten der Partikel (en) sind gut erhalten.

Fig. 6: ***Recurvoides contortus***.

Fig. 7: ***Miliammina oblonga sabulosa***.
Das organische Netzwerk des Morphotyps 2 (Fig. 6) und der schaumige Zement des Morphotyps 3 (Fig. 7) weisen entsprechende postmortale Veränderungen auf. Nur an wenigen Stellen sind die ursprünglichen Zementstrukturen wiederzufinden.



Tafel 7

Organische Zemente

Postmortale Veränderungen des organischen Zements (Fortsetzung)

Fig. 1: *Reophax ovicula*.

Fig. 2: *Hormosira mortenseni*.

Auch die undifferenzierte Zementsubstanz des Morphotyps 4 liegt in Form kugeliger Ansammlungen im Kontaktbereich der Partikel, in denen sich die Negativ-Abdrücke herausgebrochener Partikel widerspiegeln können (Fig. 1).

Fig. 3: *Miliammina fusca*.

Nach 24-stündiger Behandlung mit konzentrierter H₂O₂-Lösung sind in den Gehäusen Kügelchen auf den Partikeloberflächen zu finden. Die organischen Hüllschichten der Partikel (en) bleiben relativ unbeschadet zurück.

Fig. 4: *Miliammina fusca*.

Gehäuse, die 24 Stunden verascht wurden, zeigen ebenfalls kugelige Ausbildungen auf den Partikeloberflächen (agglutinierte Coccolithophoridae).

Mineralische Anteile organischer Zemente

Fig. 5: *Cyclammina orbicularis*.

Aufgebrochene Kammer: Der Marker (Fig. 5a) deutet auf den mittels EDAX angemessenen Gehäusebaustein, der im Spektrum (Abb. 2a: Kap. 4.1.1.6.) als Silizium-Partikel identifiziert wird. Der Zement (Marker: Fig. 5b), der auf dem Silizium-Partikel liegt und aus gruppenweise gebündelten Strängen besteht, weist einen erhöhten Eisenanteil auf (Abb. 2b).

Fig. 6: *Cyclammina pusilla*.

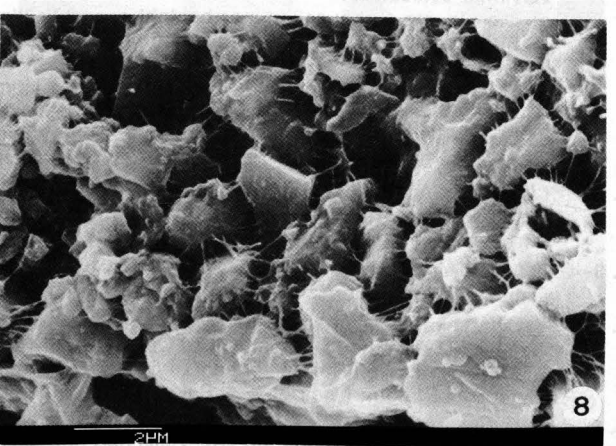
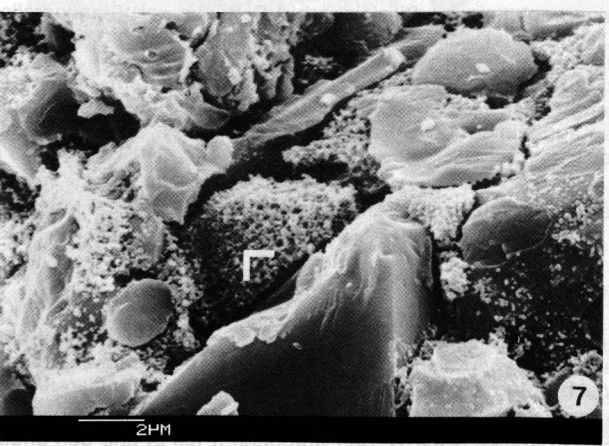
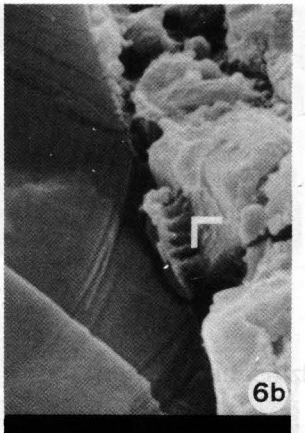
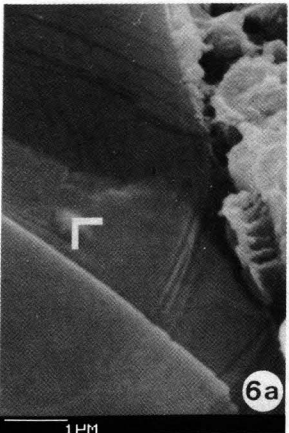
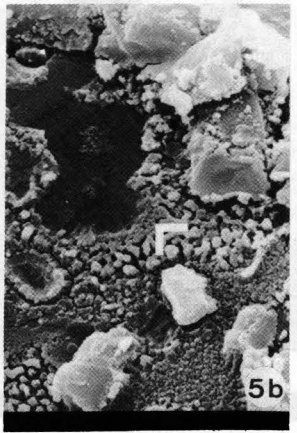
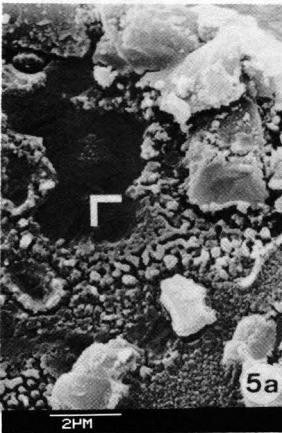
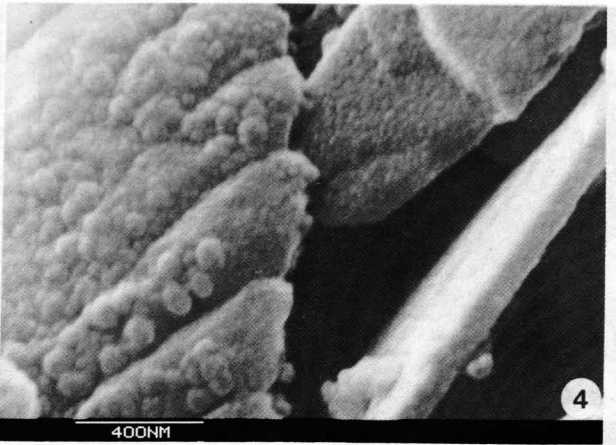
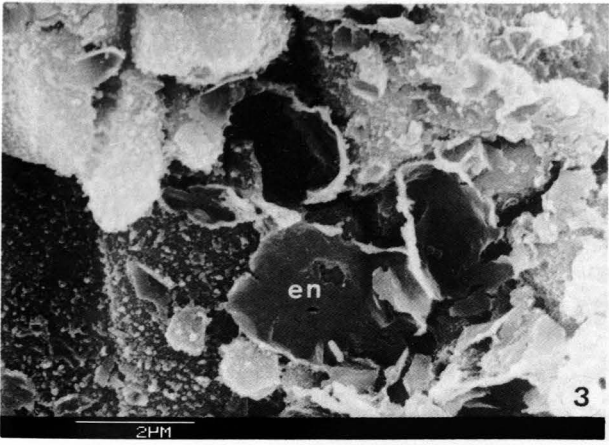
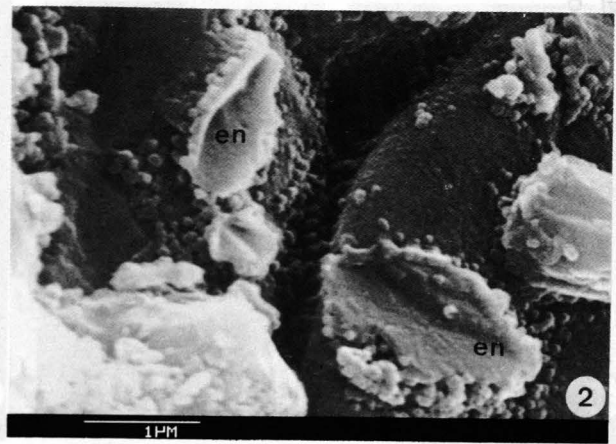
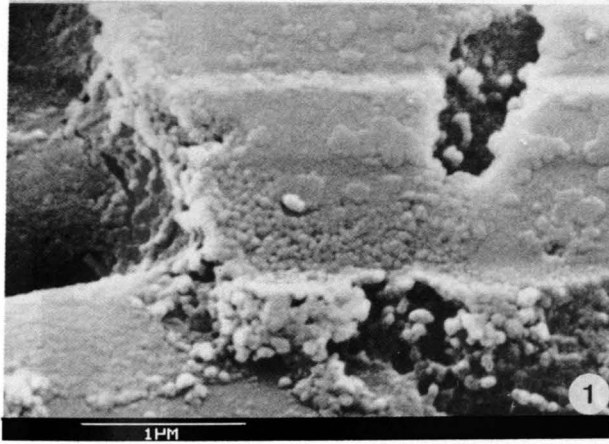
Detailausschnitt einer aufgebrochenen Kammer: Zwischen Silizium-Partikeln (Marker: Fig. 6a; Abb. 3a) liegen organische Stränge, die einen mineralischen Anteil an Eisen und Kalzium enthalten (Fig. 6 b; Abb. 3b: Kap. 4.1.1.6.).

Fig. 7: *Recurvoides contortus*.

Aufgebrochene Kammer eines postmortal veränderten Gehäuses: In den Zwickeln zwischen den agglutinierten Silizium-Partikeln (vgl. Si-Hintergrundradiations-Peak in Abb. 4: Kap. 4.1.1.6.) liegen Ansammlungen von Kügelchen, die im EDAX-Spektrum als Eisen identifiziert werden; untergeordnet findet sich Kalzium (Abb. 4). Quantitative Unterschiede im mineralischen Zementanteil ergeben sich aus der variablen Zementdichte an den Meßpunkten (vgl. Abb. 2b, 3b mit Abb. 4).

Fig. 8: *Miliammina fusca*.

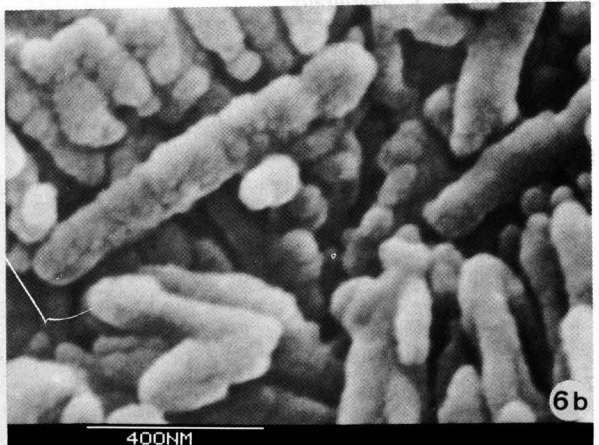
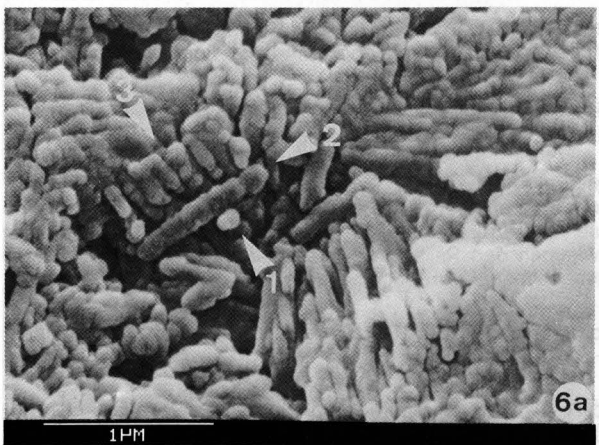
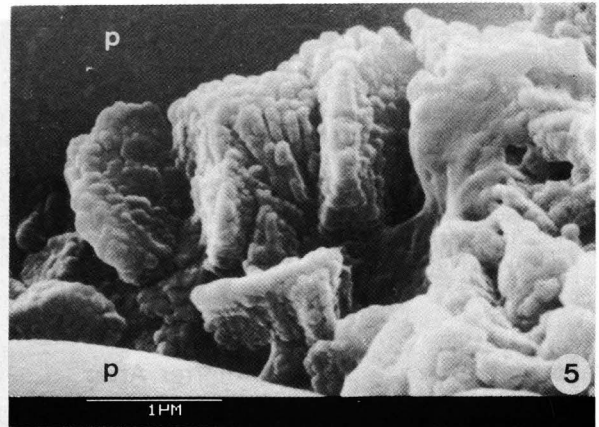
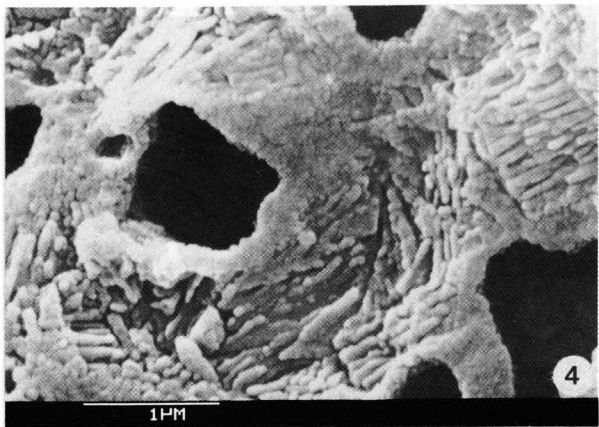
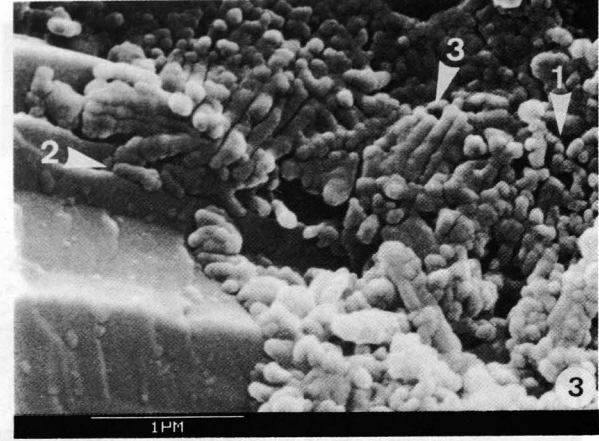
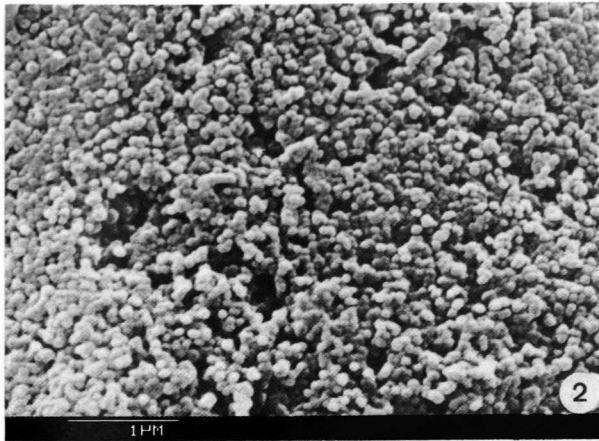
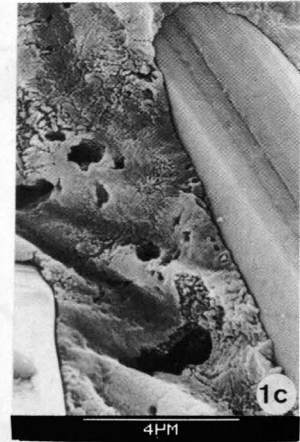
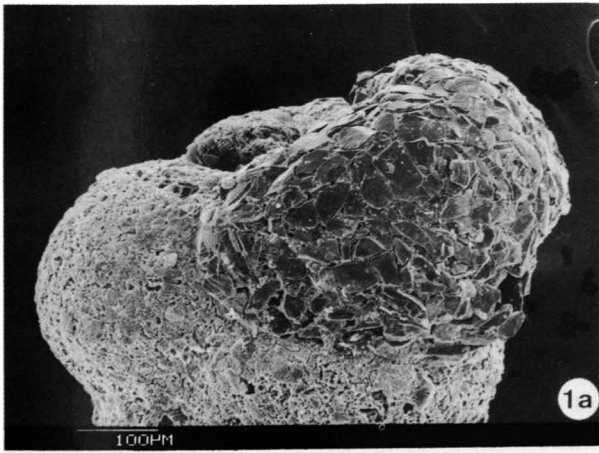
Aufgebrochene Kammer eines Kalkgehäuses, das in einer „Isolierkultur“ gebaut wurde: Im Gegensatz zu organischen Zementen von Gehäusen aus „Rohkulturen“, ist in den Zementen von monomineralischen Gehäusen aus „Isolierkulturen“ kein Eisenanteil nachweisbar (Abb. 5 [Kap. 4.1.1.6.]: Spektrum der Flächenmessung des in Fig. 8 dargestellten Bildausschnittes).



galt eingebauten Paketen (Pfl. 3) liegen unvollständig zementierte Bereiche.

Kalzitischer Zement

- Fig. 1: ***Valvulina oviedoiana***.
a) Die jüngste Gehäusekammer besteht ausschließlich aus agglutinierten Siliziumcarbid-Partikeln und Biomineralisat. SiC-Partikel wurden dem Individuum innerhalb einer „Isolierkultur“ zum Kammerbau angeboten, um biomineralisierten Zement nachweisen und von agglutinierten Partikeln unterscheiden zu können.
b,c) Detailvergrößerungen aus Fig. 1a; jüngste Kammer: Agglutinierte SiC-Partikel liegen in granulärem Zement. Der Marker zeigt den mittels EDAX angemessenen Zementbereich (Abb. 6). Die Punktmessung ergab Niedrigmagnesium-Kalzit. Der Silizium-Peak ist auf Streustrahlungen agglutiniertes SiC-Partikel zurückzuführen. Die Gold-, Palladium-Peaks zeigen die REM-Besputterungsschicht an.
- Fig. 2: ***Clavulina difformis***.
Gehäuse einer „Rohkultur“; Detailausschnitt der Zahnplatte: Der kalzitische Zement setzt sich aus 0,1–0,3 µm großen Einzelkristallen zusammen.
- Fig. 3–4: ***Valvulina oviedoiana***.
Detailvergrößerungen aus Fig. 1a; jüngste Gehäusekammer.
- Fig. 5: ***Textularia cf. T. aperturalis***.
Gehäuseoberfläche (p: agglutinierte Chromcarbid-Partikel). Der kalzitische Zement besitzt eine typische Mikrostruktur: Die Einzelkristalle (Pfeil 1) können zu Stäbchen hintereinandergelagert sein (Pfeil 2) und innerhalb von Paketen parallel angeordnet liegen (Pfeil 3). Die Pakete sind unterschiedlich geformt und liegen unregelmäßig im intergranularen Raum.
- Fig. 6: ***Valvulina oviedoiana***.
Detailvergrößerungen aus Fig. 1a: Zwischen den einzelnen Kristallen (Pfeil 1), den Stäbchen (Pfeil 2) und den unregelmäßig eingebauten Paketen (Pfeil 3) liegen unvollständig zementierte Bereiche.



Kalzitischer Zement (Fortsetzung)

Fig. 1: *Valvulina oviedoiana*.

Gehäuse, das im natürlichen Environment Bermudas gebaut wurde: Der Zement weist eine Mikrostruktur auf, die mit derjenigen der unter Laborbedingungen biomineralisierten Zemente übereinstimmt.

Fig. 2: *Valvulina oviedoiana*.

Gehäuse einer „Rohkultur“: Die TEM-Figur zeigt organische Hüllschichten (en) dekalzifizierter Partikel (p). Zwischen den Partikeln ist eine mosaikartige organische Mikrostruktur erkennbar. Diese spiegelt die organischen Hüllen der biomineralisierten Kristalle wider (Pfeile). Größere Lücken innerhalb der Mosaik-Struktur stellen unvollständig zementierte Bereiche dar (vgl. Fig. 6b (Taf. 8)).

Porensysteme kalzitisch zementierter Arten

Fig. 3: *Textularia cf. T. aperturalis*.

Gehäuse einer „Rohkultur“; Detailausschnitte der Gehäuseoberfläche: Im intergranularen Raum liegen Poren, deren Wände den agglutinierten Partikeln angepaßt sind. Kalzitkristall-Pakete umgeben ringförmig die Porenöffnungen.

Fig. 4: *Textularia cf. T. lungiformis*.

Aufgebrochene Kammerwand: Die geradlinigen Porenkanäle sind organisch ausgekleidet (Pfeile) und zum Kammerinneren durch die IOL verschlossen.

Fig. 5: *Eggerella bradyi*.

Aufgebrochene Kammer eines postmortal veränderten Gehäuses.

a) Da die IOL nur fleckhaft erhalten ist, sind im Kammerinneren die Porenöffnungen zu erkennen.

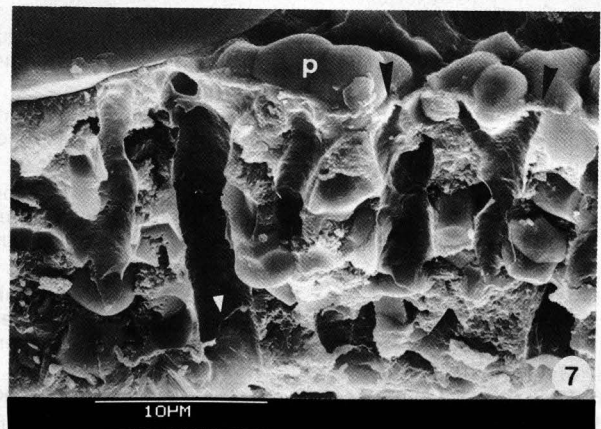
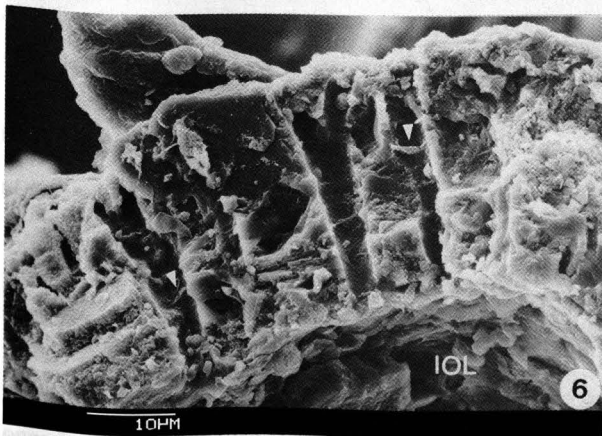
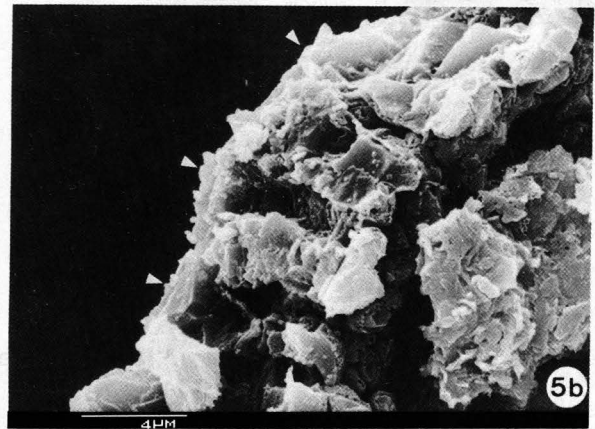
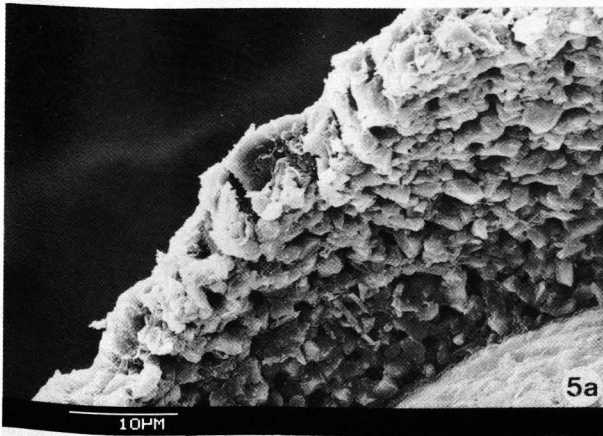
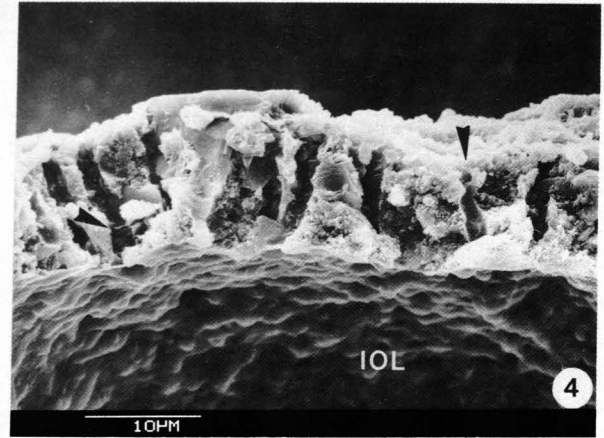
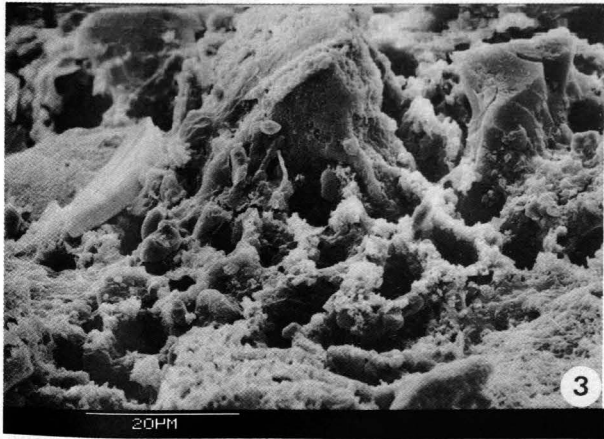
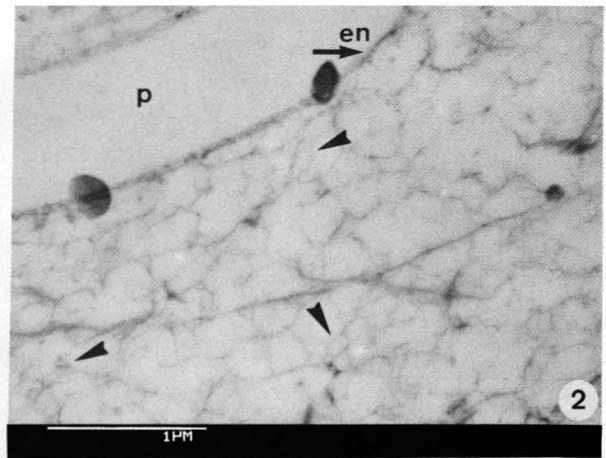
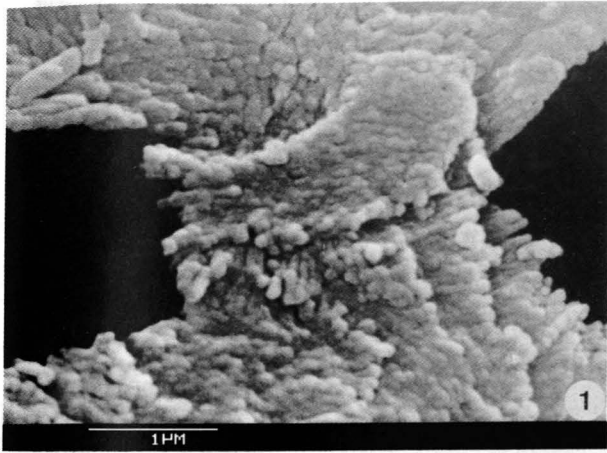
b) Anderer Ausschnitt derselben Kammer: Aufgrund des schlechten Erhaltungszustands des Gehäuses sind die geradlinigen Porenkanäle nur undeutlich zu sehen (Pfeile). Zwischen den Partikeln liegt angelöste organische Substanz, in der mittels EDAX-Messungen Spuren von Kalzium nachgewiesen wurden.

Fig. 6: *Gaudryina rudis*.

Aufgebrochene Kammerwand: Die Porenkanäle gabeln sich distal, sind organisch ausgekleidet und mit organischen Lagern durchzogen (Pfeile).

Fig. 7: *Clavulina nodosaria*.

Gehäuse einer „Isolierkultur“ (p: agglutinierte Chromcarbid-Partikel). In den aufgebrochenen Kammerwänden sind die organisch ausgelegten Porenkanäle deutlich zu erkennen. Diese verzweigen sich regelmäßig im distalen Bereich in zwei und mehr Kanaläste, die größere Partikel umfassen. Sie sind proximal durch die IOL und distal ebenfalls durch eine organische Lage verschlossen („honeycomb membrane“; Fig. 7 (große Pfeile); vgl. Fig. 4,5 (Taf. 10)).



Porensysteme kalzitisch zementierter Foraminiferen (Fortsetzung)

Fig. 1: *Spirorutilis wrightii*.

b: Detailvergrößerung der aufgebrochenen Kammer aus 1a: Das Porensystem ist nur im Bereich der Kiele entwickelt, andere Kammerbereiche sind porenlos. Die Kanäle durchziehen „anastomosierend“ den intergranularen kalzitischen Zement. Sie sind max. 1 µm breit und im distalen Kammerbereich durch agglutiniertes Material abgedeckt (Fig. 1b).

Fig. 2: *Martinottiella nodulosa*.

Ausschnitt der aufgebrochenen Kammer eines postmortal veränderten Gehäuses (b: Detailvergrößerung aus 2a): Aufgrund starker Lösungserscheinungen ist das „anastomosierende“ Porensystem nur undeutlich zu erkennen (Pfeile).

Fig. 3: *Valvulina oviedoiana*.

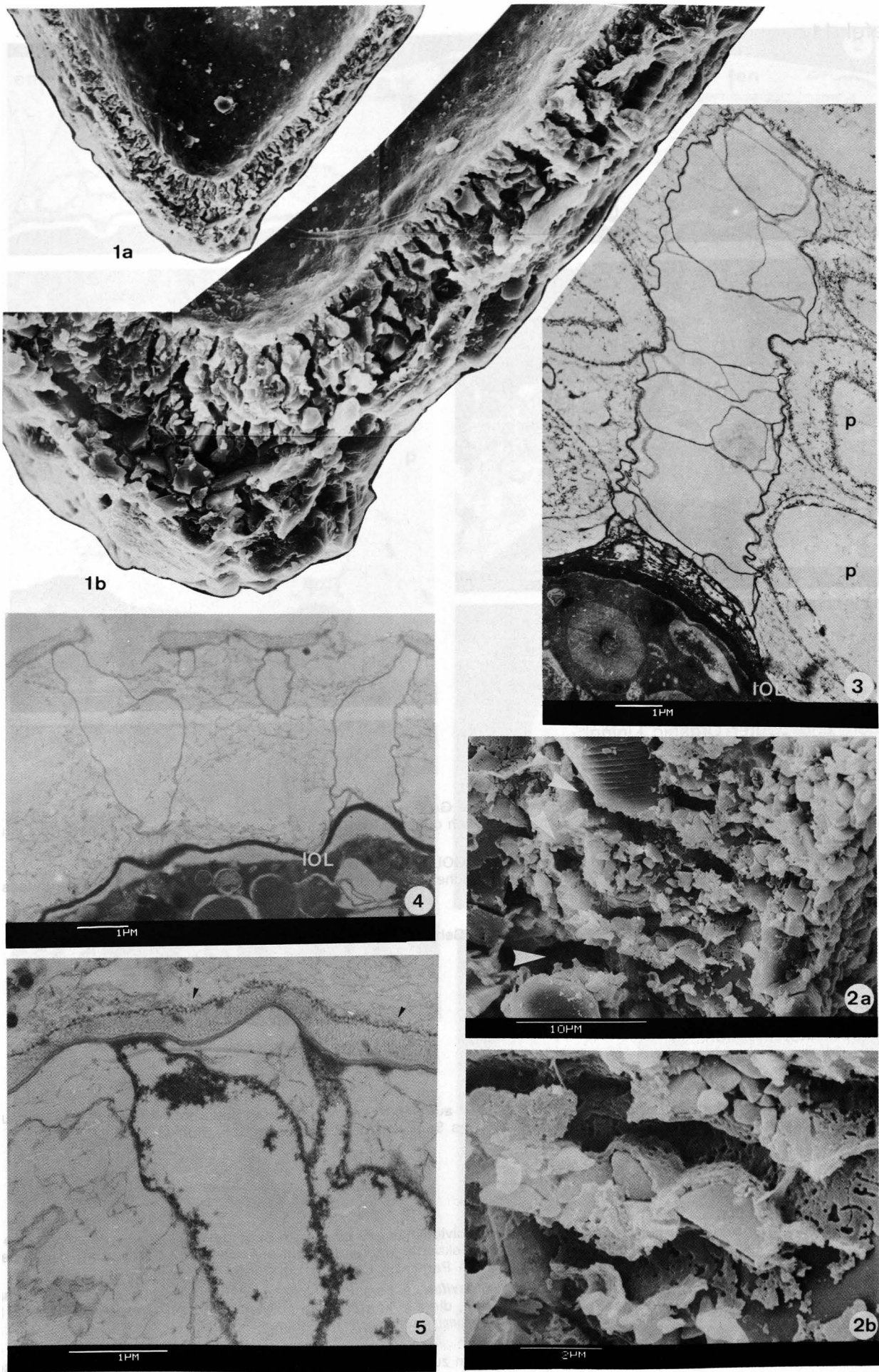
TEM-Ausschnitte eines „Rohkultur“-Gehäuses: Der Porenkanal ist organisch ausgelegt und mit organischen Lagen durchzogen. Im proximalen Porenbereich liegt vernetzte organische Substanz. Die IOL verschließt den Porenkanal und trennt das Zytoplasma von der Kammerwand (p: agglutinierte Ooide).

Fig. 4: *Clavulina angularis*.

Juveniles Individuum im 2-Kammer-Stadium: Die Porenkanäle sind nur ca. 1 µm breit, im Vergleich zu 3 µm Breite bei adulten Individuen. Juvenile Individuen zeigen bereits den arttypischen Porenaufbau: Verzweigte, organisch ausgekleidete Porenkanäle sind distal durch eine „honeycomb membrane“ und proximal durch die IOL verschlossen.

Fig. 5: *Clavulina angularis*.

Adultes Individuum einer „Rohkultur“: Die verzweigten Kanaläste verjüngen sich zur Gehäuseoberfläche und sind durch die „honeycomb membrane“ abgedeckt. Diese besteht aus tubulären Zylindern, die senkrecht einer Membran aufsitzen. Die Pfeile deuten auf schräg angeschnittene Oberflächenbereiche der „honeycomb membrane“, in denen ein hexagonales Muster ausgebildet ist.



„Inner“ und „Outer Organic Lining“

Fig. 1: *Valvulina oviedoiana*.

Tangentialschnitt senkrecht zur Gehäuseachse: Ältere Gehäusekammer mit dicker IOL (1), mit aufgebauter Kammer der nächstjüngeren triserialen Windung, die eine wesentlich dünnere IOL (2) aufweist (p: Sedimentpartikel einer „Rohkultur“).

Fig. 2: *Trochamminopsis mombasaensis* n.sp.

Eine die gesamte Gehäuseoberfläche überziehende OOL ist nicht ausgebildet, sondern eine organische Lage, die auf den intergranularen Raum beschränkt ist, und organische Hüllen der agglutinierten Fremdpartikel (en). Auf der Innenseite des Zytoplasma-leeren Gehäuses liegt die IOL.

Fig. 3: *Paratrochammina* cf. *P. clossi*.

Mehrlagiger Aufbau der IOL innerhalb einer älteren Gehäusekammer.

Fremdpartikelselektion

Fig. 4: *Clavulina angularis*.

Juvenile Individuen, die innerhalb von „Isolierkulturen“ auf einem Substrat-Gemisch geboren wurden und zum Gehäusebau sowohl Chromcarbid-Partikel als auch natürliches Sediment der entsprechenden „Rohkultur“ benutzten.

a) 2-kammriges Gehäuse (× 275).

b) 3-kammrig (× 250).

c) 4-kammrig (× 225).

d) 5-kammriges Gehäuse (× 200).

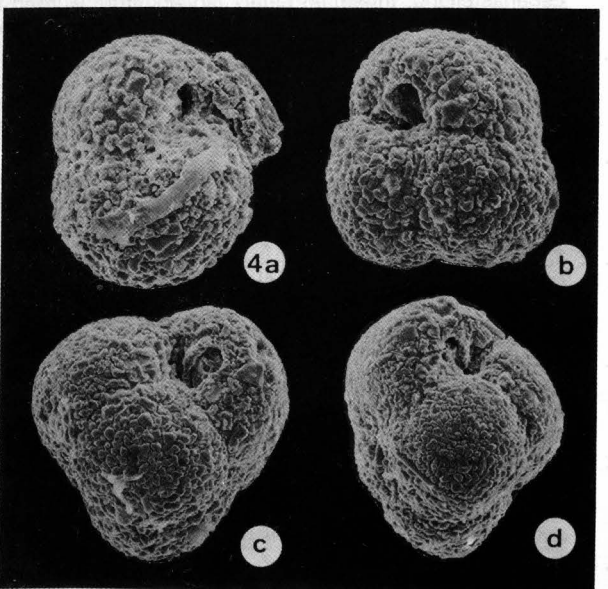
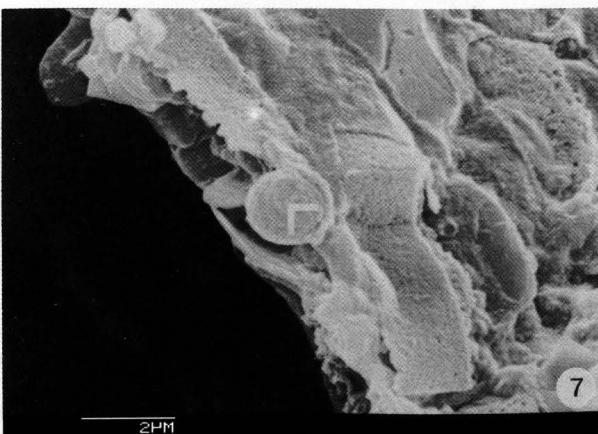
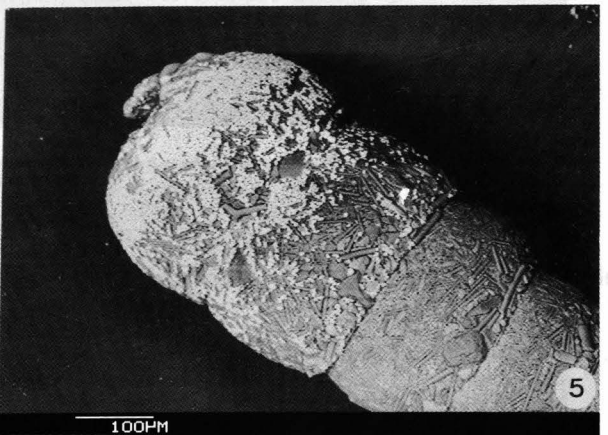
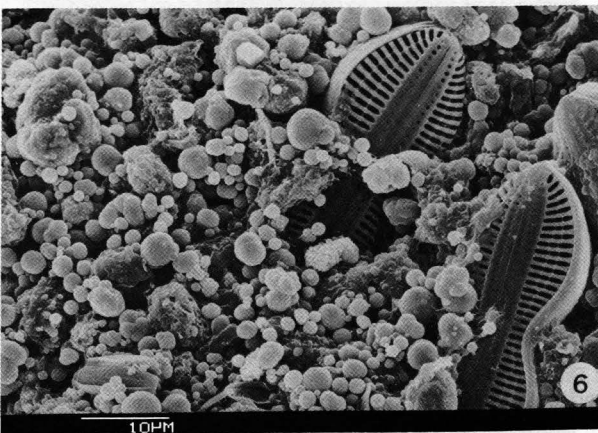
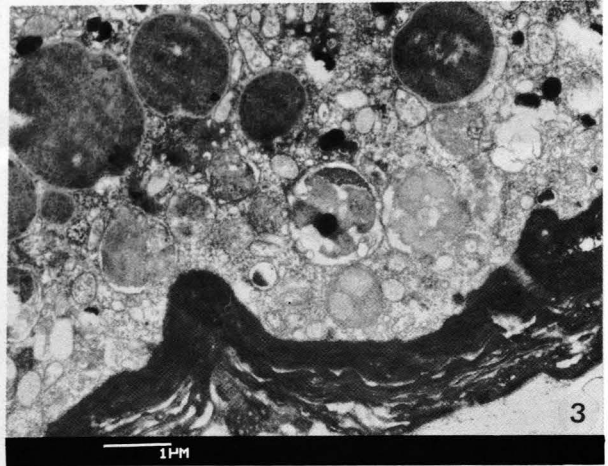
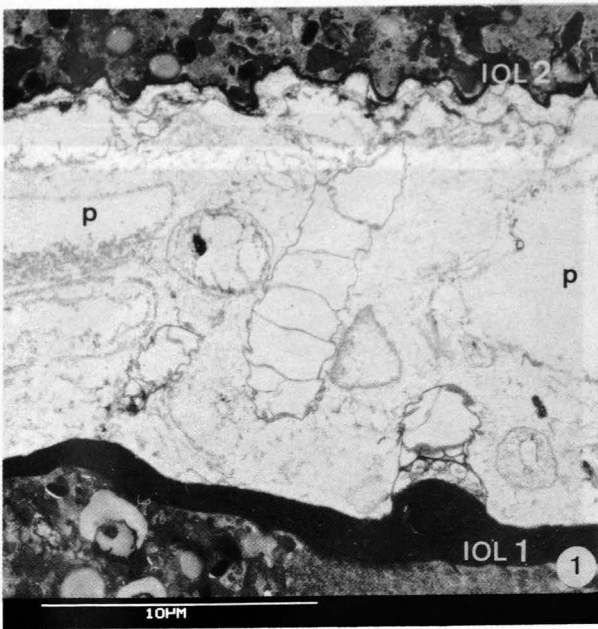
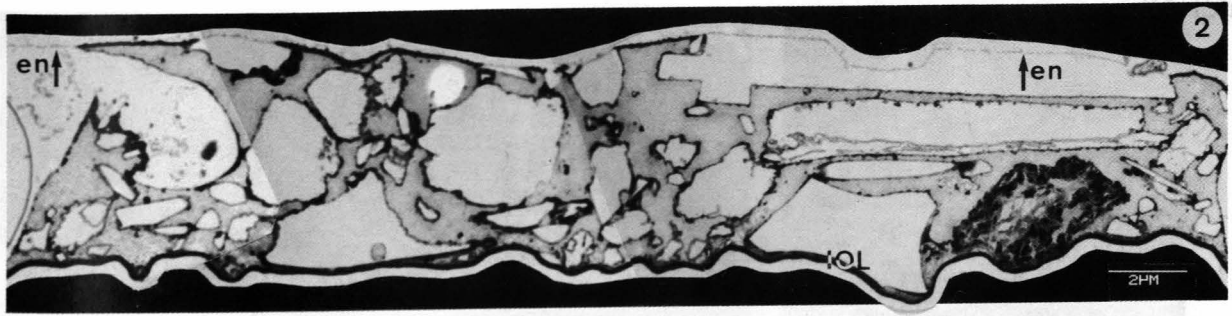
Fig. 5: *Clavulina nodosaria*.

Jüngste, uniserialer Gehäusekammern eines adulten Individuums, das aus einem Substrat-Gemisch Schwammspikulæ für die zum Außenmilieu gewandten Kammerbereiche selektierte, während es auf den Aperturflächen bevorzugt kleine Chrompartikel einregelte (EDAX-Mapping: Leuchtende Partikel = Chromcarbid-Partikel).

Fig. 6: Inhalt einer aufgebrochenen, luftgetrockneten *Gromia oviformis*: Es sind zahlreiche 300 nm bis 4 µm große endoplasmatische Einschlüsse, sogenannte Xanthosome, enthalten, die aus konzentrisch aufgebautem, solidem Eisen bestehen. Die Xanthosome bleiben nach der Sporulation der *G. oviformis*-Individuen im Sediment zurück.

Fig. 7: *Paratrochammina bermudaensis* n.sp.

Aufgebrochene Kammerwand: Die Xanthosome wurden zum Gehäusebau benutzt und in die Wand agglutiniert (Marker).



Gehäusemorphogenese und Strukturbildung

Fig. 1: *Textularia candeiana kenyaensis*.

Zum Kammerbau werden Detrituspartikel (p) mittels des anastomosierenden Pseudopodiennetzwerks aufgenommen und zur Gehäusemündung transportiert (Pfeile).

Fig. 2: *T. candeiana kenyaensis*.

Lebensstellung: Innerhalb einer „Isolierkultur“ wurden Metallkugeln zum Kammerbau angeboten, die das Tier rings um die beiden jüngsten Kammern zu einer Detritushülle ansammelte.

Fig. 3: *T. candeiana kenyaensis*.

Zweitjüngste (2) und jüngste (1) Kammern des Gehäuses: Die Detritushülle wurde vom Gehäuse abgelöst (großer Pfeil) und im Bereich der Gehäusemündung aufgebrochen (kleiner Pfeil). In dieser frühen Bauphase wurde noch kein Kammerlumen ausgebildet, direkt vor der Gehäusemündung liegt dicht angeordnet Detritusmaterial (Chromcarbid-Partikel).

Fig. 4: *T. candeiana kenyaensis*.

Detritushülle, Aufsicht: Der Kammerbau wird eingeleitet durch die Ausbildung eines Kammerlumens innerhalb der Hülle (Pfeil). Zum Hülleninneren werden kleinere Partikel sortiert, die zum anschließenden Kammerbau verwendet werden (natürliches Substrat einer „Rohkultur“).

Fig. 5: *T. candeiana kenyaensis*.

Die neue Kammer wird von der zweitjüngsten Kammer des Gehäuses (2) in Richtung Mündung gebaut (1: jüngste Kammer). An der „Baufront“ (kleine Pfeile) und innerhalb des neuen Kammerlumens liegen die Bausteine (Chromcarbid-Partikel), die beim weiteren Kammerbau orientiert angeordnet werden (großer Pfeil: abgelöste Detritushülle).

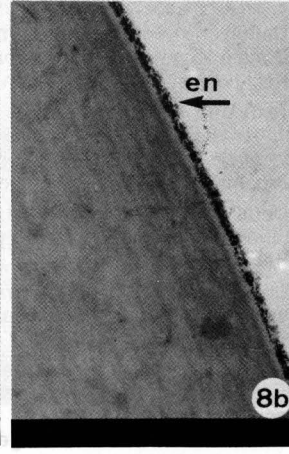
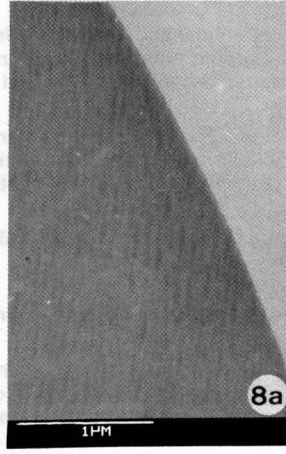
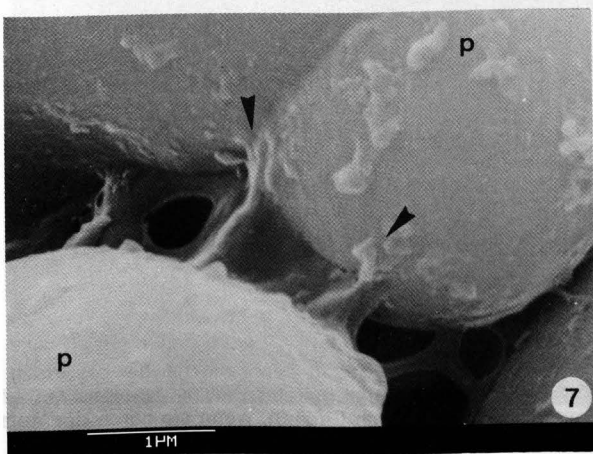
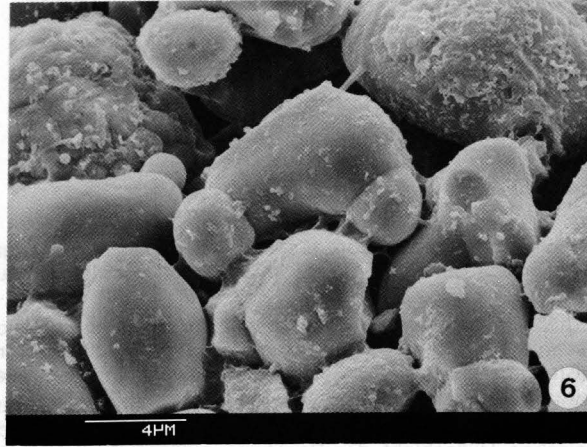
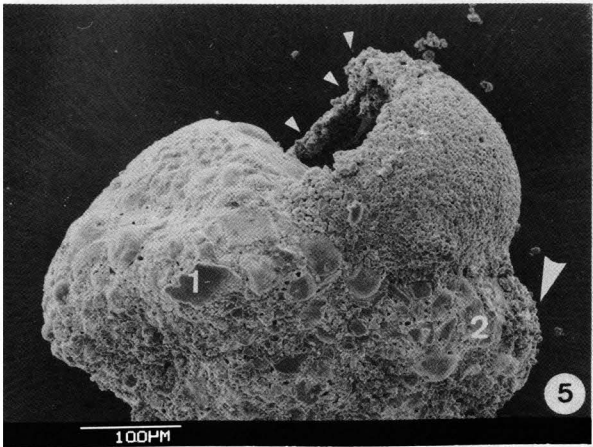
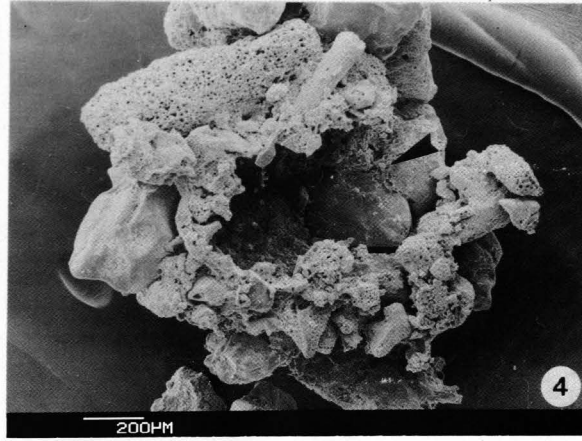
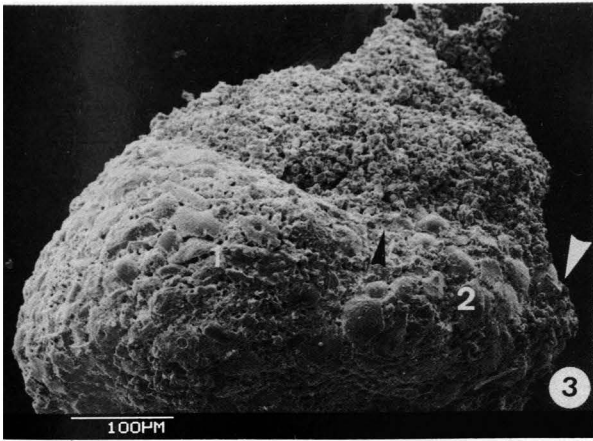
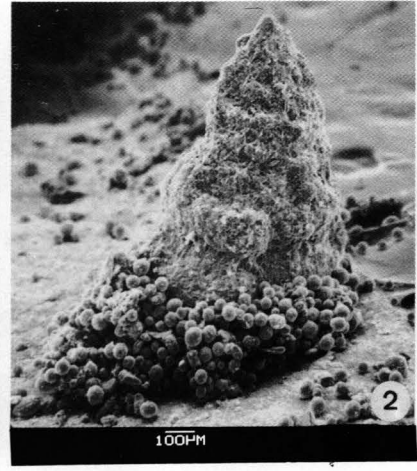
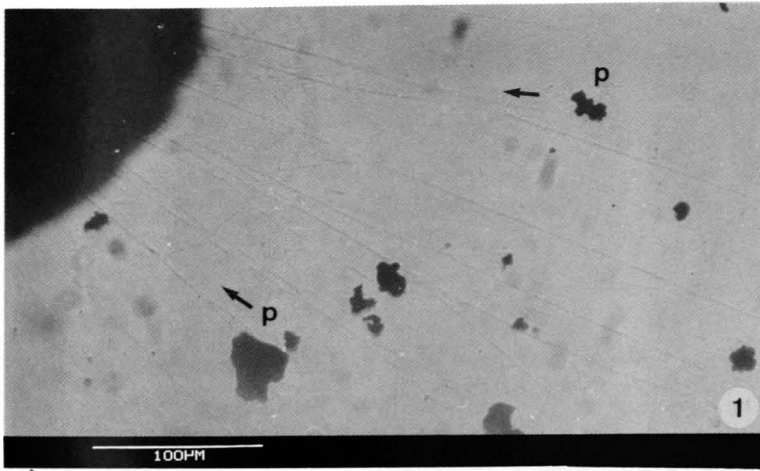
Fig. 6: Detailvergrößerung aus Fig. 5.

Der Wandausschnitt der neuen Kammer zeigt Bausteine (Chromcarbid-Partikel), die mit organischem Material umhüllt und zementiert wurden. In den Zwickeln zwischen den Bausteinen ist in diesem Kammerbaustadium kein Biomineralisat nachweisbar.

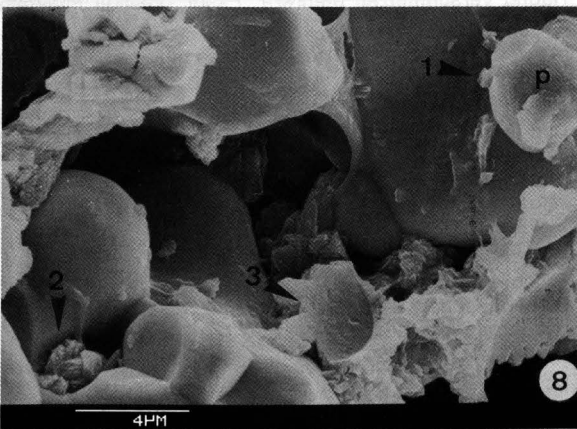
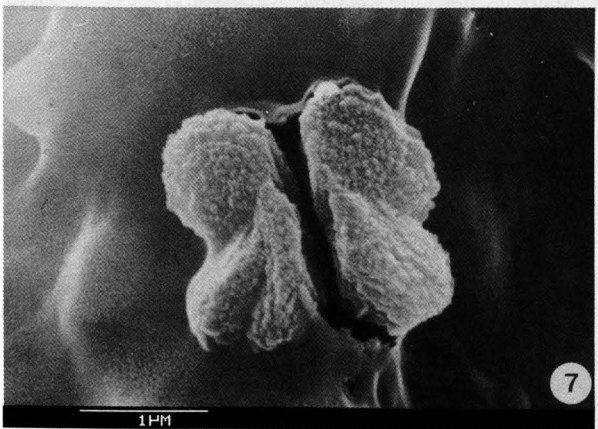
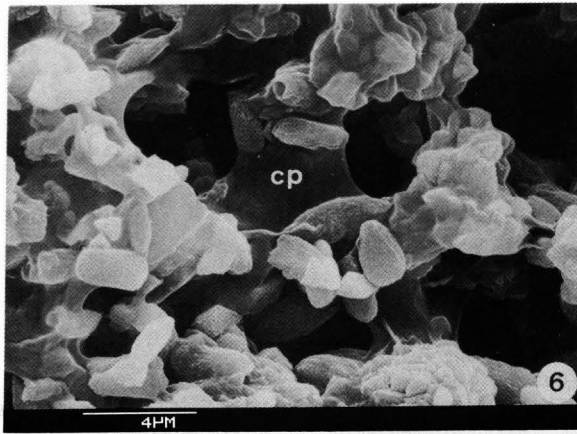
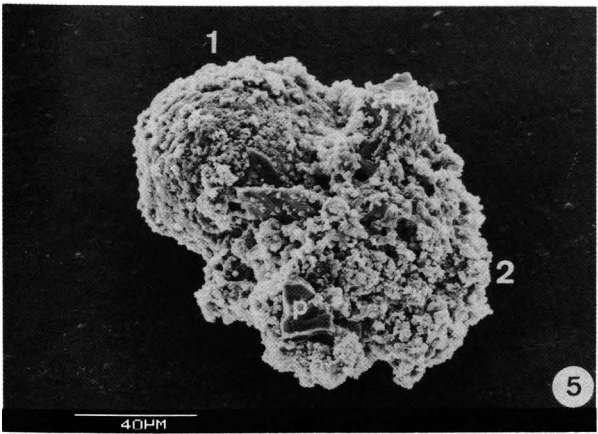
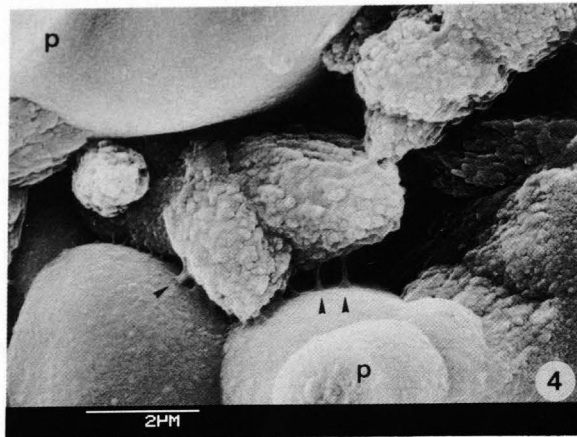
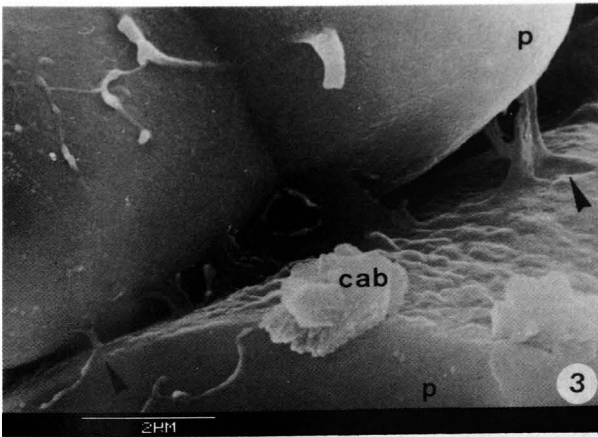
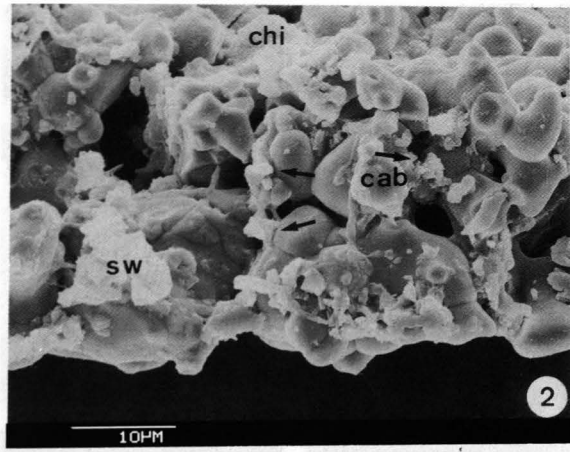
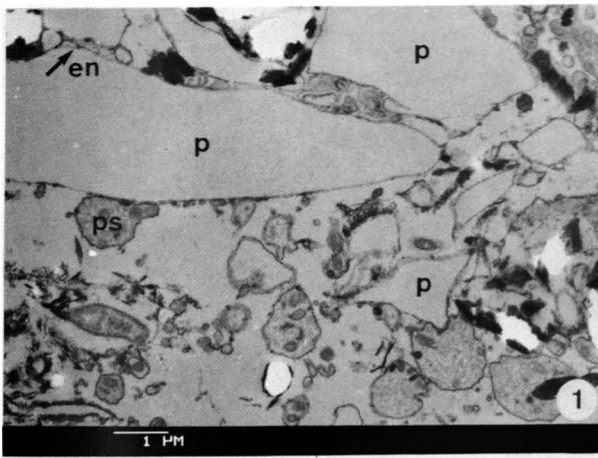
Fig. 7: Detailvergrößerung aus Fig. 6.

Die organische Hüllschicht liegt den Bausteinen sehr dicht auf, so daß deren Form detailliert nachgezeichnet wird (p: Chromcarbid-Partikel). Das organische Material, das die Bausteine aneinander befestigt, ist morphologisch vielfältig ausgebildet und liegt der organischen Hüllschicht der Bausteine auf (Pfeile; vgl. Taf. 13, Fig. 3,8).

Fig. 8: Um die organische Umhüllung der Bausteine nachzuweisen, wurden *T. candeiana kenyaensis* Polystyrolkugeln zum Kammerbau angeboten. Die TEM-Fig. 8a zeigt den Oberflächenausschnitt einer Kugel vor dem Experiment, Fig. 8b nachdem sie vom Tier zum Kammerbau aufgenommen und mit organischem Material (en) umhüllt wurde.



- Fig. 1: *Miliammina fusca*.
Nach der Dekalzifikation des Gehäuses spiegeln die organischen Hüllschichten (en) die Kornformen der Kalziumkarbonatpartikel (p) wider. Diese Partikel werden mittels Pseudopodien (ps) zur Kammerwand formiert.
- Fig. 2: *T. candeiana kenyaensis*.
Nach der organischen Zementation der Kammer wird Biomineralisat in die Zwickel der Bausteine eingelagert. Der Ausschnitt der aufgebrochenen Kammerwand (sw) zeigt ein frühes Stadium der Zementierung, in der zwischen die Bausteine (Chromcarbid-Partikel) Kalzitkristall-Pakete (cab) deponiert werden (chi: Kammerinneres).
- Fig. 3: Anderer Ausschnitt der aufgebrochenen Wand desselben Individuums wie in Fig. 2.
Die beiden Bausteine (p: Chromcarbid-Partikel) sind durch organisches Material aneinander befestigt, das auf der organischen Hüllschicht der Bausteine aufliegt (Pfeile). Zwischen die Bausteine wurde ein Kalzitkristall-Paket deponiert (cab).
- Fig. 4: Detailvergrößerung der Kammeraußenwand desselben Individuums wie in Fig. 2.
Distale Kammerbereiche sind bei dem entsprechenden Individuum jeweils stärker zementiert als proximale Bereiche. Die Kalzitkristall-Pakete werden durch organisches Material an den Bausteinen befestigt (Pfeile; p: Chromcarbid-Partikel).
- Fig. 5: *Textularia cf. T. aperturalis*.
Juveniles Individuum während des Baus der zweiten Kammer (2; Prolokulus: 1). Die Einlagerung des Biomineralisats erfolgt bei juvenilen Individuen simultan mit der Agglutination der Bausteine, während bei adulten Individuen erst nach der organischen Befestigung der Kammer kalzitisch zementiert wird (p: natürliche Sedimentpartikel einer „Rohkultur“).
- Fig. 6: Detailvergrößerung aus Fig. 5.
Innerhalb eines „Anlagen-Zytoplasmas“ (cp) werden Kalzitkristall-Pakete transportiert und mit wenigen Bausteinen zur Kammerwand formiert.
- Fig. 7: Detailvergrößerung aus Fig. 5.
Vier miteinander verwachsene Kalzitkristall-Pakete innerhalb des „Anlagen-Zytoplasmas“.
- Fig. 8: *T. candeiana kenyaensis*.
Ausschnitt der aufgebrochenen Kammerwand desselben Individuums wie in Fig. 2: In den Zwickeln der organisch zementierten Bausteine (p: Chromcarbid-Partikel) liegen sowohl isolierte Kalzitkristall-Pakete (Pfeil 1) als auch Anhäufungen dieser Pakete (Pfeil 2), die die Negativ-Abdrücke der Bausteine widerspiegeln (Pfeil 3), wenn sie durch das Aufbrechen der Kammer herausgefallen sind.



- Fig. 1: *T. candeiana kenyaensis*.
Innerhalb des Zytoplasmas können regelmäßig Vesikel faserigen organischen Materials beobachtet werden (Pfeile), das möglicherweise die Grundsubstanz des Biomineralisats bildet.
- Fig. 2: *T. candeiana kenyaensis*.
Häufig verschmelzen mehrere „Faser“-Vesikel miteinander innerhalb von größeren Vakuolen.
- Fig. 3: *T. candeiana kenyaensis*.
Innerhalb des lakunisierten Zytoplasmas des neuen Kammerlumens liegen Ansammlungen faserigen organischen Materials.
- Fig. 4: Anderere Ausschnitte des lakunisierten Zytoplasmas desselben Individuums wie in Fig. 2 und 3.
Das Kristallwachstum könnte zwischen den Fasern des organischen Materials stattfinden und sich in der verschieden starken Auflockerung des Materials widerspiegeln (vgl. Pfeil 1,2,3). Orientiertes, möglicherweise epitaktisches Wachstum der Kristalle auf den Faserachsen, die als Matrizen fungieren, erklärt die Ausbildung der gesetzmäßig angeordneten Kalzitkristalle innerhalb der Pakete. Die Mikrostruktur des Zements fertig gebauter Kammern entspricht derjenigen von Fig. 4b, Pfeil 3 (vgl. Taf. 9, Fig. 2).
- Fig. 5: *T. cf. T. aperturalis*.
Juveniles 2-Kammer-Stadium: Innerhalb des Zytoplasmas bauaktiver Individuen finden sich zahlreiche „Faser“-Vesikel. Im Längsschnitt sind leicht gewellte Fasern (kleine Pfeile), im Querschnitt eine unregelmäßig schaumige Struktur erkennbar (große Pfeile).
- Fig. 6: Anderer Zytoplasma-Ausschnitt desselben Individuums wie in Fig. 5.
Mehrere „Faser“-Vesikel verschmelzen innerhalb von größeren Vakuolen miteinander (Pfeile; GA: Golgi Apparat).
- Fig. 7: *Valvulina oviedoiana*.
lakunisiertes Zytoplasma des neuen Kammerlumens: Weiterhin finden sich Vesikel, deren Fasern eine Hell-/Dunkel-Periodik im Abstand von 50 nm aufweisen.

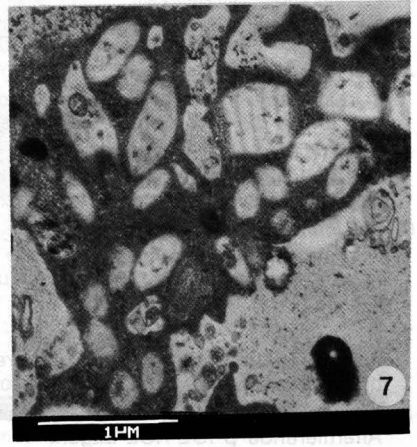
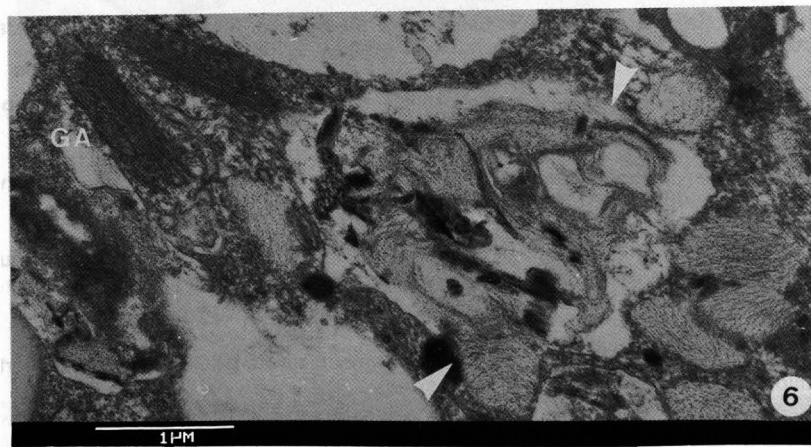
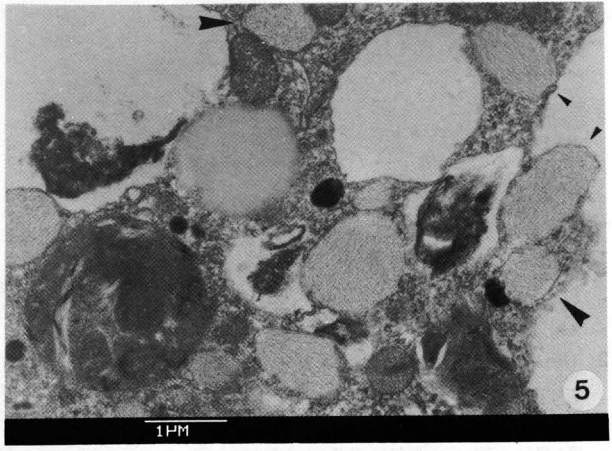
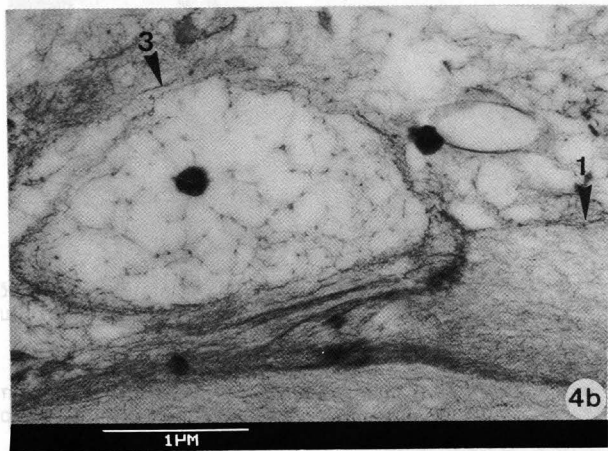
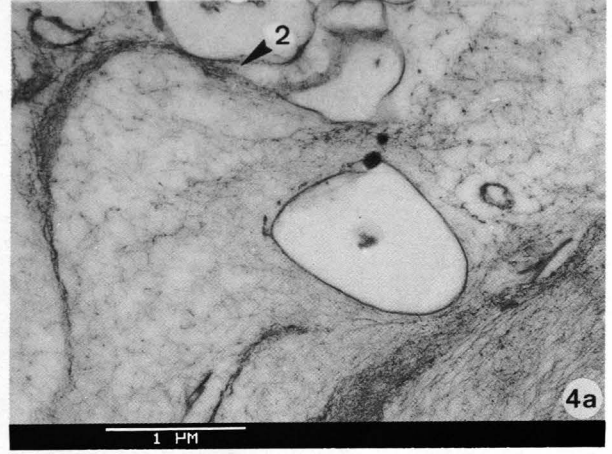
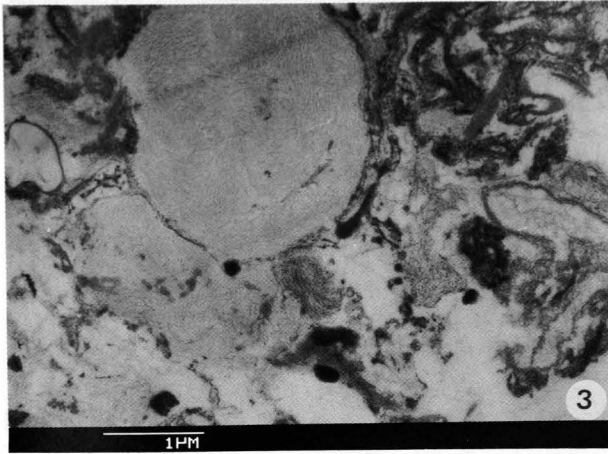
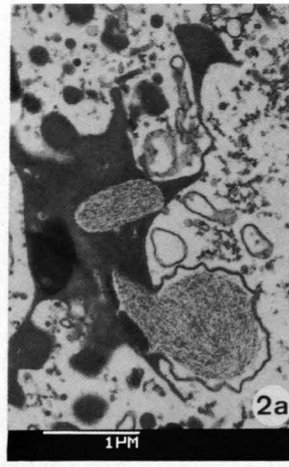
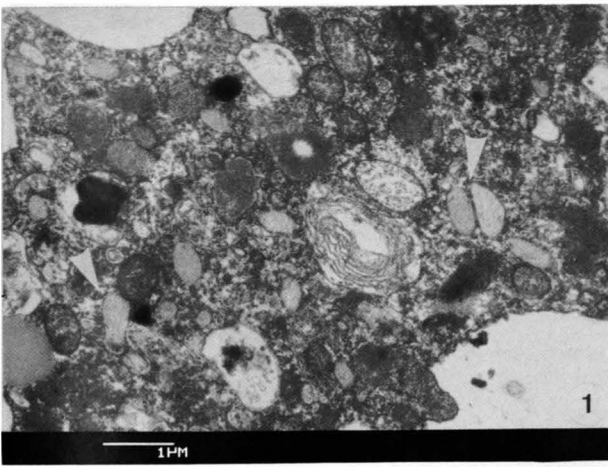


Fig. 1: *T. candeiana kenyaensis*.

Nach der vollständigen Zementierung der Kammer ist das Porensystem deutlich erkennbar. Dieses entsteht, indem röhrenförmige Hohlräume bei der Einlagerung des Biomineralisats ausgespart werden (natürliche Partikel einer „Rohkultur“; chi: Kammerinneres).

Fig. 2: Detailvergrößerung desselben Individuums wie in Fig. 1.

Die organische Lage, die den Porenwänden aufliegt, zieht teilweise über den Porenrand auf die Innenseite der Kammer hinaus (Pfeile). Die durchgehende „inner organic lining“ (IOL), die die Poren verschließt, wurde in dieser Bauphase noch nicht angelegt.

Fig. 3: *T. candeiana kenyaensis*.

Individuum mit fertig gebauter Kammer (jüngste Kammer: 1) nach Verlassen der Detritushülle. Innerhalb des Biomineralisats ist zwischen den Bausteinen (Chromcarbid-Partikel) das Porensystem erkennbar (Pfeil).

Fig. 4: *T. candeiana kenyaensis*.

In der aufgebrochenen Kammerwand (p: Chromcarbid-Partikel) ist das organisch ausgelegte Porensystem erkennbar, das durch die IOL zum Kammerinneren verschlossen wird.

Fig. 5: *T. candeiana kenyaensis*.

Ältere Gehäusekammer: Im Porenbereich (a) ist der mehrschichtige IOL-Aufbau deutlich erkennbar. Im Wandbereich zwischen den Poren (b) geht eine unstrukturierte, diffuse p-IOL fließend in die IOL über.

Fig. 6: *Valvulina oviedoiana*.

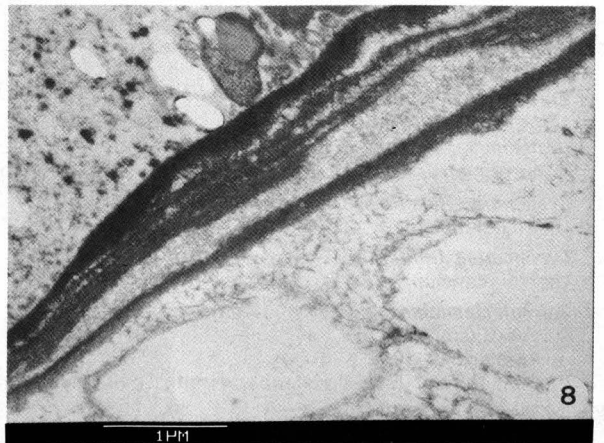
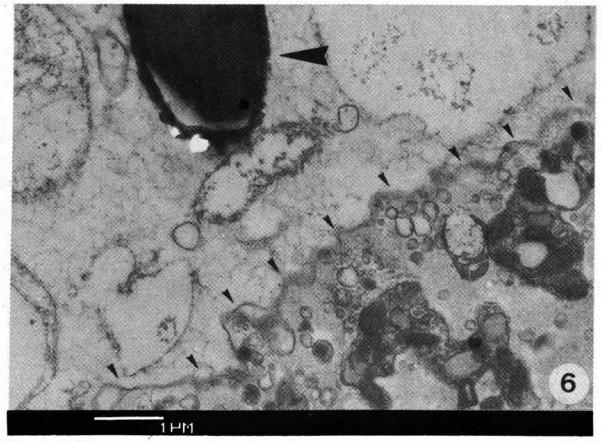
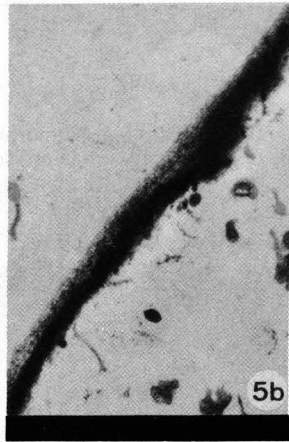
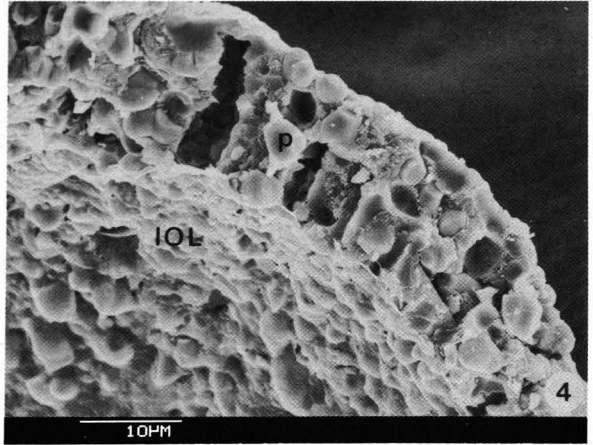
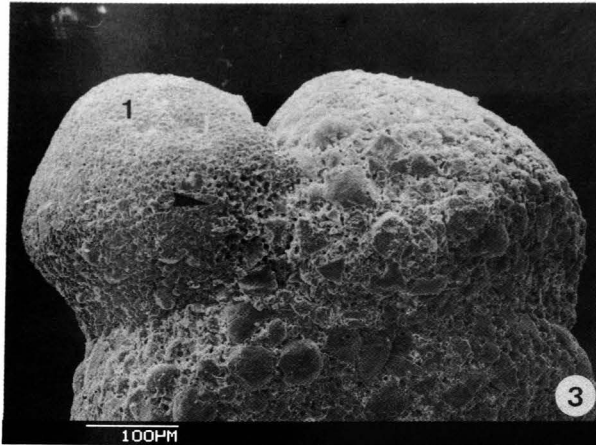
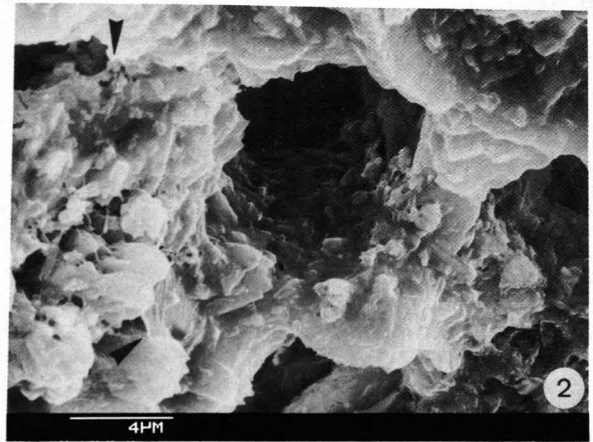
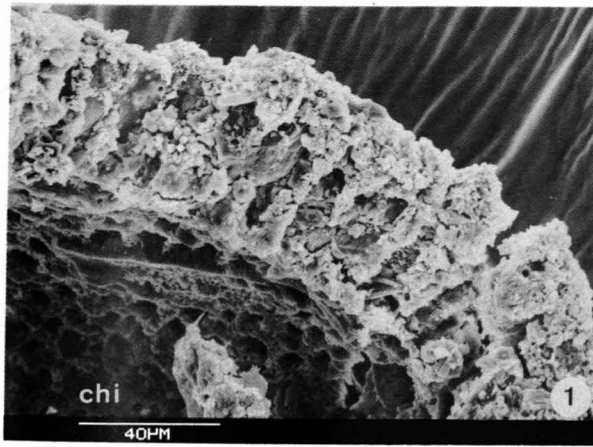
Jüngste Gehäusekammer; natürliche Sedimentpartikel einer „Rohkultur“ (großer Pfeil: agglutiniertes Diatomeengehäuse mit Zytoplasmafüllung): Zum Abschluß des Kammerbaus wird an der Kammerinnenseite eine dünne, unstrukturierte p-IOL angelegt (kleine Pfeile).

Fig. 7: *V. oviedoiana*.

Ältere Gehäusekammer: Im Wandbereich zwischen den Poren geht eine vernetzt-geschichtete p-IOL durch eingelagertes granuläres Material fließend in die osmiophile IOL über (Pfeil: „Faser“-Vesikel).

Fig. 8: Wandausschnitt einer älteren Gehäusekammer desselben Individuums wie in Fig. 7.

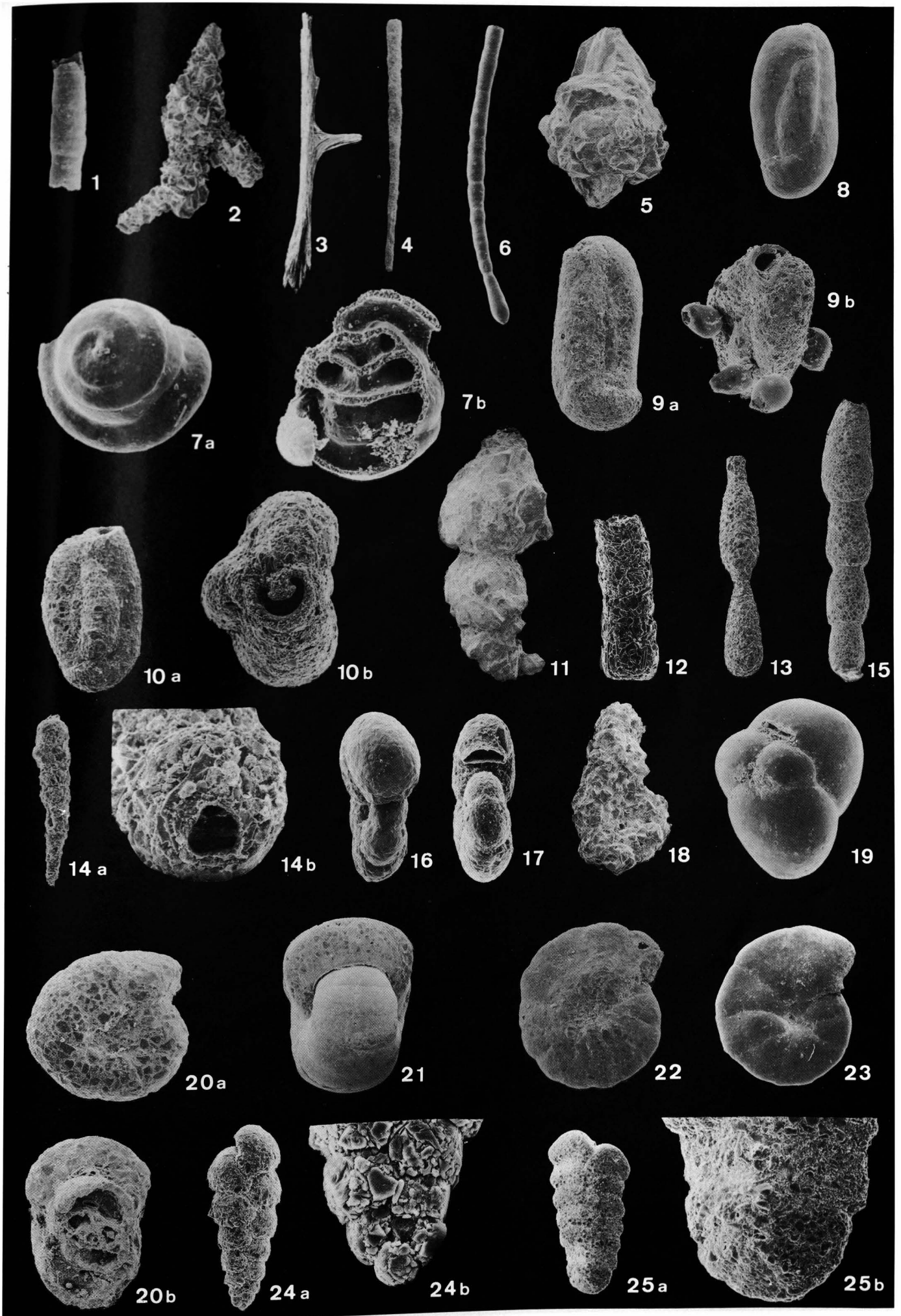
Alternierende p-IOL-/IOL-Lagen.



Tafel 16

Systematik

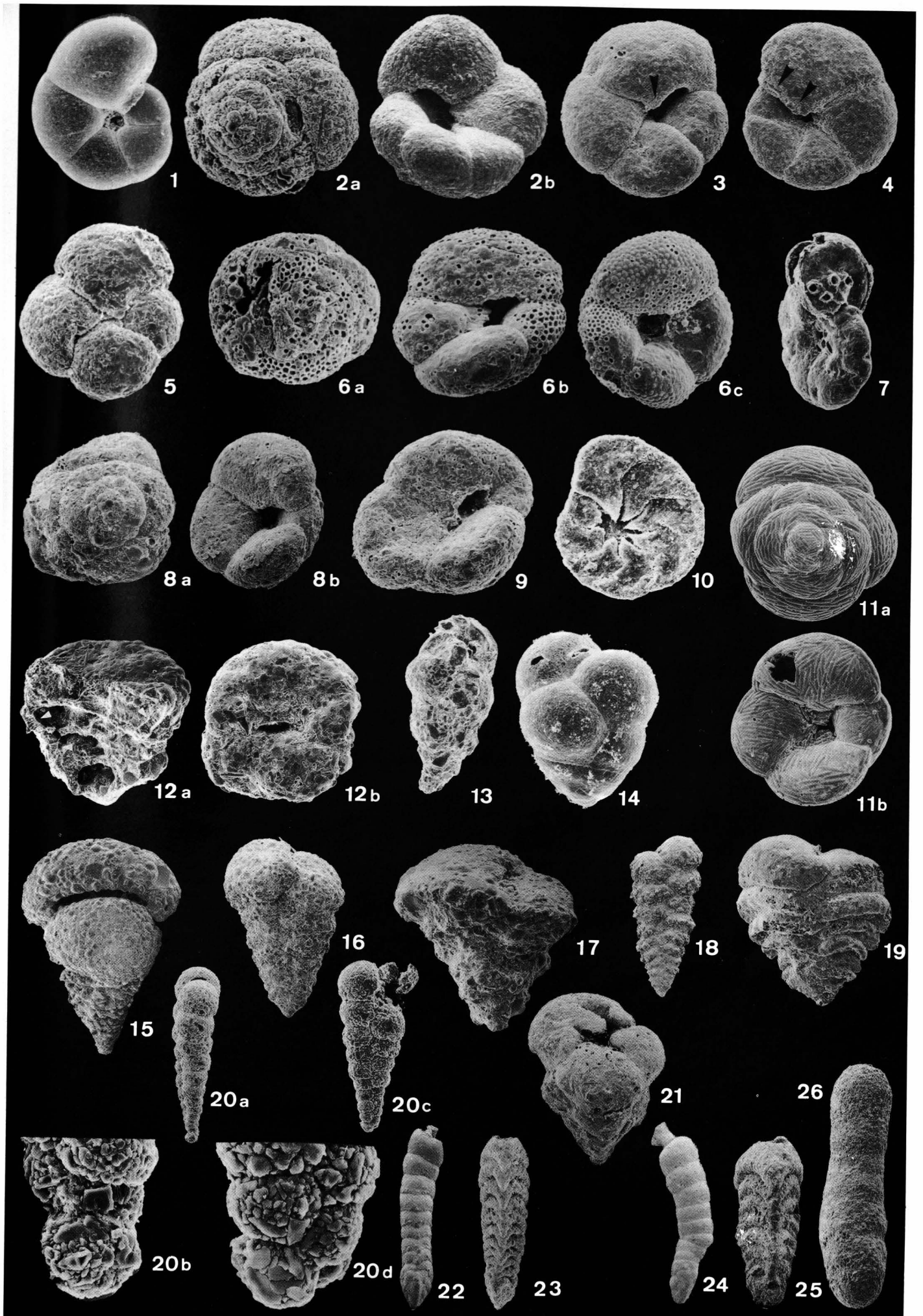
- Fig. 1: *Bathysiphon filiformis* SARS.
Gehäusebruchstück mit Wachstumsringen. × 20.
- Fig. 2: *Rhabdammina abyssorum* CARPENTER.
× 17.
- Fig. 3: *Marsipella cervicornis* HOFKER.
Die Gehäusewand besteht ausschließlich aus agglutinierten Spikulae. × 6.
- Fig. 4: *Bathysiphon* sp.
Gehäuse dieser Art sind nach der Lufttrocknung leicht zerbrechlich. × 32.
- Fig. 5: *Psammosphaera fusca* SCHULZE.
Eine definitive Apertur konnte nicht festgestellt werden. × 17.
- Fig. 6: *Hyperammina laevigata* WRIGHT.
× 22.
- Fig. 7: *Glomospira charoides* (JONES & PARKER).
a) Aufsicht. × 125.
b) Seitenansicht eines aufgebrochenen Gehäuses. × 150.
- Fig. 8: *Miliammina arenacea* (CHAPMAN).
Antarktis-Exemplar, Kontinentalhang. Seitenansicht. × 100.
- Fig. 9: *Miliammina fusca* (BRADY).
a) Seitenansicht. × 80.
b) Mündungsansicht: Es wurden Gehäuse mit und ohne „Mündungszahn“ vorgefunden. Oftmals sind Turbellarien-Eier an den Gehäusen befestigt. × 70.
- Fig. 10: *Miliammina oblonga sabulosa* RHUMBLER.
a) Seitenansicht. × 65.
b) Mündungsansicht. × 100.
- Fig. 11: *Reophax bradyi* BRÖNNIMANN & WHITTAKER.
× 13.
- Fig. 12: *Reophax moniliformis* SIDDALL.
Gehäusebruchstück. × 80.
- Fig. 13: *Reophax ovicula* (BRADY).
2-kammriges Gehäusebruchstück. × 25.
- Fig. 14: *Reophax* cf. *R. pseudobacillaris* CUSHMAN.
a) Seitenansicht × 100.
b) Mündungsansicht: Die Apertur besitzt eine schmale Lippe. Die Öffnung ist morphologisch vielfältig, unregelmäßig rund bis schlitzförmig, ausgebildet. Dieser Typus unterscheidet sich von *R. pseudobacillaris* s.s. durch ein kleineres, rectilineares Gehäuse. Gehäuse dieser Art sind nach der Lufttrocknung leicht zerbrechlich.
× 370.
- Fig. 15: *Hormosina mortenseni* HOFKER.
Gehäusebruchstück. × 10.
- Fig. 16: *Haplophragmoides canariensis* (d'ORBIGNY).
Äquatorialansicht mit interiomarginaler Mündung. × 55.
- Fig. 17: *Cribrostomoides jeffreysii* (WILLIAMSON).
Äquatorialansicht mit arealer Mündung. × 130.
- Fig. 18: *Ammobaculites agglutinans* (d'ORBIGNY).
× 25.
- Fig. 19: *Cystammina pauciloculata* (BRADY).
Mündungsansicht. × 60.
- Fig. 20: *Recurvoides contortus* EARLAND.
a) Umbilikalansicht. × 45.
b) Äquatorialansicht: Aufgebrochenes Gehäuse mit streptospiralem Anfangsgehäuse und arealen Aperturen verschiedener Kammern. × 50.
- Fig. 21: *Cyclammina orbicularis* BRADY.
Äquatorialansicht mit interiomarginaler Mündung. × 15.
- Fig. 22: *Cyclammina pusilla* BRADY.
Umbilikalansicht. × 40.
- Fig. 23: *Cyclammina trullissata* (BRADY).
Umbilikalansicht. × 25.
- Fig. 24: *Spiroplectammina earlandi* (PARKER).
Aqaba-Exemplar.
a) Aufsicht. × 100.
b) Planispiraler Embryonalapparat mit organischem Prolokulus. × 500.
- Fig. 25: *Spirorutilis wrightii* (SILVESTRI).
a) Aufsicht. × 50.
b) Planispirales Anfangsgehäuse. × 250.



Tafel 17

Systematik

- Fig. 1: *Trochammina inflata* (MONTAGU).
Umbilikalansicht. × 70.
- Fig. 2: *Paratrochammina bermudaensis* n.sp.
a) Spiralansicht mit organischem Prolokulus. × 130.
b) Umbilikalansicht mit weitgeöffneter paratrochamminider Mündung, Holotyp. × 110.
- Fig. 3: *Paratrochammina* cf. *P. classii* BRÖNNIMANN.
Aqaba-Exemplar. Umbilikalansicht: Paratrochamminide Mündung mit stumpf-dreieckigem „flap“ in zentral-umbilikaler Position (Pfeil). Dieser Typus unterscheidet sich von *P. classii* s.s. durch ein größeres Gehäuse und die Ausbildung von 4 bis 4½ statt 5 Kammern pro Windung. × 130.
- Fig. 4: *Paratrochammina simplissima* (CUSHMAN & McCULLOCH).
Umbilikalansicht: Paratrochamminide Mündung mit „flap“ über der gesamten Aperturöffnung (Pfeile). × 90.
- Fig. 5: *Portatrochammina murrayi* BRÖNNIMANN & ZANINETTI.
Aqaba-Exemplar. Umbilikalansicht. × 150.
- Fig. 6: *Trochamminopsis irregularis* n.sp.
a) Spiralansicht: In das Gehäuse sind Coccolithosphaeren agglutiniert, die nach ihrem Zerfall runde Löcher in der Gehäusewand hinterlassen. × 130.
b) Umbilikalansicht desselben Individuums wie in Fig. 6a mit paratrochamminopsider Apertur. × 150.
c) Umbilikalansicht eines anderen Individuums mit axial trochamminopsider Mündung, Holotyp. × 120.
Gehäuse dieser Art kollabieren nach der Lufttrocknung.
- Fig. 7: *Jadammina macrescens* (BRADY).
Äquatorialansicht mit interiomarginaler Apertur und zusätzlichen arealen Mündungsporen. Gehäuse dieser Art kollabieren bei der Lufttrocknung leicht. × 100.
- Fig. 8: *Trochamminopsis mombasaensis* n.sp.
a) Spiralansicht mit organischem Prolokulus. × 80.
b) Umbilikalansicht mit axialer trochamminopsider Apertur. Dieser Typus unterscheidet sich von *T. irregularis* n.sp. durch ein kleineres, stärker abgeflachtes Gehäuse und durch eine zentralumbilikale trochamminopsider Mündung, Holotyp. × 80.
- Fig. 9: *Tritaxis* sp.
Umbilikalansicht mit trochamminider Mündung. Dieser Typus unterscheidet sich von *T. fusca* (WILLIAMSON) durch ein kleineres Gehäuse, das umbilikal 3 etwa gleichgroße Kammern aufweist. × 90.
- Fig. 10: *Deuterammina ochracea ochracea* (WILLIAMSON).
Umbilikalansicht mit Details der umbilikalen Depression. × 200.
- Fig. 11: *Zaninettia brasiliensis* BRÖNNIMANN & WHITTAKER.
a) Spiralansicht. × 80.
b) Umbilikalansicht. × 75.
- Fig. 12: *Gaudryina rudis* WRIGHT.
a) Seitenansicht eines aufgebrochenen Gehäuses (Pfeile: Porensystem). × 70.
b) Aperturansicht. × 70.
- Fig. 13: *Eggerelloides scabrum* (WILLIAMSON).
Mündungsansicht (Apertur interiomarginal mit internaler Zahnplatte). × 400.
- Fig. 14: *Eggerella bradyi* (CUSHMAN).
Mündungsansicht mit arealer schlitzförmiger Apertur. × 100.
- Fig. 15: *Textularia* cf. *T. aperturalis* CUSHMAN.
Watamu-Exemplar. Dieser Typus unterscheidet sich von *T. aperturalis* s.s. durch ein gröber agglutiniertes Gehäuse und durch eine ungeteilte Apertur. × 30.
- Fig. 16: *Textularia candelana kenyaensis* BANNER & PEREIRA.
× 30.
- Fig. 17: *Textularia conica* d'ORBIGNY.
Watamu-Exemplar. × 80.
- Fig. 18: *Textularia* cf. *T. lungiformis* FORNASINI.
× 40.
- Fig. 19: *Textularia kerimbaensis* SAID.
Watamu-Exemplar. Die feinagglutinierte äußere Lage der Gehäusewand ist teilweise abradert. An diesen Stellen ist das Porensystem erkennbar. × 50.
- Fig. 20: „*Textularia*“ *palustris* WARREN.
a) Aufsicht des makrosphärischen, durchgehend biserialen Gehäuses. × 80.
b) Detailvergrößerung des biserialen Embryonalapparates. × 600.
c) Aufsicht des mikrosphärischen Gehäuses. × 120.
d) Detailvergrößerung des triserialen Embryonalapparates. × 800.
- Fig. 21: *Valvulina oviedoiana* d'ORBIGNY.
Bermuda-Exemplar. × 35.
- Fig. 22: *Clavulina angularis* d'ORBIGNY.
Watamu-Exemplar. × 18.
- Fig. 23: *Clavulina difformis* BRADY.
Watamu-Exemplar. × 22.
- Fig. 24: *Clavulina nodosaria* d'ORBIGNY.
× 18.
- Fig. 25: *Clavulina tricarinata* d'ORBIGNY.
× 22.
- Fig. 26: *Martinottiella nodulosa* (CUSHMAN).
× 30.



Literatur

- AKERS, W.H. (1971): Estuarine Foraminiferal Associations of the Beaufort Area, North Carolina. – Tulane Stud. Geol. Paleontol., **8**, 147–165, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; New Orleans.
- ANDERSON, O.R. & BÉ, A.W.H. (1976): A cytochemical fine structure study of phagotrophy in a planktonic foraminifer *Hastigerina pelagica* (d'ORBIGNY). – Biol. Bull., Mar. Biol. Lab., **151**, 437–449, 12 Abb.; Lancaster, Pa.
- ANGELL, R.W. (1967a): The process of chamber formation in the foraminifer *Rosalina floridana* (CUSHMAN). – J. Protozool., **14**, 566–574, 14 Abb.; New York.
- ANGELL, R.W. (1967b): The test structure and composition of the foraminifer *Rosalina floridana*. – J. Protozool., **14**, 299–307, 13 Abb.; New York.
- ANGELL, R.W. (1971): Observations on gametogenesis in the foraminifer *Myxotheca*. – J. Foram. Res., **1**, 39–42, 1 Taf.; Washington.
- ANGELL, R.W. (1978): Spiculate Trochammina Tests: *Caterina Analogues?*. – J. Paleontol., **52**, 182–185, 1 Taf.; Tulsa, Okla.
- ANGELL, R.W. (1980): Test morphogenesis (chamber formation) in the foraminifer *Spiroloculina hyalina* SCHULTZE. – J. Foram. Res., **10**, 89–101, 6 Taf.; Washington.
- AVNIMELECH, M. (1952): Revision of the tubular Monothalamia. – Contr. Cushman Found. Foram. Res., **3**, 60–68, 17 Abb., 1 Tab.; Sharon, Mass.
- BANDY, O.L. & ECHOLS, R.J. (1964): Antarctic foraminiferal zonation. – Antarct. Res. Ser., AGU, **1**, 73–91, 1 Abb., 2 Tab., 14 Taf.; Washington.
- BANNER, F.T. & PEREIRA, CH.P.G. (1981): Some biserial and triserial agglutinated smaller Foraminifera: Their wall structure and its significance. – J. Foram. Res., **11**(2), 85–117, 10 Taf.; Washington.
- BARDELE, C.F., HUTTENLAUCH, I. & SCHOPPMANN, H. (1986): The ciliate cortex studied by TEM and SEM cryofracture techniques. – Progr. in Potozool., Hungarian Acad. Sci., **33**, 115–124, 2 Abb.; Budapest.
- BARKER, R.W. (1960): Taxonomic notes on the species figured by H.B. BRADY in his report on the Foraminifera dredged by the H.M.S. Challenger during the years 1873–1876. – Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., **9**, 24+238 S., 114 Taf.; Tulsa, Okla.
- BARTENSTEIN, H. (1938): Die Foraminiferen-Fauna des Jade-Gebietes. 2. Foraminiferen der meerischen und brackischen Bezirke des Jade-Gebietes. – Senckenbergiana, **20**, 386–411, 15 Abb., 4 Tab., 2 Kt.; Frankfurt a. M.
- BARTENSTEIN, H. & BRAND, E. (1938): Die Foraminiferen-Fauna des Jade Gebietes. 1. *Jadammina polystoma* n.g. n.sp. aus dem Jade-Gebiet. – Senckenbergiana, **20**, 381–385, 3 Abb.; Frankfurt a. M.
- BARTENSTEIN, H. (1952): Taxonomische Bemerkungen zu den *Ammobaculites*, *Haplophragmium*, *Lituola* und verwandten Gattungen (Foraminifera). – Senckenbergiana, **33**, 313–342, 2 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- BATTISTINI, R., GAYET, J., JOUANNIC, C., LABRACHERIE, M., PEYPOUQUET, J.-P., PUJOL, C., PUJOS-LAMY, A. & TURON, J.L. (1976): Étude des sédiments et de la microfauve des Iles Glorieuses (Canal de Mozambique). – Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., **8**, 147–171, 8 Abb., 7 Taf.; Paris.
- BÉ, A.W.H., HEMLEBEN, CH., ANDERSON, O.R. & SPINDLER, M. (1979): Chamber formation in planktonic Foraminifera. – Micropaleontology, **25**, 294–306, 6 Taf.; New York.
- BÉ, A.W.H., HEMLEBEN, CH., ANDERSON, O.R. & SPINDLER, M. (1980): Pore structures in planktonic Foraminifera. – J. Foram. Res., **10**, 117–128, 4 Taf.; Washington.
- BELLEMO, S. (1976): Wall ultrastructure in the foraminifer *Cibicides floridanus* (CUSHMAN). – Micropaleontology, **22**, 352–362, 4 Taf., 2 Text-Abb.; New York.
- BENDA, W.K. & PURI, H.S. (1962): The Distribution of Foraminifera and Ostracoda off the Gulf Coast of the Cape Romano Area, Florida. – Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **12**, 303–341, 12 Abb., 8 Tab., 5 Taf.; Tallahassee, Fla.
- BENDER, H. & HEMLEBEN, Ch. (1988a): Constructional aspects in test formation of some agglutinated Foraminifera. – In: GRADSTEIN, M.F. & RÖGL, F.(Hrsg.): Second Workshop on Agglutinated Foraminifera. – Abh. Geol. Bundesanst., **41**, 13–21, 2 Taf.; Wien.
- BENDER, H. & HEMLEBEN, Ch. (1988b): Calcitic cement secreted by agglutinated foraminifers grown in laboratory culture. – J. Foram. Res., **18**(1), 42–45, 1 Taf.; Washington.
- BERMUDEZ, P.J. & RIVERO, F.C. (1963): Estudio sistemático de los foraminíferos quitinosos microgranulares y arenaceos. – In: Univ. Central de Venezuela (Hrsg.): 398 S.; Caracas.
- BERTHOLD, W.U. (1976a): Ultrastructure and function of wall perforations in *Patellina corrugata* WILLIAMSON, Foraminifera. – J. Foram. Res., **6**(1), 22–29, 3 Taf., 1 Text-Abb.; Washington.
- BERTHOLD, W.U. (1976b): Biomineralisation bei milioliden Foraminiferen und die Matrizen Hypothese. – Naturwissenschaften, **63**, 196–197, 1 Abb.; Berlin.
- BERTHOLD, W.U. (1980): Untersuchungen zur Kalzifikation, Morphogenese und Ultrastruktur textulariider, miliolider und rotaliider Foraminiferen. – Habilitationsarbeit, Fakultät für Biologie, Univ. Tübingen, 158 S., 12 Taf., 1 Text-Abb.; Tübingen.
- BLANC-VERNET, L. (1965): Note sur la Répartition des Foraminifères au Voisinage des Cotes de Terre Adélie (Antarctique). – Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Bull., **36**(52), 191–205, 4 Abb., 2 Taf.; Marseille.
- BOCK, W.D., LYNTS, G.W., SMITH, S., WRIGHT, R., HAY, H. & JONES, J.J. (1971): A symposium of recent South Florida Foraminifera. – Miami Geol. Soc. Mem., **1**, 1–245, 27 Taf.; Miami, Fla.
- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. (1976): "Recent Foraminifera". – 515 S., 133 Abb.; The Hague (W. Junke b.v.-Publs.).
- BRADY, H.B. (1870): An analysis and descriptions of Foraminifera. – In: BRADY, G.S. & ROBERTSON, D. (Hrsg.): The Ostracoda and Foraminifera of tidal rivers. – Ann. Mag. Nat. Hist., **6**(4), 1–33, 273–309; London.
- BRADY, H.B. (1879): Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. – Quart. J. Microsc. Sci., N. S., **19**(1), 20–63, 3 Taf.; London.
- BRADY, H.B. (1884): Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873–1876. – Rept. Sci. Res. Explor. Voy. HMS Challenger, Zool., **9**, 814 S., 22 Abb., 115 Taf., 2 Kt.; London.
- BRASIER, M.D. (1982): Foraminiferid Architectural History – A review using the Minhol and PJ Methods. – J. Micropaleontology, **1**, 95–105, 4 Abb.; Edinburgh.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L., BOZORGNIA, F., DASHTI, G.R. & MOSHTAGHIAN, A. (1971): Lithostratigraphy and Foraminifera of the Upper Triassic Naiband Formation, Iran. – Rev. Micropaléontol., **14**(5), 7–16, 1 Taf., 6 Text-Abb.; Paris.
- BRÖNNIMANN, P. & BEURLEN, G. (1977): Recent Benthonic Foraminifera from Brasil. Morphology and Ecology, Part I. – Arch. Sci. Genève, **30**(1), 77–90, 3 Taf., 3 Text-Abb.; Genf.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L. & MOURA, J.A. (1979): New Recent "allogromiine" and primitive textulariine Foraminifera from brackish waters off Brasil. – Notes Lab. Pal., Univ. Genève, **4**(3), 27–36, 5 Taf., 1 Text-Abb.; Genf.
- BRÖNNIMANN, P. (1979): Recent benthonic Foraminifera from Brasil. Morphology and ecology. Part IV: Trochaminids from the Campos shelf with descriptions of *Paratrochammina* n. gen. – Paläont. Z., **53**(1/2), 5–25, 10 Abb.; Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P. (1980): Recent benthonic Foraminifera from Brasil. Morphology and ecology. Part V: Primitive agglutinated Foraminifera from the Campos and Bahia shelf. – Paläont. Z., **54**(1/2), 67–89, 7 Text-Abb.; Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1980): A revision of *Reophax* and its type-species, with remarks on several other Recent hormosinid species (Protozoa: Foraminifera) in the Collections of the British Museum (Natural History). – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.), **39**(5), 259–272, 32 Abb.; London.

- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1983a): *Deuterammina* (*Lepido-deuterammina*) subgen. nov., and a redescription of *Rotalina ochracea* WILLIAMSON (Protozoa: Foraminiferida). – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.), **45**(5), 233–238, 10 Abb.; London.
- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1983b): *Zaninettia* n. gen., a spicular-walled remaneicid (Foraminiferida, Trochamminacea) from the Indian and South Atlantic Oceans with remarks on the origin of the spicules. – Rev. Paléobiol., **2**(1), 13–33, 6 Taf.; Genf.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L. & WHITTAKER, E.J. (1983): On the classification of the Trochamminacea (Foraminiferida). – J. Foram. Res., **13**, 202–218, 3 Taf.; Washington.
- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1984a): A neotype for *Trochammina inflata* (MONTAGU) (Protozoa-Foraminiferida) with notes on the wall structure. – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.), **46**(4), 311–315, 11 Abb.; London.
- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1984b): A lectotype for *Jadammina macrescens* (BRADY) and an emendation of *Jadammina* BARTENSTEIN & BRAND (Protozoa: Foraminiferida). – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.), **46**(4), 303–309, 21 Abb.; London.
- BRÖNNIMANN, P. & WHITTAKER, J.E. (1984c): On the foraminiferal genera *Trilaxis* SCHUBERT and *Trochamminella* CUSHMAN (Protozoa: Foraminiferida). – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Zool.), **46**(4), 291–302, 27 Abb.; London.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L. (1984a): *Acupeina*, a new textulariine genus from mangrove swamp sediments (Protista: Foraminiferida). – Rev. Paléobiol., **3**(2), 219–222; Genf.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L. (1984b): Agglutinated Foraminifera mainly Trochamminacea from the Baía de Septiba, Near Rio de Janeiro, Brasil. – Rev. Paléobiol., **3**(1), 63–115, 7 Taf.; Genf.
- BRÖNNIMANN, P. (1986): *Asarotammina*, a new trochamminid genus from the Brazilian shelf. – J. Foram. Res., **16**, 89–97, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Washington.
- BUCHANAN, J.B. (1960): On *Jullianella* and *Schizammina*, two genera of arenaceous Foraminifera from the tropical Atlantic, with a description of a new species. – J. Linnean Soc. (Zool.), **44**, 270–277, 1 Taf., 4 Text-Abb.; London.
- BUCHANAN, J.B. & HEDLEY, R.H. (1960): A contribution to the biology of *Astrothiza limicola* (Foraminifera). – J. Mar. Biol. Ass. U.K., **39**, 549–560, 5 Text-Abb.; Plymouth.
- BUZAS, M.A. (1965): The Distribution and Abundance of Foraminifera in Long Island Sound. – Smithsonian Misc. Coll., **149**(1), 1–88, 2 Taf., 1 Abb.; Washington.
- CARPENTER, W.B. (1881): The Microscope and its revelations. – **6**, 1–32, 1–848.
- CARTER, H.J. (1877): Description of a new species of Foraminifera (*Rotalia spiculotesta*). – Ann. Mag. Nat. Hist., **20**(4), 470–473; London.
- CHAPMAN, F. (1916): Report on the Foraminifera and Ostracoda out of marine muds from soundings in the Ross Sea. – British Antarctic Exped. 1907–1909, Repts. Sci. Invest., Geol., **2**(3), 55–80, 6 Taf.
- CHARMATZ, R. & McCRONE, A.W. (1961): Paleontology of Long Island Sound sediments. – In: McCRONE, A.W., ELLIS, B.F. & CHARMATZ, R. (Hrsg.): Preliminary Observations on Long Island Sound Sediments. – Trans. N. Y. Acad. Sci., **24**, 119–129; New York.
- CHASENS, S.A. (1981): Foraminifera of the Kenya Coastline. – J. Foram. Res., **11**(3), 191–202, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Washington.
- COLEMAN, A.R. (1980): Test Structure and Function of the agglutinated Foraminifera *Clavulina*. – J. Foram. Res., **10**, 143–152, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Washington.
- CORLISS, B.H. (1979): Taxonomy of Recent deep-sea benthonic Foraminifera from the southeast Indian Ocean. – Micropaleontology, **25**(1), 1–19, 2 Tab., 5 Taf., 1 Text-Abb.; New York.
- CUSHMAN, J.A. (1910): New arenaceous Foraminifera from the Philippines. – Proc. U. S. Nat. Mus., **38**(1759), 437–442, 19 Abb.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1911): The Foraminiferida of the North Pacific Ocean, pt. 2. Textulariidae. – Smithsonian Inst., Bull. U.S. Nat. Mus., **71**(2), 1–108, 156 Text-Abb.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1918): The Foraminifera of the Atlantic Ocean, pt. 1. Astorhizidae. – Smithsonian Inst., Bull. U.S. Nat. Mus., **104**(1), 1–111, 39 Taf.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1920): The Foraminifera of the Atlantic Ocean, pt. 2. Lituolidae. – Smithsonian Inst., Bull. U.S. Nat. Mus., **104**(2), 1–89, 18 Taf.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1922a): The Foraminifera of the Atlantic Ocean, pt. 3. Textulariidae. – Smithsonian Inst., Bull. U.S. Nat. Mus., **104**(3), 1–149, 26 Taf.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1922b): Shallow water Foraminifera of the Tortugas Region. – Publ. Carnegie Instn., **311**, 1–85, 14 Taf.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. (1937): A monograph of the foraminiferal family Valvulinidae. – Cushman Lab. Foram. Res. Sp. Publ., **8**, 228 S., 24 Taf.; Washington.
- CUSHMAN, J.A. & McCULLOCH, J. (1939): A report on some arenaceous Foraminifera. – Allan-Hancock Pacific Exped., **6**(1), 1–113, 12 Taf.; Los Angeles.
- CUSHMAN, J.A. (1948): Foraminifera, their classification and economic use. – 605 S., 55 Taf.; Cambridge, Mass. (Harvard University Press).
- DELACA, T.E., LIPPS, J.H. & HESSLER, R.R. (1980): The morphology and ecology of a new large agglutinated Antarctic foraminifer (Textulariina: *Notodendrodidae* nov.). – J. Linnean Soc. (Zool.), **69**, 205–224, 9 Abb.; London.
- DEUTSCH, S. & LIPPS, J.H. (1976): Test structure of the foraminifer *Carterina*. – J. Paleontol., **50**, 312–317, 2 Taf.; Tulsa, Okla.
- D'ORBIGNY, A. (1826): Tableau méthodique de la classe des Cephalopodes. – Ann. Sci. Nat., Ser. 1(7), 245–314, 8 Taf.; Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1839a): Foraminifères. – In: DE LA SAGRA, R. (Hrsg.). – Hist. phys. pol. nat. Cuba, I–XLVIII, 1–224, 12 Taf.; Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1839b): Foraminifères des Iles Canaries. – In: BARKER-WEBB, P. & BERTHELOT, S. (Hrsg.): „Foraminifères“. – Hist. Nat. Iles Canaries, Zool., II(2), 119–146, 3 Taf.; Paris.
- D'ORBIGNY, A. (1846): Foraminifères fossiles du Bassin Tertiäire de Vienna (Autriche). – 312 S., 21 Taf.; Paris (Grise et Campe).
- DOUGLAS, R. & WOODRUFF, F. (1981): Deep-sea benthic Foraminifera. – In: EMILGLIANI, C. (Hrsg.): The Sea, The Oceanic Lithosphere, **7**, 1233–1327, 1 Text-Abb.; New York (John Wiley & Sons).
- DUDLEY, W.C. (1976): Cementation and iron concentration in Foraminifera on manganese nodules. – J. Foram. Res., **6**(3), 202–207, 1 Taf.; Washington.
- EARLAND, A. (1934): Foraminifera, Part 3. The Falklands sector of the Antarctic (excluding South Georgia). – Discovery Repts., **10**, 1–208, 10 Taf.; Cambridge.
- ECHOLS, R.J. & KENNETH, J.P. (1973): Distribution of Foraminifera in the surface sediments. – In: BUSHNELL, V. (Hrsg.): Marine Sediments in the Southern Ocean. – Antarct. Map folio Ser., folio **17**, 13–17, 8 Taf., 10 Kt.
- EL-NAKHAL, H.A. (1983): Agglutinella, a new miliolid genus (Foraminiferida). – J. Foram. Res., **13**, 129–133, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Washington.
- FAURÉ-FREMIT, E. (1911a): La constitution du test chez le foraminifères arenacés. – Bull. Inst. Océanogr. Monaco, **216**, 1–7; Monaco.
- FAURÉ-FREMIT, E. (1911b): Le rôle de mitochondries dans l'élimination du fer chez le rhizopodes arenacés. – Soc. Biol., **70**, 119–120.
- FORNASINI, C. (1887): Indice della Textularie italiane. – Boll. Soc. Geol. Ital., **6**, 1–387; Rom.
- FRANKELL, L. (1975): Pseudopodia of surface and subsurface dwelling *Miliammina fusca* (BRADY). – J. Foram. Res., **5**(3), 211–217, 2 Taf., 1 Text-Abb.; Washington.

- FREIE HANSESTADT BREMEN, DER SENATOR FÜR UMWELTSCHUTZ et al. (1984): Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen 1984, 257–280, div. Taf.; Bremen.
- FRENKEL, H. (1974): Observations on some shallow Benthonic Foraminifera in the Gulf of Elat, Israel. – Israel J. Earth-Sci., **23**, 63–67, 2 Abb., 1 Tab.; Jerusalem.
- FUCHS, W. (1975): Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum. – Jb. Geol. Bundesanst., **118**, 193–246, 4 Abb., 1 Taf.; Wien.
- GABEL, B. (1971): Die Foraminiferen der Nordsee. – Helgoländer wiss. Meeresunters., **22**, 1–65, 4 Abb., 20 Taf.; Hamburg.
- GABRIÉ, C. & MONTAGGIONI, L. (1982): Sedimentary Facies from the Modern Coral Reefs, Jordan Gulf of Aqaba, Red Sea. – Coral Reefs, **1**, 115–124, 6 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- GALLOWAY, J.J. (1933): A manual of Foraminifera. – 483 S., 42 Taf.; Bloomington, Indiana (Principia Press).
- GLAESSNER, M.F. (1945): Principles of micropaleontology. – 296 S., 7 Tab., 14 Taf., 64 Text-Abb.; Carlton (Melbourne Univ. Press).
- GOLDSTEIN, S.T. & FREY, R.W. (1986): Salt Marsh Foraminifera, Sapelo Island, Georgia. – Senckenbergiana marit., **18**(1/2), 97–121, 2 Tab., 4 Taf., 3 Text-Abb.; Frankfurt a. M.
- GRELL, K.G. (1957-59): Untersuchungen über die Fortpflanzung und Sexualität der Foraminiferen. – Arch. Protistenkunde, **102**(3–4), 291–308, 11 Taf., 3 Text-Abb.; Jena.
- GRELL, K.G. (1968): Protozoen. – In: SCHLIEPER, C. (Hrsg.): Methoden der meeresbiologischen Forschung. – 322 S., 111 Abb., 19 Tab.; Jena (G. Fischer).
- GREEN II, H.W., LIPPS, J.H. & SHOWERS, W.J. (1980): Test ultrastructure of fusulinid Foraminifera. – Nature, **283**, 853–855, 3 Abb.; London.
- HAAKE, F.-W. (1962): Untersuchungen an der Foraminiferen-Fauna im Wattgebiet zwischen Langeoog und dem Festland. – Meyniana, **12**, 25–64, 9 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Kiel.
- HAAKE, F.W. (1971): Ultrastructure of miliolid walls. – J. Foramin. Res., **1**(4), 187–189, 1 Taf.; Washington.
- HALICZ, E. & REISS, Z. (1979): Recent Textulariidae from the Gulf of Elat (Aqaba), Red Sea. – Rev. Españ. Micropaleontol., **11**(2), 295–320, 12 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Madrid.
- HANSEN, H.J., REISS, Z. & SCHNEIDERMANN, N. (1969): Ultramicro-structure of bilamellar walls in Foraminiferida. – Rev. Españ. Micropaleontol., **1**, 293–316, 7 Taf.; Madrid.
- HANSEN, H.J. & REISS, Z. (1971): Electron microscopy of rotaliacean wall structures. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **20**, 329–346, 21 Taf.; Kopenhagen.
- HANSEN, H.J. & HANZLIKOVÁ, E. (1974): Ultrastructure of some siliceous Foraminiferida. – Rev. Españ. Micropaleontol., **6**(3), 447–466, 6 Taf.; Madrid.
- HANSEN, H.J. (1979): Test structure and evolution in the Foraminifera. – Lethaia, **12**, 173–182, 8 Abb.; Oslo.
- HANSEN, H.J. & GRÖNLUND, H. (1977): *Carterina*: Its morphology and taxonomic position. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **26**, 147–154, 15 Abb.; Kopenhagen.
- HAYNES, J.R. (1973): Cardigan Bay Recent Foraminifera. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Zool.), Suppl., **4**, 1–245, 33 Taf., 47 Text-Abb.; London.
- HAYNES, J.R. (1981): Foraminifera. – 433 S., 15 Taf.; London (McMillan Ltd.).
- HEDLEY, R.H. (1958): A contribution to the biology and cytology of *Haliphysema* (Foraminifera). – Proc. Zool. Soc. Lond., **130**, 569–579, 3 Taf., 17 Text-Abb.; London.
- HEDLEY, R.H. (1960a): New observations on *Pelosphaera cornuta*. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **11**(2), 54–66, 2 Text-Abb.; Sharon, Mass.
- HEDLEY, R.H. (1960b): The Iron-containing shell of *Gromia oviformis* (Rhizopoda). – Quart. J. Microsc. Sci., **101**(3), 279–293, 6 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; London.
- HEDLEY, R.H. (1962): The significance of an "inner chitinous lining" in sacamminid organization, with special reference to a new species of *Sacammina* (Foraminifera) from New Zealand. – New Zealand J. Sci., **5**, 375–389, 7 Abb.; Wellington.
- HEDLEY, R.H. & BERTAUD, W.S. (1962): Electron-Microscopic observations of *Gromia oviformis* (Sarcodina). – J. Protozool., **9**(1), 79–87, 15 Abb.; New York.
- HEDLEY, R.H. (1963): Cement and iron in the arenaceous Foraminifera. – Micropaleontology, **9**(4), 433–441, 5 Tab., 1 Taf.; New York.
- HEDLEY, R.H. (1964): The biology of Foraminifera. – Internat. Rev. Exper. Zool., **1**, 1–45, 17 Abb.
- HEDLEY, R.H., HURDLE, C.M. & BURDETT, I.D. (1964): *Trochammina squamata* JONES & PARKER (Foraminifera) with observations on some closely related species. – New Zealand J. Sci., **7**, 417–426, 3 Abb., 1 Tab.; Wellington.
- HEDLEY, R.H. & WAKEFIELD, J.S.T.J.: A collagen-like sheath in the arenaceous foraminifer *Haliphysema* (Protozoa). – J. Roy. Microscop. Soc., **87**(3/4), 475–481, 7 Abb.; London.
- HEMLEBEN, CH., BÉ, A., ANDERSON, R. & TUNTIVATE, S. (1977): Test morphology, organic layers and chamber formation of the planctonic foraminifer *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY). – J. Foramin. Res., **7**(1), 1–25, 1 Tab., 12 Taf., 1 Text-Abb.; Washington.
- HEMLEBEN, CH., BÉ, A.W.H., SPINDLER, M. & ANDERSON, R. (1979): "Dissolution" effects induced by shell resorption during gametogenesis in *Hastigerina pelagica* (d'ORBIGNY). – J. Foramin. Res., **9**(2), 118–124, 2 Taf.; Washington.
- HEMLEBEN, CH. & SPINDLER, M. (1983): Recent advances in research on living planctonic Foraminifera. – Utrecht Micropal. Bull., **30**, 141–170, 7 Abb., 4 Taf.; Utrecht.
- HEMLEBEN, CH., ANDERSON, O.R., BERTHOLD, W.U. & SPINDLER, M. (1986): Calcification and chamber formation in Foraminifera – a brief overview. – In: LEADBEATER, B.S.C. & RIDING, R. (Hrsg.): Biomineralization in Plants and Animals. – The Systematics Association, Spec. Vol. No. **30**, 237–249, 20 Abb.; Oxford.
- HERB, R. (1971): Distribution of Recent benthonic Foraminifera in the Drake Passage. – In: LLANO, G.A. & WALLEN, J.E. (Hrsg.): Biology of the Antarctic Seas IV. – Antarct. Res. Ser., **17**, 251–300, 11 Abb., 2 Tab., 16 Taf.; Washington.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. (1912): On some Foraminifera from the North Sea, etc., dredged by the Fisheries cruiser "Goldseeker" (International North Sea Investigations – Scotland). I. On some New Astorhizidae and their shell structure. – J. Roy. Microscop. Soc., **1912**, 382–389, 2 Taf.; London.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. (1915): The Foraminifera of the Kerimba Archipelago (Portuguese East Africa). – Trans. Zool. Soc. Lond., **20**(17), 543–794, 3 Abb., 13 Taf.; London.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. (1916): The Foraminifera of the shore-sands, and shallow water zone of the south coast of Cornwall. – J. Roy. Microscop. Soc., **1**, 29–55, 5 Taf.; London.
- HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. (1930): The Foraminifera of the Plymouth district. – J. Roy. Microscop. Soc., Ser. 3, **50**(1), 46–84, 3 Taf.; London.
- HILTERMANN, H. (1972): Ökologie und Taxonomie der agglutinierenden Foraminifere *Trochammina globigerinitiformis*. – Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh., **1972**, 643–652, 1 Tab.; Stuttgart.
- HÖGLUND, H. (1947): Foraminifera in the Gullmar Fjord and the Skagerak. – Zool. Bidrag Uppsala, **26**, 328 S., 7 Tab., 32 Taf., 314 Text-Abb., 2 Kt.; Uppsala.
- HOFKER, J. (1933): Papers from the Dr. Th. Morten's Pacific Expedition 1914–1916, LXII. Foraminifera of the Malay Archipelago. – Vidensk. Medd. Dansk. Naturh. Foren., **93**, 71–167, 5 Taf.; Kopenhagen.
- HOFKER, J. (1951a): Pores of Foraminifera. – Micropaleontologist, **5**, 38; New York.
- HOFKER, J. (1951b): The toothplate Foraminifera. – Arch. Néerlandaises Zool., **8**(4), 353–372, 30 Text-Abb.; Leiden.
- HOFKER, J. (1953): Arenaceous tests in Foraminifera – chalk or silica? – Micropaleontologist, **7**(3), 65–66; New York.
- HOFKER, J. (1956): Foraminifera dentata – Foraminifera of Santa Cruz and Thatch Island, Virginia-Archipelago, West In-

- dies. – Spolia Zool. Musei Hauniensis, **15**, 1–237, 35 Taf., 21 Text-Abb.; Kopenhagen.
- HOFKER, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. – Geol. Jb., Beih., **27**, 1–464, 495 Abb.; Hannover.
- HOFKER, J. (1964): Foraminifera from the tidal zone in the Netherlands Antilles and other West Indian Islands. – Studies of the Fauna of Curacao and other Caribbean Islands, **83**, 1–119; Nijhoff, The Hague.
- HOFKER, J. (1967): Hat die Wandstruktur der Foraminiferen supragenetische Bedeutung? – Paläont. Z., **41**(3/4), 194; Stuttgart.
- HOFKER, J. (1972): Primitive agglutinated Foraminifera. – 95 S., 27 Taf., Leiden (E.J. Brill).
- HOFKER, J.: The Foraminifera of Dutch Tidal Flats and Salt Marshes. – Netherlands Jour. Sea Res., **11**(3/4), 223–296, 18 Tab., 9 Taf.; Leiden.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975): Wandstrukturen und Großgliederung der Foraminiferen. – Österr. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., Abt. I, **184**(1–5), 67–96, 6 Abb., 11 Taf.; Wien, New York.
- HOTTINGER, L. & DREHER, D. (1974): Differentiation of protoplasm in Nummulitidae (Foraminifera) from Elat, Red Sea. – Marine Biology, **25**, 41–61, 11 Abb., Berlin, Heidelberg, New York.
- HYMAN, L.H. (1940): The Invertebrates: Protozoa through Ctenopora. – 726 S., 221 Abb.; London, New York (McGraw-Hill).
- IKEA, N. & KITAZATO, H. (1980): A List of the Bottom sediments collected from the Suruga Bay, Central Japan. – Geoscience Reports of Shizuoka University, **5**, 17–22, 1 Abb., 1 Tab.; Shizuoka.
- JAHN, T.L. & RINALDI, R.A. (1959): Protoplasmic movement in the foraminiferan, *Allogromia laticollaris* and a theory of its mechanism. – Biol. Bull., Mar. Biol. Lab., **117**, 100–118, 5 Abb.; Lancaster.
- JARKE, J. (1961): Die Beziehungen zwischen hydrographischen Verhältnissen, Faziesentwicklung und Foraminiferenverbreitung in der heutigen Nordsee als Vorbild für die Verhältnisse während der Miocän-Zeit. – Meyniana, **10**, 21–36, 9 Abb., 4 Taf.; Kiel.
- JØRGENSEN, N.A. (1977): Wall structure of some arenaceous Foraminifera from the Maastrichtian White Chalk (Denmark). – J. Foram. Res., **7**(4), 313–321, 3 Abb., 2 Taf.; Washington.
- JONES, T.R. & PARKER, W.K. (1980): On the rhizopodal fauna of the Mediterranean, compared with that of the Italian and some other Tertiary deposits. – Quart. J. Geol. Soc. Lond., **16**, 292–307, 1 Tab.; London.
- KOEHN-ZANINETTI, L. & BRÖNNIMANN, P. (1968): Sur la présence de Foraminifères porcelanés perforés dans le Trias alpin. – Riv. Ital. Paleont. Strat., **74**(4), 1057–1062, 1 Abb., 1 Taf.; Mailand.
- LACROIX, E. (1929): *Textularia sagittula* ou *Spiroplecta wrightii*. – Bull. Inst. Océan. Monaco, **532**, 1–12; Monaco.
- LACROIX, E. (1931): Microtexture du test des Textularidae. – Bull. Inst. Océanogr. Monaco, **582**, 1–18, 11 Abb.; Monaco.
- LE CALVEZ, Y. (1965): Les Foraminifères. – In: GUILCHER, A., BERTHOIS, L., et al. (Hrsg.): Les Récifs coralliens et le lagon de l'île Mayotte, Archipel des Comores, Océan Indien. – Cah. O.R.S.T.O.M., Mém., **11**, 81–201, 24 Tab., 16 Taf.; Paris.
- LE CALVEZ, Y. & BOILLOT, G. (1967): Étude des Foraminifères contenus dans les sédiments actuels de la Manche occidentale. – Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **9**(5), 391–408., 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Paris.
- LE CALVEZ, Y. (1974): Révision des foraminifères de la collection D'ORBIGNY. 1 – Foraminifères des Iles Canaries. – Cah. Micropal., **2**, 1–107, 28 Taf.; Paris.
- LE FURGEY, A. (1978): Scanning electron microscopic characterization of Recent arenaceous Foraminifera. – In: JOHARI, O. & BECKET, R.P. (Hrsg.). – Scanning electron microscopy, **2**, 579–585, 7 Abb., 1 Tab.; Chicago (SEM Inc.).
- LÉVY, A., MATHIEU, R., POIGNANT, A., ROSSET-MOULINIER, M. & ROUVILLOIS, A. (1982): Contribution à la connaissance des foraminifères du littoral Kenyan (Océan Indien). – Cah. Micropal., G.E.F.N.A., **2**, 135–148, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Paris.
- LEUTTENEGER, S. (1977): Ultrastructure de foraminifères perforés et imperforés ainsi que de leurs symbiotes. – Cah. Micropal., **3**, 1–52, 5 Abb., 54 Taf.; Paris.
- LINDENBERG, H.G. (1967): Gehäuse aus Sand bei einzelligen Tieren. – Natur und Museum, **97**, 244–258, 9 Abb.; Frankfurt a. M.
- LINDENBERG, H.G. & AURAS, A. (1984): Distribution of arenaceous Foraminifera in depth profiles of the Southern Ocean (Kerguelen Plateau area). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **48**, 61–106, 13 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Amsterdam.
- LIPPS, J.H. (1971): Siliceous cement in agglutinated Foraminifera? – J. Protozool., **18** (Suppl.), 30; New York.
- LIPPS, J.H. (1973): Test structure in Foraminifera. – Ann. Rev. Microbiol., **27**, 471–488; Pao Alto, Cal.
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. (1964a): Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. – In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2. – **1/2**, 900 S., 653 Abb., 4 Tab.; Kansas City (Kansas Univ. Press).
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. (1964b): Foraminiferal Classification and Evolution. – J. Geol. Soc. India, **5**, 5–37, 653 Abb.; Calcutta.
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. (1984): Supragenetic classification of the Foraminifera (Protozoa). – Micropaleontology, **30**, 1–70, 53 Taf.; New York.
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. – 2 Bände, 1182 S., Van Nostrand Reinhold Co.; New York.
- LÜCKE, F. (1910): *Saccamina sphaeria* M. Sars. – Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der hohen philosophischen Fakultät zu Kiel, 51 S.; Kiel (A.F. Jansen).
- LUTZE, G.F. (1965): Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. – Meyniana, **15**, 75–142, 32 Abb., 15 Taf.; Kiel.
- LUTZE, G.F. & WEFER, G. (1980): Habitat and asexual reproduction of *Cyclorbiculina compressa* (D'ORBIGNY), Soritidae. – J. Foram. Res., **10**, 251–260, 3 Abb., 2 Taf.; Washington.
- LUTZE, G.F., MACKENSEN, A. & WEFER, G. (1983): Foraminiferen der Kieler Bucht: 2. Salinitätsansprüche von *Egerella scabra* (WILLIAMSON). – Meyniana, **35**, 55–65, 6 Abb.; Kiel.
- LYNTS, G.W. (1962): Distribution of Recent Foraminifera in Upper Florida Bay and Associated Sounds. – Contr. Cushman Found. Foram. Res., **13**(4), 127–144, 10 Text-Abb.; Sharon, Mass.
- LYNTS, G.W. (1965): Observation on some Recent Florida Bay Foraminifera. – Contr. Cushman Found. Foram. Res., **16**(2), 67–69, 10 Text-Abb.; Sharon, Mass.
- MATERA, N.J. & LEE, J.J. (1972): Environmental factors affecting the standing crop of Foraminifera in sublittoral and psammolittoral communities of a Long Island salt marsh. – Marine Biology, **14**(2), 89–103, 9 Abb., 6 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York.
- MAYNC, W. (1952): Critical taxonomy study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the Prototype of the family, *Lituola nauiloidea* (LAMARCK, 1804). – Contr. Cushman Found. Foram. Res., **3**, 35–66, 4 Taf., 3 Text-Abb.; Sharon, Mass.
- MENDELSON, C.V. (1982): Surface texture and wall structure of some Recent species of agglutinated Foraminifera (Textulariina). – J. Paleontol., **56**(2), 295–307, 5 Taf.; Tulsa, Okla.
- MILAM, R.W. & ANDERSON, J.B. (1981): Distribution and ecology of recent benthonic Foraminifera of the Adelie-George V continental shelf and slope, Antarctica. – Mar. Micropaleontol., **6**, 297–325, 4 Abb., 6 Tab., 10 Taf.; Amsterdam.

- MILLER, D.N. (1953): Ecological study of the Foraminifera of Mason Inlet, North Carolina. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **4**(2), 41–63, 4 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Washington.
- MOEBIUS, K.A. (1880): Foraminiferen von Mauritius. – In: MOEBIUS, K.A. et al. (Hrsg.). – Beiträge zur Meeresfauna der Insel Mauritius und der Seychellen: 65–112, 14 Taf.; Berlin.
- MONTAGU, G. (1808): Testacea Britannica – Supplement. – 183 S., 30 Taf., Exeter (S. Woolmer).
- MORRIS, B., BARNES, J., BROWN, F. & MARKHAM, J. (1977): The Bermuda marine environment. A report of the Bermuda inshore waters investigations 1976–1977. – Bermuda Biological Station, Spec. Publ., **15**; St. Georges West, Bermuda.
- MURRAY, J.W. (1965): On the Foraminifera of the Plymouth Region. – J. Mar. Biol. Ass. U.K., **45**, 481–505, 1 Taf., 8 Text-Abb.; Plymouth.
- MURRAY, J.W. (1968): The living Foraminifera of Christchurch Harbour, England. – Micropaleontology, **14**, 83–96, 3 Tab., 1 Taf., 9 Text-Abb.; New York.
- MURRAY, J.W. (1970): Foraminifera of the western approaches to the English Channel. – Micropaleontology, **16**(4), 471–485, 3 Tab., 2 Taf., 8 Text-Abb.; New York.
- MURRAY, J.W. (1971): An Atlas of British Recent Foraminifera. – 244 S., 96 Taf.; London (Heinemann Educ.).
- MURRAY, J.W. (1973): Wall structure of some agglutinated Foraminifera. – Paleontology, **16**(4), 777–786, 2 Taf.; Tulsa, Okla.
- MURRAY, J.W. (1979): Recent benthic Foraminifera of the Celtic Sea. – J. Foramin. Res., **9**(3), 193–209, 5 Tab., 15 Text-Abb.; Washington.
- MYERS, E.H. (1936): The lifecycle of *Spirillina vivipara* EHRENBERG, with notes on the morphogenesis, systematics and distribution of the Foraminifera. – J. Roy. Microscop. Soc., **56**, 120–146, 3 Taf.; London.
- NETZEL, H. (1976): Die Abscheidung der Gehäusewand bei *Centropyxis discoides* (Rhizopoda, Testacea). – Arch. Protistenkunde, **118**, 53–91, 16 Taf.; Jena.
- NETZEL, H. (1977): Die Bildung des Gehäuses bei *Diffugia oviformis* (Rhizopoda, Testacea). – Arch. Protistenkunde, **119**, 1–30, 14 Taf.; Jena.
- NETZEL, H. (1983): Gehäusewandbildung durch mehrphasige Sekretion bei der Thekamöbe *Netzelia oviformis* (Rhizopoda, Testacea). – Arch. Protistenkunde, **127**, 351–381, 24 Abb.; Jena.
- NØRVANG, A. (1966): *Textilina* nov. gen., *Textularia* DEFRANCE and *Spiroplectammina* CUSHMAN (Foraminifera). – Biol. Skr., K. Dan. Vid. Selsk., **15**(3), 1–16, 2 Taf.; Kopenhagen.
- NORTON, R.D. (1930): Ecologic relations of some Foraminifera. – Scripps Inst. Oceanography Bull., Tech. Ser., **2**, 331–338.
- NUGLISCH, K. (1985): Foraminifera – Marine Mikroorganismen. – 174 S., 187 Abb.; Wittenberg Lutherstadt (Die neue Brehm-Bücherei).
- OELSCHLÄGER, J. (1988): Die Ultrastruktur der nicht-mineralisierten Schalenbestandteile bei Foraminifera unter besonderer Berücksichtigung von *Rotorbinella rosea* (d'ORBIGNY) (Rotaliidae, Foraminifera). – Tübinger Mikropaläont. Mitt., **7**, 71 S., 12 Abb., 96 Fig.; Tübingen (im Druck).
- PARKER, F.L. (1952): Foraminiferal Distribution in the Long Island Sound-Buzzards Bay Area. – Bull. Mus. Comp. Zool. Harv., **106**, 427–462, 5 Taf.; Cambridge, Mass.
- PARKER, F.L. (1952): Foraminifera species off Portsmouth, New Hampshire. – Bull. Mus. Comp. Zool. Harv., **106**, 391–423, 6 Taf.; Cambridge, Mass.
- PARKER, F.L. & ATHEARN, W.D. (1959): Ecology of Marsh Foraminifera in Poponesset Bay, Massachusetts. – J. Paleontol., **33**, 333–343, 1 Taf., 5 Text-Abb.; Tulsa, Okla.
- PHLEGER, F.B. & WALTON, W.R. (1950): Ecology of Marsh and Bay Foraminifera, Barnstable, Mass. – Am. J. Sci., **248**, 274–295, 2 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; New Haven, Con.
- PHLEGER, F.B. (1952): Foraminifera Ecology off Portsmouth, New Hampshire. – Bull. Mus. Comp. Zool. Harv., **106**, 315–390, 24 Abb., 18 Tab.; Cambridge, Mass.
- POKORNY, V. (1958): Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie, 1. – 582 S., 549 Abb.; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- REISS, Z. (1959): Notes on the Foraminifera from the Gulf of Eylath, Ras Muhamad and Tiran. – Seafisher Res. Stat. Bull., **20**.
- REISS, Z. (1977): Foraminiferal research in the Gulf of Elat-Aqaba, Red Sea – A review. – Utrecht Micropal. Bull., **15**, 7–25, 4 Abb.; Utrecht.
- REISS, Z. & HOTTINGER (1984): The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology. – Delta. – Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, N. S., **1/2**, 75–81, 4 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Uppsala.
- REYMENT, R.A. (1969): *Textilina mexicana* (CUSHMAN) from the Western Niger Delta. – Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, N.S., **1/2**, 75–81, 4 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Uppsala.
- RHUMBLER, L. (1894): Beiträge zur Kenntnis der Rhizopoden: II. *Saccamina sphaerica* M. SARS. – Zeitschr. f. wissensch. Zool., **57**, (I.) 433–447, (II.) 587–616, 3 Taf.; Leipzig.
- RHUMBLER, L. (1936): Foraminifera der Kieler Bucht, gesammelt von A. REMANE, II. Teil, Ammodisculinidae bis einschl. Textularinidae. – Kieler Meeresforschung, **1**, 179–242, 119 Text-Abb.; Kiel.
- RICHTER, G. (1964): Zur Ökologie der Foraminifera. I. Die Foraminifera-Gesellschaft des Jadegebietes. – Natur und Museum, **94**(9), 343–353, 14 Abb.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, G. (1964): Zur Ökologie der Foraminifera. II. Lebensraum und Lebensweise von *Nonion depressulum*, *Elphidium excavatum* und *Elphidium selseyense*. – Natur und Museum, **94**(11), 421–430, 4 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, G. (1965): Zur Ökologie der Foraminifera. III. Verdriftung und Transport in der Gezeitenzone. – Natur und Museum, **95**(2), 51–62, 4 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- RICHTER, G. (1967): Faziesbereiche rezenter und subrezenter Wattensedimente nach ihren Foraminifera-Gemeinschaften. – Senck. leth., **48**(3/4), 291–335, 15 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- RONAI, P.H. (1955): Brackish-water Foraminifera of the New York Bight. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **6**, 140–149, 1 Tab., 2 Taf.; Sharon, Mass.
- SAID, R. (1949): Foraminifera of the Northern Red Sea. – Cushman Lab. Foramin. Res., Spec. Publ., **26**, 1–44, 4 Taf.; Sharon, Mass.
- SAID, R. (1950a): Additional Foraminifera from the Northern Red Sea. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **1**, 4–9, 1 Taf.; Sharon, Mass.
- SAID, R. (1950b): The distribution of Foraminifera in the Northern Red Sea. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **1**(1/2), 9–29, 2 Tab., 4 Text-Abb.; Sharon, Mass.
- SALAMI, M.B. (1976): Biology of *Trochammina* cf. *T. quadriloba* HÖGLUND (1947), an agglutinating foraminifer. – J. Foramin. Res., **6**(2), 142–153, 1 Taf., 1 Text-Abb.; Washington.
- SARS, G.O. (1871): Undersøgelser over Hardangerfjordens Fauna. – Vidensk.-Selsk. Forhandl., **1871**, 246–255; Christiania.
- SCHULZE, F.E. (1875): Zoologische Ergebnisse der Nordseefahrt vom 21. Juli bis 9. September, 1872, I. Rhizopoden. – Komm. Unters. deutsch. Meere in Kiel, Jahresber., **2/3**, 99–114, 1 Taf.; Kiel.
- SCHWEDHELM, E. (1984): Schwermetalle und Bioelemente in Wattsedimenten zwischen Sylt und Dollart. – In: Geotagung 1984. Kurzfassungen der Vorträge und Posterausstellungen, 135–136; Hamburg.
- SIDALL, J.D. (1886): Report upon the Foraminifera of the Liverpool Marine Biology Committee district. – Proc. Lit. Phil. Soc. Liverpool, **40** (app.), 42–71.
- SILVESTRI, A. (1903): Dimorfismo e nomenclatura d'una *Spiroplecta*. Altre notizie sulla struttura della *Siphogenerina columellaris*. – Atti Pontificia Acad. Romana Nuovi Lincei, **56** (1902–1903): 59–66, 9 Taf.; Rom.
- SLAMA, D.C. (1954): Arenaceous Tests in Foraminifera – an Experiment. – Micropaleontologist, **8**, 33–34; New York.

- SLITER, W.V. (1968): Shell-material variation in the agglutinated foraminifer *Trochammina pacifica* CUSHMAN. – Tulane Stud. Geol. Paleontol., **6**, 80–84, 1 Abb.; Tulsa, Okla.
- SMITH, M.A. & KAESLER, R.L. (1970): Selection of adventitious test material by *Reophax curtus* (Foraminiferida). – J. Paleontol., **44**(5), 953–957, 4 Tab., 2 Text-Abb.; Menasha.
- SMOUT, A.H. & SUGDEN, W. (1961): New information on the foraminiferal genus *Pfenderina*. – Paleontology, **4**, 581–591, 4 Taf., 1 Text-Abb.; Tulsa, Okla.
- SOLIMAN, H.A. (1972): New Upper Cretaceous Foraminifera from Soviet Carpathian (U.S.S.R.). – Rev. Micropaléontol., **15**, 35–44; Paris.
- SOLIMAN, H.A. (1974): Composition de la muraille et structure interne de quelques Foraminifères agglutinés du Crétacé d'U.R.S.S.. – Rev. Micropaléontol., **17**(1), 45–56, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Paris.
- SPINDLER, M. & RÖTTGER, R. (1973): Der Kammerbauvorgang der Großforaminifere *Heterostegina depressa* (Numulitidae). – Marine Biology, **18**, 146–159, 16 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York.
- SPINDLER, M. (1976): Gehäuseanatomie und Ablauf des Kammerbauvorgangs bei *Heterostegina depressa* (Numulitidae, Foraminifera), Untersuchungen im Licht- und Elektronenmikroskop. – 181 S., Diss. Fakultät Biologie, Univ. Kiel; Kiel.
- SPINDLER, M. (1978): The development of the organic lining in *Heterostegina depressa* (Numulitidae: Foraminifera). – J. Foramin. Res., **8**(3), 258–261, 1 Taf.; Washington.
- STEPHENSON, W. & REES, M. (1965): Ecological and life history studies upon a large foraminiferan (*Discobotellina bipertorata* COLLINS (1958)) from Moreton Bay, Queensland; I. The life cycle and nature of the test. – Queensland Univ. Dept. Zool. Papers, **2**, 207–223, 8 Abb., 1 Taf., 2 Tab.; Brisbane, Queensland.
- TAPPAN, H. (1971): Foraminiferida. – Encyclopedia of Science and Technology, **5**, 467–475, 15 Abb.; London, New York (McGraw Hill).
- TAPPAN, H. (1976): Systematics and the Species Concept in Benthonic Foraminiferal Taxonomy. – 1st Intern. Symp. on Benth. Foramin. of Continent. Margins, Part A. Ecology and Biology, Maritime Sediments, Spec. Publ., 301–313, 11 Abb.
- TAPPAN, H. & LOEBLICH, A.R., JR. (1982): Granuloreticulosa. – In: PARKER, S.P. (Hrsg.): Synopsis and Classification of Living Organisms, **1**, 527–552, 1 Abb.; New York.
- THALMAN, E.H. (1948): Mitteilungen über Foraminiferen. VII. 30. Organisches Baumaterial der sandschaligen Foraminiferen. – Ecl. Geol. Helv., **41**(2), 366–368; Basel.
- THORP, E.M. (1935): Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and the Bahamas. – Carnegie Inst. Wash., Pub. No. **452**, 41–119, 5 Abb., 8 Tab.; Washington.
- TOKSVAD, T. & HANSEN, H.J. (1981): A study of calcareous cement in agglutinated Foraminifera. – In: VERDENIUS, J.G., VAN HINTE, J.E. & FORTUIN, A.R. (Hrsg.): Proceedings of the First Workshop of Arenaceous Foraminifera. – 159–169, 4 Taf.; Trondheim (Continental Shelf Institute. Publ.).
- TOWE, K.M. (1967): Wall structure and cementation in *Haplophragmoides canariensis*. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **18**(4), 147–151, 1 Tab., 1 Taf., 1 Text-Abb.; Bridgewater.
- UCHIO, T. (1960): Benthonic Foraminifera of the Antarctic Ocean. – Biol. Res. Japanese Antarctic Research Expedition, Spec. Publ. Seto Marine Biol. Lab., **12**, 1–20, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Sirahama, Wakayama-Ken, Japan.
- VINOGRADOV, A.P. (1953): The elementary chemical composition of marine organisms. – Mem. Sears Found. Marine Press, **2**, 1–647; Yale.
- VOORTHUYSEN, J.H. VAN (1951): Recent (and derived Upper Cretaceous) Foraminifera of the Netherlands Wadden Sea (Tidal Flats). – Meded. Geol. Sticht., N.S., **5**, 23–32, 1 Tab., 2 Taf., 1 Kt.; S'-Gravenhagen.
- VOORTHUYSEN, J.H. VAN (1960): Die Foraminiferen des Dollart-Ems-Estuarium. – Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. K. Gen., Dl. XIX: 237–269, 11 Taf.; S'-Gravenhagen.
- WARREN, A.D. (1957): Foraminifera of the Buras-Scofield Bayou Region, Southeast Louisiana. – Contr. Cushman Found. Foramin. Res., **8**(1), 29–41, 1 Abb., 2 Taf.; Sharon, Mass.
- WESTON, J.F. (1984): Wall structure of the agglutinated Foraminifera *Eggerella bradyi* (CUSHMAN) and *Karrieriella bradyi* (CUSHMAN). – J. Micropaleontology, **3**(1), 29–31, 1 Taf.; London.
- WIESNER, H. (1931): Die Foraminiferen der deutschen Südpolar-Expedition. – In: DRYGALSKI, E.V. (Hrsg.): Deutsche Südpolar-Expedition, 1901–1903. – 49–169, 24 Taf.; Berlin (W. de Gruyter & Co.).
- WILLIAMSON, W. (1858): On the Recent Foraminifera of Great Britain. – Ray. Soc. Publ., **20**, 107 S., 7 Taf., 8 Text-Abb.; London.
- WINTER, A., STOCKWELL, D. & HARGRAVES, P.E. (1986): Tintinnid agglutination of Coccoliths: A selective or random process? – Marine Micropal., **10**, 375–379, 1 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- WOOD, A. (1949): The structure of the wall of the test in the Foraminifera; its value in classification. – Quart. J. Geol. Soc. Lond., **104**(2), 229–255, 3 Taf.; London.
- WORTH, R.H. (1904): Foraminifera. – In: Plymouth Marine Invertebrate Fauna. – J. Mar. Biol. Ass. U.K., **7**(2), 155–298; Plymouth.
- WRIGHT, J. (1876–1977): Recent Foraminifera of Down and Antrim. – Proc. Belfast Nat. Field Club, App., 101–105.
- WRIGHT, J. (1891): Report on the Foraminifera detained off the Southwest of Ireland during the cruise of the "Flying Falcon", 1888. – Proc. Roy. Irish Acad., Ser., **3**(1), 460–502; London.
- WRIGHT, J. (1900): The Foraminifera of Dog's Bay, Connemara. – Irish Nat., **9**, 51–55; Dublin.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Februar 1989.

Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum

Von MANFRED BERNROIDER*)

Mit 12 Abbildungen und 10 Tabellen

*Böhmische Masse
Moravikum
Metamorphose
T-XCO₂-Schnitte
Granitoidgenese
Klassifikationsdiagramme*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 7, 8, 9, 20, 21, 22

Inhalt

Zusammenfassung	349
Abstract	349
1. Einleitung	350
2. Zur Petrographie, Mineralchemie und Chemismus der Metasedimente	350
2.1. Kalksilikatgesteine	350
2.2. Metapelite	357
3. Zur Metamorphose der Metasedimente	360
3.1. Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore	361
3.2. Moravische Marmore	364
3.3. Metapelite	365
4. Zur Genese der Magmatite der Moravischen Zone	366
5. Bemerkungen über Metamorphose und Entstehungsgeschichte des Moravikums	369
Dank	370
Literatur	370

Zusammenfassung

Die am Ostrand der Böhmischen Masse gelegene Moravische Zone (Thayakuppel) ist bezüglich der Metamorphosegeschichte und Granitoidgenese Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Zahlreiche aplitisch bis pegmatitisch injizierte Kalksilikatgesteine, reliktsch erhaltene hornfelsartige Texturen der ansonsten stark schiefrigen Kalksilikatgesteine, sowie ein Intrusionsverband zwischen Bittescher Gneis und Kalksilikatgesteinen weisen nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose auch in den hangenden Bereichen der Thayakuppel hin, sondern auch darauf, daß ein Großteil der durch Übergänge von Kalksilikatgesteinen zu Moravischen Marmoren und wiederum zu Metapeliten gekennzeichneten Metasedimentabfolge vorgranitischen Alters sein muß.

Paragenetische Studien, Geothermometrie- und Geobarometrieberechnungen sowie isobare T-XCO₂-Schnitte der durchwegs regionalmetamorph rekristallisierten Metasedimente zeigen, daß im Zentralteil der Moravischen Zone Temperaturen von ca. 520°C (±30°C) bei einem Druck von 4 Kbar (±1 Kb) bei der Regionalmetamorphose erreicht wurden. Vom amphibolitfaziellen Zentralteil ausgehend, in dem sich durch die starke Metamorphose Paragenesen wie Diopsid - Grossular - Vesuvian erhalten konnten, zeigt sich bezüglich der Regionalmetamorphose eine Temperaturabnahme in Richtung Norden und Süden der Thayakuppel. So sind am Süd- und Nordende der Thayakuppel typische grünschieferfazielle Paragenesen realisiert. Die Zusammensetzung der fluiden Phase in den Kalksilikatgesteinen war extrem wasserreich (XCO₂ um 0,04); in den typischen Biotit-führenden Moravischen Marmoren sind durch die auftretenden Paragenesen höhere XCO₂-Werte (0,16 bis 0,30) angezeigt. Wie die isobaren T-XCO₂ Schnitte verdeutlichen, können bereits geringe Schwankungen der fluiden Phase sowie relativ geringe Änderungen des Metamorphosegrades in Abhängigkeit des Pauschalchemismus zur

Ausbildung ganz unterschiedlicher Paragenesen führen. Dies muß bei einer Abtrennung bzw. Gleichstellung benachbarter geologischer Einheiten (z.B. Podhradi-, Vranov-Olesnice-Serie oder Bunte Serie) berücksichtigt werden, nimmt man dafür die Metamorphose als Anhaltspunkt. So können innerhalb der Moravischen Zone im gleichen Gesteinshorizont in Abhängigkeit der oben genannten Faktoren unterschiedliche Paragenesen festgestellt werden.

Obwohl die Granitoide der Thayakuppel vor allem in Bezug auf die Hauptelemente differenziert vorliegen, kann aufgrund der Spurenelementuntersuchungen eine chemische Verwandtschaft der Granitoide festgestellt werden. Nicht zuletzt wegen dieser chemischen Verwandtschaft wird für die Magmabildung der Granitoide der Thayakuppel cadomisches Alter und für die vorgranitische Metasedimentabfolge algonkisches Alter angenommen. Die Spurenelementmuster sowie der I-Typ-Charakter der Granitoide legen überdies eine Platznahme der Granitoide im Sinne eines aktiven Kontinentalrandes nahe, wie es in letzter Zeit von einigen Autoren gefordert wird, obwohl beispielsweise sekundäre Veränderungen an Granitoiden eine eindeutige Klassifikation erschweren.

Abstract

The Moravian Zone (Thaya dome) is located in the eastern part of the Bohemian Massif. New investigations concerning the metasediment series between Bittesch gneiss nappe and Pleißing gneiss nappe demonstrate the conditions of the metamorphism in this polymetamorphic area.

Aplitic and pegmatitic injections in calc-silicate rocks, relictic (hornfelsic) textures indicate an injected body between Bittesch gneisses and calc silicate rocks as well as the existence of a contact metamorphism. This again shows that a part of the sediments belong to the original cover of the Bittesch gneiss and must therefore be pre-granitic.

Mineral assemblages give a strong indication that the main kind of metamorphism in the Thaya dome is a regional metamorphism. Most of the assemblages are strongly deformed and re-crystallised.

*) Anschrift des Verfassers: Ing. Dr. MANFRED BERNROIDER, Universität Salzburg, Institut für Geowissenschaften, Abt. Mineralogie, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Paragenetic investigations combined with geothermometry- and geobarometry calculations and isobaric T-XCO₂ sections let us expect temperatures of about 520°C (±30°C) at 4 Kb (± 1Kb) pressure for the central part of the Thaya dome. The metamorphism decreases from the central part towards the north and south of the Thaya dome. In the Moravian Zone we can find different assemblages depending on the composition of the fluid phase and the bulk chemistry and of course of the grade of metamorphism. The fluid phase in the central part in the calc-silicate rocks was rich in H₂O (about 0,04) content while the typical biotite-bearing Moravian marble was enriched with CO₂ (XCO₂ between 0,16 and 0,30). Local changes in fluid phase could possibly generate different mineral assemblages. This fact should be taken care of if correlations are to be made with adjacent geological units such as Podhradi, Vranov-Olesnice or Variegated Series.

Major contents investigation of granitoids of the Thaya dome show somewhat different parameters but their similar trace element parameters indicate chemical affinities. Most of the granitoids can be assigned to I-type granitoids and they also show great affinities with VAG (volcanic-arc-granites). Concerning their setting they indicate great affinities to active continental margins. Features of secondary alteration make it difficult to use discrimination diagrams for tectonic interpretation of the granitic rocks. However, the results show similar patterns as published elsewhere.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung neuer Ergebnisse vom Ostteil der Böhmisches Masse, die im Rahmen einer Neukartierung des Moravikuman- teiles von Blatt 8 Geras erzielt wurden.

Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit nehmen dabei aus mineralchemischen und chemischen Untersuchungen ableitbare Metamorphosestudien an den Metasedimenten der Glimmerschiefer-Marmorserie sowie übersichtsmäßige Chemismenstudien an den Granitoiden der Moravischen Zone ein. Dadurch können detaillierte Angaben zu den Metamorphosen in diesem polymetamorphen Gebiet oder etwa zum Chemismus der Gesteinsserien gegeben werden. Die erzielten Ergebnisse lassen eine Reihe von petrogenetischen Schlüssen zu, die viele in der Literatur gestellte Fragen bezüglich der Entstehungsgeschichte des Moravikums beantworten, um andere Fragen jedoch wieder aufzuwerfen.

In den grundlegenden Arbeiten von F.E. SUESS (1903, 1908, 1912, 1926), L. WALDMANN (1922, 1924, 1925, 1927, 1928, 1931) und K. PRECLIK (1924, 1926, 1927, 1929, 1934) wird die Thayakuppel in 3 Haupteinheiten unterteilt:

- 1) Die Thayamasse mit authochthoner bis parauthochthoner Hülle im Liegenden.
- 2) Daran schließt im Hangenden die Pleißing-Decke an.
- 3) Die Bittescher Gneisdecke als tektonisch höchstes Element.

Zwischen den Orthogneisen der Pleißing-Decke und dem Bittescher Gneispaket liegt eine Serie von Metasedimenten, die im Zuge der vorliegenden Arbeit schwerpunktmäßig untersucht wurde.

Viele Erkenntnisse, wie beispielsweise die vom Südteil des Moravikums bis zum Zentralteil ansteigende Regionalmetamorphose (von Grünschiefer- bis in die Amphibolitfazies) und von hier nach Norden wieder fallende Regionalmetamorphose, sowie der deckenförmige Bau der Thayakuppel, haben sich bis zur zweiten

wichtigen Erforschungsperiode gehalten. In dieser Periode war es vor allem G. FRASL (1968, 1970, 1977, 1983), der zahlreiche wichtige Hinweise eingebracht hat, die zur Klärung vieler offener Fragen beigetragen haben.

2. Zur Petrographie, Mineralchemie und zum Chemismus der Metasedimente

In der Abb. 1 ist die Moravische Zone schematisch dargestellt. Wie man daraus ersehen kann, handelt es sich bei diesen Metasedimenten vorwiegend um eine Abfolge von Metapeliten und Metapsammiten sowie um Moravische Marmore und Kalksilikatgesteine, die nachfolgend näher beschrieben werden.

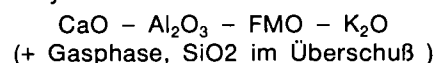
2.1. Kalksilikatgesteine

Wie aus Abb. 1 zu erkennen ist, sind die Kalksilikatgesteinszüge in mehreren Horizonten anzutreffen. Einerseits begleiten sie, abgesehen von einigen Unterbrechungen, ziemlich konstant die Liegendgrenze des Bittescher Gneispaketes; dies gilt nicht nur für das Bearbeitungsgebiet, sondern, wie ich mich anlässlich mehrerer Exkursionen überzeugen konnte, für den gesamten Anteil der Moravischen Zone. Andererseits können die Kalksilikatgesteine im Bittescher Gneis eingeschaltet sein. (vgl. auch M. BERNROIDER 1983, 1984, 1985).

Aufgrund textueller und paragenetischer Unterschiede kann man die Kalksilikatgesteine in verschiedene petrographische Gruppen einteilen (vgl. auch M. BERNROIDER 1986).

Wenn man von den akzessorischen Mineralen wie Biotit, Chlorit, Titanit und Erzmineralen absieht, sind am Aufbau der Kalksilikatgesteine Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Calcit, Diopsid/Salit, Grossular, Klinozoisit/Epidot, Ca-Amphibol und Vesuvian maßgeblich beteiligt. In den niedrigst regionalmetamorphen Anteilen (also am Süd- und am Nordende der Moravischen Zone) kann, wie später noch diskutiert wird, zusätzlich Dolomit, und in den höher temperierten Anteilen (Zentralteil) bei geeignetem XCO₂ auch Wollastonit auftreten.

Unter gewissen Vereinfachungen (siehe Kap. Metamorphose) kann der Chemismus der Kalksilikatgesteine durch das System



dargestellt werden (Abb. 2). Aus dieser Darstellung lassen sich nun charakteristische Paragenesen in Abhängigkeit vom Pauschalchemismus ermitteln. Der eingetragene Pfeil zeigt die Änderung des Chemismus und damit auch der charakteristischen Paragenesen vom Moravischen Marmor in Richtung Bittescher Gneis. Die durch den Pfeil schematisch dargestellte Zonierung kann im Gelände bzw. im Handstück gut beobachtet werden. So treten beispielsweise immer in der unmittelbaren Nähe zum Bittescher Gneis Amphibol-reiche Kalksilikatgesteine auf.

Die Chemismen, vergleicht man sie mit Sedimentanalysen aus dem Rhenoharzynikum von SCHULZ-DOBRIK (1975), zeigen beste Übereinstimmung mit tonigen,

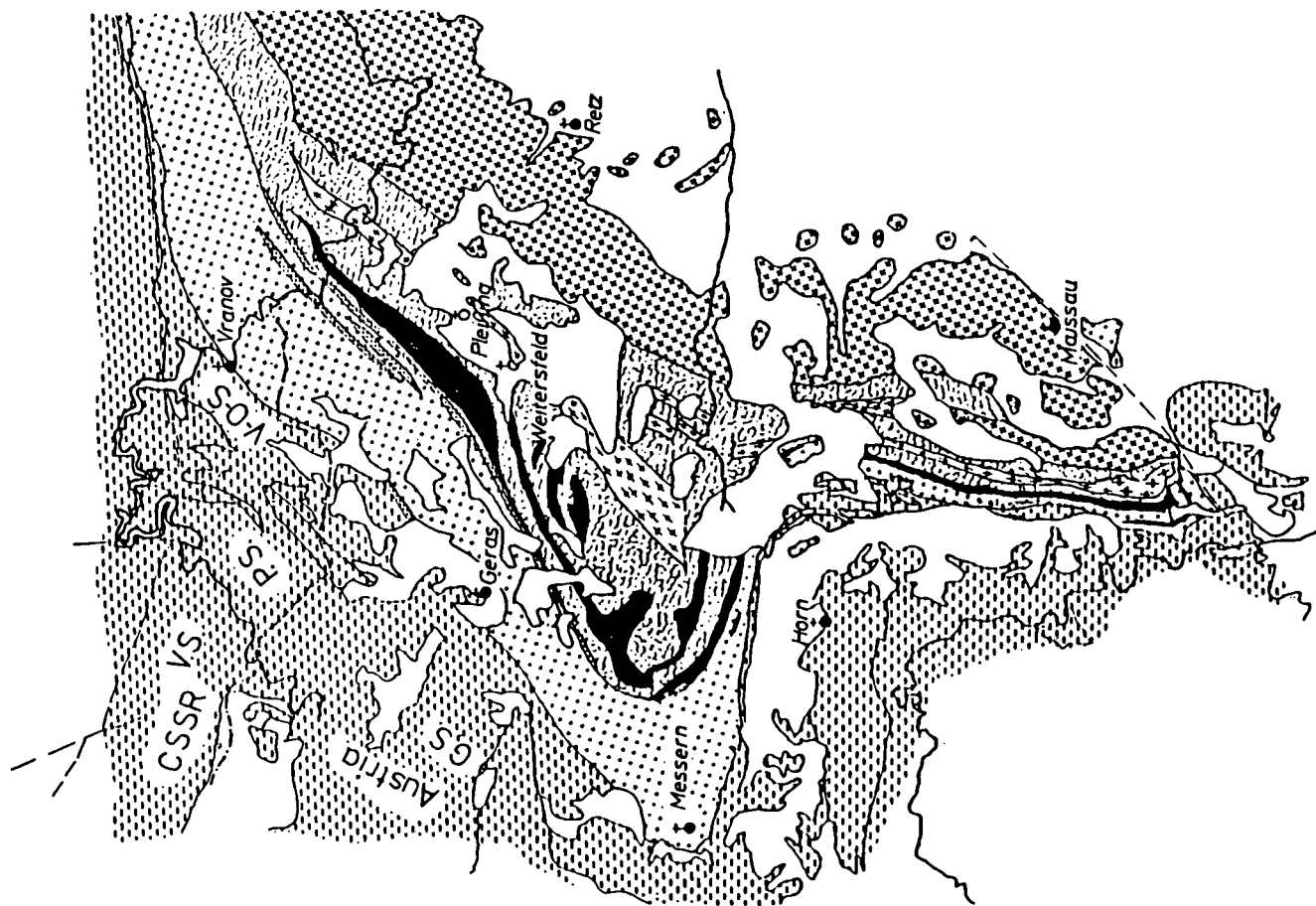
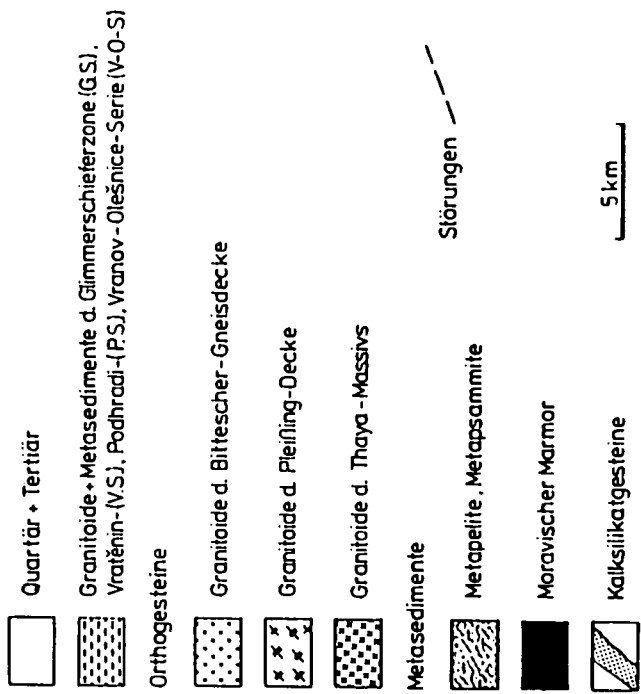


Abb. 1.
 Modifizierte geologische Übersicht der Thayakuppel nach FUCHS & MATURA (1976) sowie eigenen Kartierungsergebnissen. Zusätzlich sind entsprechend JENČEK & DUDEK (1971) die Vratěnin-(V.S.), Podhradi-(P.S.) und Vranov-Olešnice-Serie (V.O.S.) schematisch dargestellt, die von beiden Autoren dem Moravikum zugeordnet werden.

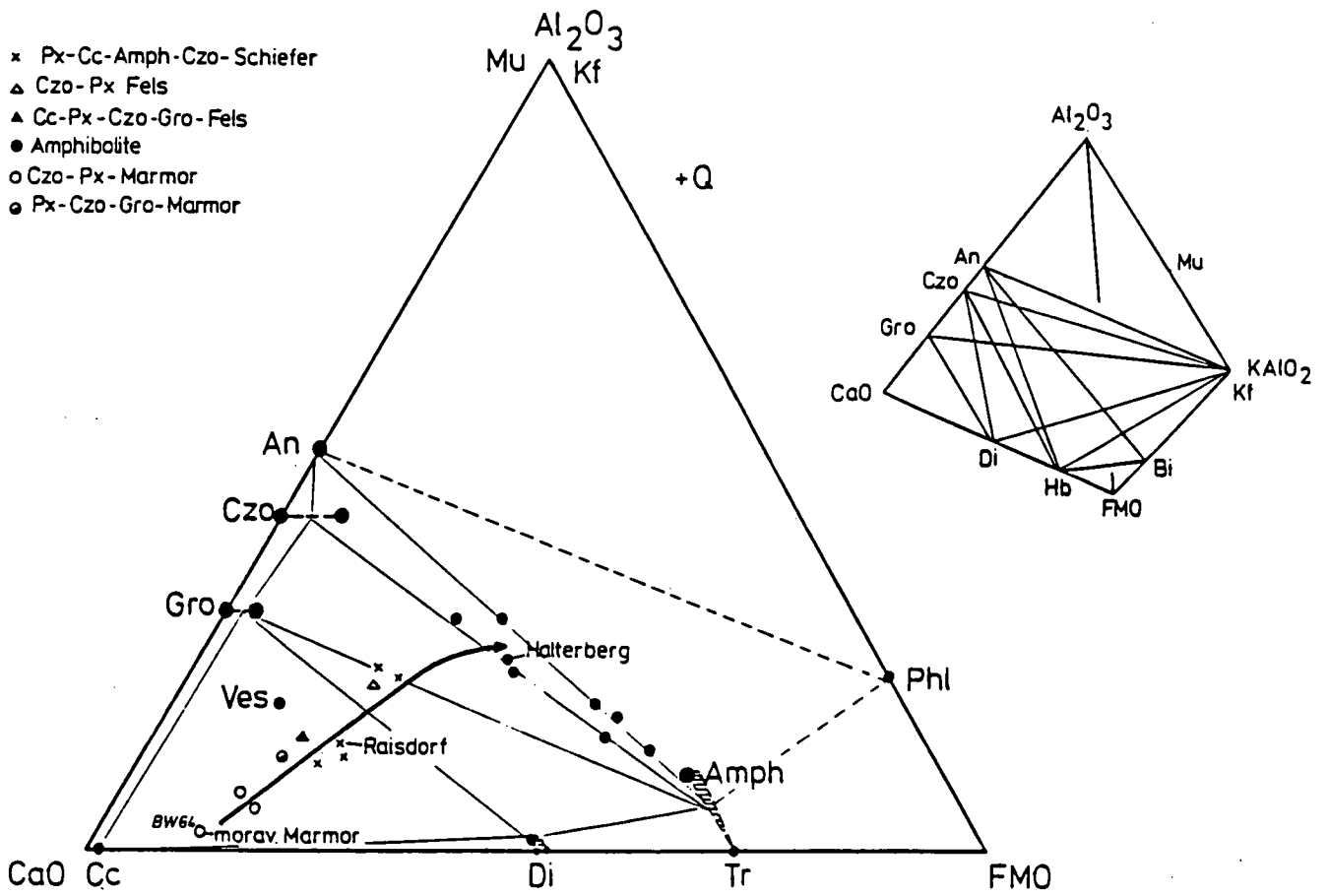


Abb. 2. Darstellung der Kalksilikatgesteinschemen sowie der wichtigsten Mineralphasen im Al_2O_3 -CaO-FMO-KAlO₂-Tetraeder.

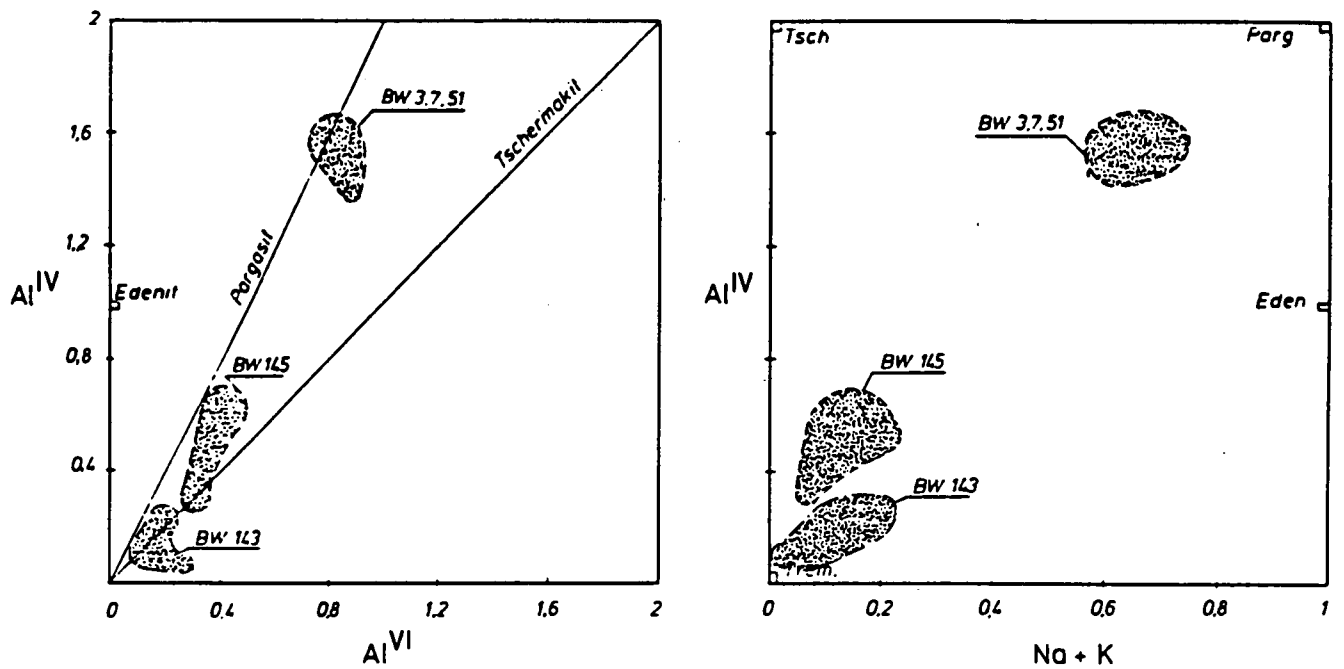


Abb. 3. Plot Al^{IV} gegen Al^{VI} bzw. Al^{IV} gegen (Na+K) zeigt den unterschiedlichen Al- bzw. Na+K-Einbau der analysierten Amphibole. Weitere Erklärungen im Text.

±sandigen Kalken bzw. mit ±sandigen, karbonatischen Tonen.

Plagioklas

Bei den mikrochemisch analysierten Plagioklasen (siehe Tab. 1) handelt es sich um Oligoklasen, Andesine wobei die höchsten An-Gehalte von ca. 48 Mol.-% An bereits an der Grenze zu Labrador liegen. Die Anorthitgehalte nehmen vom Zentralteil (Pernegg), wo nach G. FRASL (1970, 1977) die Kulmination mit der stärksten Aufwärmung stattfand, in Richtung Norden ab. Bei den durchwegs stark rekristallisierten Plagioklasen kann meist inverser Zonarbau als Zeichen der aufsteigenden Regionalmetamorphose beobachtet werden; fallweise sind sie normal zoniert, was auf retrogrades Metamorphosegeschehen deutet.

Mineralchemie

In diesem Abschnitt werden einige mineralchemische Besonderheiten der wichtigsten Mineralphasen erläutert. Für umfangreichere Beschreibung der mineralchemischen Analysen siehe M. BERNROIDER (1986). Einige ausgewählte mineralchemische Analysen finden sich in den Tabellen 1 bis 7).

Tabelle 1.
Ausgewählte mineralchemische Plagioklas-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
K = Meßpunkt im Kernbereich; R = Meßpunkt mehr randlich.

	Bw 143				Bw 7										
	K	R	R	R	K	R	K	K	R	K	R	R/K	K	K/R	R
SiO ₂	64.39	64.11	61.65	61.92	58.27	61.18	58.57	60.49	58.66	60.20	55.68	55.51	55.94	58.82	60.54
Al ₂ O ₃	22.93	23.11	24.17	24.10	26.61	24.98	25.83	25.10	25.86	25.41	28.64	29.00	28.66	26.47	25.41
CaO	4.50	4.72	5.96	5.90	8.34	6.23	9.86	7.98	6.84	7.96	8.85	9.56	10.80	9.05	5.95
Na ₂ O	8.77	8.39	8.01	8.40	6.34	7.59	5.76	6.98	7.34	6.72	6.24	6.10	5.29	6.12	8.16
K ₂ O	0.36	0.33	0.15	0.14	0.29	0.27	0.19	0.38	0.15	0.30	0.23	0.17	0.13	0.24	0.18
Summe	100.94	100.67	99.93	100.45	99.85	100.25	100.21	100.93	98.85	100.59	99.63	100.34	100.82	100.68	100.25
Anzahl der Ionen auf Basis 8															
Si } Z	2.817	2.810	2.736	2.737	2.605	2.708	2.617	2.675	2.643	2.667	2.507	2.487	2.496	2.611	2.685
Al } Z	1.182	1.194	1.264	1.255	1.403	1.303	1.360	1.308	1.373	1.327	1.520	1.532	1.507	1.385	1.328
Ca } X	0.211	0.222	0.283	0.279	0.400	0.296	0.472	0.378	0.330	0.378	0.427	0.459	0.458	0.431	0.283
Na } X	0.744	0.713	0.689	0.720	0.550	0.652	0.499	0.599	0.641	0.577	0.545	0.530	0.516	0.527	0.702
K } X	0.020	0.019	0.009	0.008	0.015	0.015	0.011	0.022	0.009	0.017	0.013	0.010	0.008	0.014	0.010
Z	3.999	4.004	4.000	3.992	4.008	4.011	3.977	3.983	4.016	3.994	4.027	4.019	4.003	3.996	4.013
X	0.975	0.954	0.981	1.007	0.965	0.963	0.982	0.999	0.980	0.972	0.985	0.999	0.982	0.972	0.995
An	21.6	23.3	28.8	27.7	41.5	30.7	48.1	37.9	33.7	38.9	43.4	46.0	46.7	44.4	28.5
Ab	76.3	74.7	70.2	71.5	56.9	67.7	50.8	59.9	65.4	59.4	55.3	53.1	52.7	54.3	70.5
Or	2.1	2.0	1.0	0.8	1.6	1.6	1.1	2.2	0.9	1.7	1.3	0.9	0.6	1.3	1.0
Bw 51															
	K	K	K	R	Bw 27										
					R	K	K/R	R	K	R	R	R/K	K		
SiO ₂	61.96	61.43	58.33	64.45	63.81	64.66	62.75	65.81	62.81	65.08	60.21	60.00	61.04		
Al ₂ O ₃	24.31	24.71	26.77	21.67	22.88	22.14	23.26	21.49	23.64	21.99	25.15	25.32	24.60		
CaO	5.81	5.69	9.03	3.65	4.18	3.59	4.89	4.73	5.64	3.24	7.02	7.25	5.72		
Na ₂ O	8.51	8.02	6.47	9.90	9.10	9.19	8.47	8.70	8.14	9.58	7.07	7.40	8.09		
K ₂ O	0.29	0.22	0.20	0.13	0.27	0.25	0.31	0.25	0.20	0.25	0.35	0.16	0.11		
Summe	100.88	100.07	100.80	99.80	100.24	99.83	99.68	100.99	100.43	100.13	99.80	100.14	99.56		
Anzahl der Ionen auf Basis 8															
Si } Z	2.730	2.722	2.592	2.852	2.812	2.809	2.852	2.785	2.873	2.769	2.861	2.684	2.670		
Al } Z	1.263	1.291	1.402	1.130	1.188	1.186	1.151	1.217	1.105	1.228	1.139	1.321	1.328		
Ca } X	0.274	0.270	0.430	0.173	0.197	0.218	0.170	0.232	0.221	0.266	0.153	0.335	0.345		
Na } X	0.727	0.689	0.557	0.849	0.778	0.757	0.786	0.729	0.736	0.695	0.817	0.611	0.639		
K } X	0.016	0.013	0.011	0.007	0.015	0.015	0.014	0.018	0.014	0.012	0.014	0.020	0.009		
Z	3.993	4.013	3.994	3.982	4.000	3.995	4.003	4.002	3.978	3.997	4.000	4.005	3.998		
X	1.017	0.972	0.998	1.029	0.990	0.990	0.970	0.979	0.971	0.973	0.984	0.966	0.993		
An	26.9	27.8	43.0	16.8	19.9	22.0	17.5	23.7	22.8	27.3	15.5	34.7	34.7		
Ab	71.5	70.9	55.8	82.5	78.6	76.5	81.0	74.5	75.8	71.4	83.0	63.3	64.4		
Or	1.6	1.3	1.2	0.7	1.5	1.5	1.5	1.8	1.4	1.3	1.5	2.0	0.9		

Tabelle 2.
Ausgewählte mineralchemische Kalifeldspat-Analysen von Kalksilikatgesteinen aus dem Zentralteil der Thayakuppel.

BW 51						BW 3							
SiO ₂	65.80	65.68	65.77	65.47	65.79	65.95	65.41	65.80	65.53	65.65	65.60	65.57	
Al ₂ O ₃	18.57	18.31	18.51	18.33	18.25	18.36	17.98	18.23	18.16	18.32	18.52	18.10	
CaO	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Na ₂ O	0.70	0.74	0.67	0.63	0.68	0.60	0.74	0.61	0.68	0.76	0.69	0.60	
K ₂ O	15.67	15.65	15.56	15.40	15.72	15.47	15.38	15.65	15.63	15.34	15.55	15.72	
Summe	100.77	100.38	100.51	99.86	100.45	100.37	99.52	100.28	100.00	100.08	100.36	99.99	
Anzahl der Ionen auf Basis 8													
Si } Z	3.006	3.012	3.009	3.013	3.015	3.018	3.020	3.018	3.015	3.013	3.005	3.018	
Al } Z	0.999	0.989	0.998	0.994	0.986	0.990	0.980	0.985	0.985	0.993	1.000	0.983	
Ca } Na } X	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	--	--	--	--	--	--	--	
Na } K }	0.062	0.066	0.060	0.056	0.060	0.053	0.068	0.055	0.060	0.068	0.063	0.053	
K }	0.913	0.916	0.908	0.904	0.919	0.903	0.908	0.915	0.918	0.898	0.910	0.923	
Z	4.005	4.001	4.007	4.007	4.001	4.008	4.000	4.003	4.000	4.006	4.005	4.001	
X	0.976	0.982	0.968	0.960	0.979	0.956	0.976	0.970	0.978	0.966	0.973	0.976	
Or	93.6	93.3	93.8	94.0	93.8	94.5	93.1	94.3	93.9	93.0	93.6	94.6	
Ab	6.3	6.7	6.2	5.9	6.1	5.5	6.9	5.7	6.1	7.0	6.4	5.4	
An	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	
BW 143						BW 7							
SiO ₂	66.10	65.06	65.55	64.97	65.03	64.98	65.70	64.82	65.54	64.84	65.24	65.02	65.12
Al ₂ O ₃	18.33	18.25	18.16	18.32	18.15	18.28	18.29	18.17	18.30	18.20	18.27	18.28	18.18
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03	0.04
Na ₂ O	0.48	0.54	0.53	0.44	0.57	0.58	0.43	0.63	0.61	0.66	0.87	0.68	0.74
K ₂ O	15.97	15.95	15.76	15.68	16.03	15.98	15.91	15.83	15.03	15.39	15.48	15.33	15.26
Summe	100.88	99.80	100.02	99.43	99.80	99.84	100.33	99.46	99.54	99.11	99.88	99.36	99.33
Anzahl der Ionen auf Basis 8													
Si } Z	3.017	3.007	3.017	3.008	3.008	3.004	3.015	3.006	3.019	3.010	3.008	3.010	3.013
Al } Z	0.986	0.994	0.986	1.000	0.989	0.996	0.989	0.994	0.994	0.996	0.993	0.997	0.992
Ca } Na } X	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002
Na } K }	0.042	0.048	0.047	0.040	0.051	0.052	0.038	0.057	0.055	0.060	0.078	0.061	0.067
K }	0.930	0.940	0.926	0.926	0.946	0.942	0.932	0.937	0.883	0.911	0.911	0.905	0.901
Z	4.003	4.001	4.003	4.008	3.997	4.000	4.004	4.000	4.003	4.006	4.001	4.007	4.005
X	0.972	0.988	0.974	0.966	0.998	0.995	0.970	0.994	0.941	0.972	0.991	0.978	0.970
Or	95.7	95.1	95.1	95.9	94.8	94.7	96.1	94.3	93.9	93.7	92.0	93.5	92.9
Ab	4.3	4.9	4.8	4.1	5.1	5.2	3.9	5.7	5.8	6.1	7.8	6.3	6.9
An	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2

Kalifeldspat

Obwohl die gemessenen Kalifeldspäte (Tab. 2) unterschiedlichen Kalksilikatgesteinsgruppen angehören, ist ihre Zusammensetzung ziemlich homogen. – Die Or-Gehalte reichen von 92 % bis etwa 96 %. – Die Kalifeldspäte sind ebenfalls durchwegs regionalmetamorph rekristallisiert und zeigen kaum Entmischungerscheinungen. Bei Anwendung des Feldspatthermometers nach STORMER (1975) erhält man Temperaturen von 400 bis 500°C. Dieses Geothermometer liefert entsprechend BOHLEN & ESSENE (1977) nur „Minimaltemperaturwerte“ und eignet sich deshalb als Geothermometer nur sehr bedingt.

Karbonat

Bei den analysierten Karbonaten der Proben vom Zentralteil handelt es sich ausnahmslos um Calcit; Dolomit konnte mittels Färbemethode vereinzelt in dem schwächer metamorphen Nordteil (bereits in der ČSSR) nachgewiesen werden. Im Vergleich mit den Calciten des Moravischen Marmors zeigen sich

die Calcite der Kalksilikatgesteine wesentlich Mg- und Fe-reicher, was nach J.M. RICE (1977) auf geringeren Metamorphosegrad des Moravischen Marmors gegenüber den Kalksilikatgesteinen zurückgeführt werden kann.

Pyroxen

Entsprechend dem Nomenklaturvorschlag von POLDERVAART & HESS (1951) fallen die Pyroxenanalysen (Tab. 3) durchwegs in das Feld von Salit. Bei Pyroxen-Granat-Paragenesen wird häufig Pyroxen von Granat eingeschlossen, womit zumindest ein Großteil von Granat bezüglich seiner Kristallisation jünger als Pyroxen sein dürfte.

Klinozoisit/Epidot

Die analysierten Minerale der Epidotgruppe (Tab. 4) weisen Pistazitkomponenten (= theoretisches Fe³⁺-Endglied) von 3,6 % bis 16,5 % auf; es handelt sich also entsprechend M.J. HOLDAWAY (1972) um Al-Klinozoisite bis Al-Epidote. Der Zon-

Tabelle 3.

Ausgewählte mineralchemische Pyroxen- und Granat-Analysen von Kalksilikatgesteinen aus dem Gebiet um Heufurth. Symbole wie in Tab. 1.

	BW 23						BW27					BW 137			
	K	K	R	R	K	R	K	K	R	K	R	R	K	R	
SiO2	52.82	53.44	52.96	52.65	52.95	52.70	53.14	52.82	52.79	52.69	52.36	52.51	53.08	53.36	
TiO2	0.06	0.07	0.00	0.09	0.12	0.07	0.08	0.07	0.11	0.08	0.07	0.00	0.00	0.01	
Al2O3	1.69	0.69	0.42	1.62	1.81	0.58	0.43	0.31	0.39	0.38	0.43	0.43	0.23	0.45	
FeO	9.07	9.10	10.66	9.01	9.09	8.92	13.09	12.30	13.00	13.53	13.45	11.79	11.48	11.26	
MnO	0.16	0.09	0.20	0.04	0.04	0.05	0.57	0.46	0.53	0.61	0.53	0.25	0.17	0.17	
MgO	11.93	12.46	11.67	12.24	12.19	12.59	9.65	10.04	10.24	10.31	9.89	10.79	11.24	11.46	
CaO	23.82	24.81	24.58	24.24	24.25	24.61	23.25	23.02	22.78	22.94	22.86	24.28	24.14	24.25	
Na2O	0.06	0.05	0.06	0.36	0.36	0.04	0.29	0.23	0.19	0.14	0.10	0.15	0.23	0.18	
K2O	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	99.71	100.73	100.55	100.25	100.81	99.56	100.56	99.25	100.04	100.71	99.69	100.19	100.59	101.14	
Anzahl der Ionen auf Basis 6															
Si	1.982	1.990	1.992	1.969	1.968	1.986	2.015	2.021	2.009	1.999	2.006	1.993	2.001	1.997	
Al IV	0.018	0.010	0.008	0.031	0.032	0.014	—	—	—	0.001	—	0.007	—	0.003	
Al VI	0.057	0.020	0.011	0.040	0.047	0.012	0.019	0.014	0.018	0.016	0.019	0.012	0.010	0.017	
Ti	0.002	0.002	0.000	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	
Fe	0.285	0.283	0.335	0.282	0.283	0.281	0.415	0.394	0.414	0.429	0.431	0.374	0.362	0.352	
Mn	0.005	0.003	0.006	0.001	0.001	0.002	0.018	0.015	0.017	0.020	0.016	0.008	0.006	0.005	
Mg	0.667	0.692	0.654	0.682	0.675	0.707	0.545	0.573	0.581	0.583	0.585	0.610	0.632	0.640	
Ca	0.958	0.990	0.990	0.971	0.966	0.994	0.945	0.944	0.929	0.933	0.938	0.987	0.975	0.972	
Na	0.004	0.004	0.004	0.026	0.026	0.003	0.021	0.017	0.014	0.010	0.007	0.011	0.017	0.013	
K	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
X	1.983	1.993	2.000	2.002	1.998	1.999	1.963	1.959	1.976	1.993	1.979	2.002	2.003	1.999	
Ca	50.0	50.3	50.0	50.1	50.2	50.1	49.6	49.4	48.3	48.0	48.5	50.0	49.5	49.5	
Mg	35.0	35.2	33.0	35.3	35.1	35.7	28.6	30.0	30.2	30.0	29.2	30.9	32.1	32.6	
Fe	15.0	14.5	17.0	14.6	14.7	14.2	21.8	20.6	21.5	22.0	22.3	19.1	18.4	17.9	
BW 137															
	R	R/K	K	R	R/K	K	K	R/K	R	K	K	K	K	R	R/K
SiO2	40.03	39.96	40.02	40.19	40.82	40.19	40.27	40.44	39.37	39.99	39.84	40.36	40.33	40.52	
TiO2	0.65	0.67	0.08	0.20	0.10	0.08	0.20	0.18	0.22	0.19	n.b.	n.b.	0.19	0.10	
Al2O3	21.23	20.98	21.70	21.66	22.07	21.11	21.54	21.43	20.65	21.71	21.98	21.88	21.84	22.18	
FeO	2.72	2.12	1.78	1.40	1.31	1.31	1.33	1.56	3.26	0.98	2.82	2.41	1.61	0.98	
MnO	0.31	0.23	0.32	0.12	0.16	0.14	0.24	0.13	0.39	0.02	0.20	0.21	0.30	0.23	
MgO	0.08	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.08	0.04	0.28	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	
CaO	35.22	35.34	36.86	36.45	36.31	37.45	36.62	37.20	36.18	37.71	35.81	36.14	36.52	36.35	
Summe	100.23	99.34	100.80	100.05	100.80	100.28	100.29	100.98	100.35	100.61	100.65	101.00	100.84	100.38	
Anzahl der Ionen auf Basis 12															
Si	3.022	3.037	3.005	3.027	3.043	3.030	3.028	3.026	2.994	3.001	2.998	3.021	3.018	3.032	
Al IV	—	—	—	—	—	—	—	—	0.006	—	0.002	—	—	—	
Al VI	1.889	1.879	1.920	1.923	1.939	1.876	1.908	1.890	1.844	1.921	1.947	1.930	1.926	1.956	
Ti	0.037	0.038	0.004	0.012	0.006	0.004	0.011	0.010	0.012	0.011	—	—	0.011	0.006	
Fe	0.172	0.135	0.112	0.088	0.082	0.082	0.084	0.098	0.207	0.061	0.178	0.151	0.101	0.061	
Mn	0.020	0.015	0.020	0.007	0.010	0.009	0.015	0.008	0.025	0.001	0.013	0.013	0.019	0.014	
Mg	0.009	0.005	0.005	0.002	0.002	0.001	0.009	0.005	0.032	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003	
Ca	2.848	2.878	2.965	2.941	2.900	3.025	2.950	0.983	2.948	3.032	2.888	2.899	2.929	2.913	
Gros.	93.4	94.8	95.6	96.8	96.9	97.0	96.5	96.4	91.7	97.9	93.7	94.6	96.0	97.4	
Alm.	5.6	4.5	3.6	2.9	2.7	2.7	2.7	3.1	6.5	2.0	5.7	5.0	3.3	2.0	
Spes.	0.6	0.5	0.6	0.2	0.3	0.3	0.5	0.3	0.8	0.1	0.3	0.4	0.6	0.5	
Pyx.	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.3	0.2	1.0	0.0	0.3	0.0	0.1	0.1	

Tabelle 4.
Ausgewählte mineralchemische Klinozoisit/Epidot-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
Symbole wie in Tab. 1.

BW 191														
	R ----	R/K ----	K ----	R	R ----	K	K	R	R ----	K ----	R	K	K	K
SiO2	39.72	39.97	39.81	39.81	39.72	40.06	40.04	40.08	39.76	40.25	40.13	40.25	39.79	40.15
TiO2	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al2O3	31.15	31.71	31.76	31.40	31.14	31.97	31.39	31.22	31.19	31.58	31.12	32.06	31.91	31.69
Fe2O3	2.48	2.23	1.88	2.36	2.52	2.07	2.54	2.40	2.63	2.03	2.49	1.94	2.09	1.97
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00
MgO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	24.34	24.23	24.29	24.69	24.31	24.41	24.07	24.53	23.83	24.35	24.16	24.48	23.89	24.60
Summe	97.71	98.18	97.75	98.27	97.69	98.55	98.05	98.29	97.47	98.23	97.93	98.73	97.71	98.42
Anzahl der Ionen auf Basis 25														
Si	6.077	6.073	6.071	6.059	6.078	6.063	6.095	6.095	6.089	6.108	6.117	6.076	6.066	6.086
Al	5.617	5.679	5.709	5.632	5.616	5.703	5.631	5.595	5.630	5.649	5.591	5.704	5.734	5.662
Ti	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe 3+	0.286	0.255	0.216	0.270	0.290	0.236	0.291	0.275	0.303	0.232	0.286	0.220	0.240	0.225
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000
Mg	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.007	0.002	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	3.990	3.945	3.969	4.026	3.985	3.958	3.925	3.996	3.910	3.959	3.946	3.960	3.902	3.995
Pis.	4.8	4.3	3.6	4.6	4.9	4.0	4.9	4.7	5.1	3.9	4.8	3.7	4.0	3.8

BW 137						BW 160						
	R ----	R/K ----	K ----	K/R ----	R	K	K	R ----	R/K ----	K ----	R	K
SiO2	39.41	38.86	38.75	39.32	39.07	38.96	38.89	40.32	39.38	39.04	39.57	39.25
TiO2	0.08	0.12	0.06	0.03	0.04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al2O3	29.33	28.86	28.47	30.31	28.80	26.71	27.65	26.67	27.29	27.03	28.33	27.78
Fe2O3	5.06	4.67	3.79	2.71	4.96	7.64	6.80	6.29	7.22	7.92	6.44	7.03
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.11	0.05	0.10	0.09	0.07	0.09	0.07
MgO	0.04	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06	0.24	0.04	0.03	0.06	0.04
CaO	24.64	24.12	24.21	24.56	24.22	23.72	23.61	24.02	24.31	24.26	24.25	24.28
Summe	98.56	96.71	95.35	96.98	97.13	97.17	97.06	97.64	98.33	98.35	98.74	98.45
Anzahl der Ionen auf Basis 25												
Si	6.046	6.066	6.122	6.078	6.077	6.114	6.085	6.258	6.102	6.066	6.082	6.069
Al	5.303	5.310	5.301	5.522	5.280	4.940	5.099	4.879	4.984	4.950	5.132	5.063
Ti	0.009	0.014	0.007	0.003	0.005	--	--	--	--	--	--	--
Fe 3+	0.584	0.549	0.451	0.315	0.581	0.902	0.801	0.735	0.842	0.926	0.745	0.818
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.015	0.007	0.013	0.012	0.009	0.012	0.009
Mg	0.009	0.016	0.014	0.012	0.009	0.007	0.014	0.056	0.009	0.007	0.014	0.009
Ca	4.050	4.034	4.098	4.068	4.036	3.988	3.958	3.995	4.036	4.039	3.994	4.022
Pis.	9.9	9.4	7.8	5.4	9.9	15.4	13.6	13.1	14.5	15.8	12.7	13.9

BW 27				BW 51				
	K ----	R	K ----	R	K	K	K	K
SiO2	39.79	38.80	38.63	39.16	38.91	38.54	38.93	39.19
TiO2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.19	0.12	0.23	0.22
Al2O3	30.52	29.87	27.59	30.41	26.44	24.41	26.88	27.39
Fe2O3	2.36	2.08	5.00	2.40	7.99	7.58	7.55	6.94
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.04	0.11
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03
CaO	24.54	24.83	24.40	24.48	24.06	24.17	24.06	24.23
Summe	97.21	95.58	95.62	96.45	97.66	94.87	97.71	98.10
Anzahl der Ionen auf Basis 25								
Si	6.122	6.087	6.119	6.080	6.092	6.219	6.079	6.083
Al	5.534	5.523	5.151	5.565	4.879	4.643	4.947	5.011
Ti	--	--	--	--	0.022	0.015	0.027	0.026
Fe 3+	0.273	0.246	0.596	0.280	0.941	0.920	0.887	0.811
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.004	0.005	0.014
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005	0.007
Ca	4.045	4.174	4.141	4.072	4.036	4.179	4.026	4.030
Pis.	4.7	4.3	10.4	4.8	16.2	16.5	15.2	13.9

Tabelle 5.

Ausgewählte mineralchemische Amphibol-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
Symbole wie in Tab. 1. BW3 = aus dem Zentralteil; BW145 = aus Rosental.

	BW 3						BW 145						
	K	R	K	R	K	R/K	K	R	K	R	K	R/K	
SiO ₂	41.36	41.95	41.98	42.83	42.37	42.12	SiO ₂	51.08	53.21	50.61	51.98	50.34	50.86
TiO ₂	0.46	0.49	0.51	0.48	0.48	0.46	TiO ₂	0.20	0.33	0.33	0.49	0.32	0.43
Al ₂ O ₃	13.84	13.19	13.28	12.74	13.21	13.30	Al ₂ O ₃	6.14	3.49	5.76	4.65	5.43	5.17
FeO	19.62	19.45	19.27	18.08	18.37	18.76	FeO	12.11	12.05	12.52	12.07	12.14	13.24
MnO	0.28	0.33	0.30	0.24	0.22	0.33	MnO	0.18	0.23	0.25	0.25	0.25	0.22
MgO	6.57	6.67	6.51	7.57	7.18	6.89	MgO	14.09	14.16	13.96	13.97	13.71	12.74
CaO	12.90	12.07	11.92	12.08	12.10	12.03	CaO	12.66	12.65	13.07	12.99	12.67	12.91
Na ₂ O	0.90	1.12	1.24	1.21	1.12	1.24	Na ₂ O	0.45	0.53	0.43	0.48	0.52	0.55
K ₂ O	1.65	1.64	1.55	1.52	1.54	1.58	K ₂ O	0.38	0.22	0.35	0.33	0.40	0.43
Summe	97.38	96.91	88.56	96.75	96.59	96.71	Summe	97.29	96.87	97.26	97.21	95.78	96.55
	Anzahl der Ionen auf Basis 23						Anzahl der Ionen auf Basis 23						
Si	6.3539	6.4533	6.4695	6.5410	6.4922	6.4676	Si	7.3964	7.7129	7.3657	7.5360	7.4269	7.4795
Al IV	1.8461	1.5487	1.5305	1.4590	1.5078	1.5324	Al IV	0.6036	0.2871	0.6343	0.4640	0.5731	0.5205
Al VI	0.8236	0.8448	0.8818	0.8342	0.8778	0.8746	Al VI	0.4443	0.3091	0.3537	0.3306	0.3711	0.3756
Ti	0.0537	0.0573	0.0597	0.0557	0.0559	0.0537	Ti	0.0220	0.0363	0.0365	0.0540	0.0359	0.0480
Fe	2.5206	2.5022	2.4834	2.3091	2.3539	2.4090	Fe	1.4664	1.4607	1.5238	1.4634	1.4978	1.6283
Mn	0.0384	0.0430	0.0392	0.0310	0.0286	0.0429	Mn	0.0221	0.0282	0.0308	0.0307	0.0312	0.0274
Mg	1.5041	1.5291	1.4951	1.7229	1.6395	1.5766	Mg	3.0405	3.0588	3.0277	3.0183	3.0143	2.7921
Ca	2.1233	1.9894	1.9662	1.9767	1.9865	1.9792	Ca	1.9641	1.9646	2.0381	2.0178	2.0028	2.0342
Na	0.2881	0.3341	0.3705	0.3583	0.3327	0.3692	Na	0.1263	0.1490	0.1213	0.1349	0.1487	0.1568
K	0.3234	0.3218	0.3047	0.2961	0.3010	0.3095	K	0.0702	0.0407	0.0650	0.0610	0.0753	0.0807
	Berechnung auf Summe Ca=15, Minimum Fe 3+						Berechnung auf Summe Ca=15, Minimum Fe 3+						
(Ca+Na)B	2.1148	1.9940	1.9778	1.9880	1.9942	1.9877	(Ca+Na)B	1.9695	1.9834	2.0366	2.0294	2.0091	2.0471
	Berechnung auf Summe Fe=13, Maximum Fe 3+						Berechnung auf Summe Fe=13, Maximum Fe 3+						
Na B	0.1334	0.0070	0.0256	0.0162	0.0067	0.0142	Na B	0.0351	0.0191	0.0424	0.0339	0.0105	0.0545
Names:	Pa.Hb.	Pa.Hb.	Ed.Hb.	Ed.Hb.	Ed.Hb.	Pa.Hb.	Names:	A.Hb.	A.	A.Hb.	A.	A.Hb.	A.
	Ed.Hb. = Ferro-Edinitische Hornblende						A. = Aktinolit						
	Pa.Hb. = Ferroan Pargasitische Hornblende						A.Hb. = Aktinolitische Hornblende						

arbau ist häufig unregelmäßig fleckenhaft ausgebildet und es können sowohl Pistazit-reichere Kerne, die steigenden Metamorphosegrad anzeigen, als auch in einigen Proben Pistazit-reichere Ränder als Zeichen einer diaphthorischen Überprägung festgestellt werden.

Amphibol

Bei den analysierten Amphibolen handelt es sich ausnahmslos um rekristallisierte Ca-Amphibole, wobei wenig Al-führender schwach farblicher Aktinolit bzw. mehr Al-führende grünbläuliche edinitische bis pargasitische Hornblende festgestellt wurde (Tab. 5).

Die Amphibole geben nun bereits erste Anhaltspunkte über das Metamorphosegeschehen. So steigt beispielsweise entsprechend LEAKE (1965) und LIU et al. (1974) der Al₂O₃-Gehalt von Amphibol mit steigender Metamorphosetemperatur. Die Al-ärmeren Amphibole der Proben 143, 145 wurden nun weiter nördlich als jene Proben mit mehr Al₂O₃ (= BW3, 7, 51) entnommen. Da es sich überdies durchwegs um stark rekristallisierte Amphibole handelt, kann das festgestellte Absinken des Al₂O₃-Gehaltes der Amphibole mit der vom Zentralteil (Pernegger Dom) in Richtung Norden fallenden Regionalmetamorphose in Einklang gebracht werden.

Nach Arbeiten von BROWN (1977) und MOGESSI (1984) erlaubt die Crossit-Komponente bzw. der Ti-Gehalt von Amphibolen eine grobe Druckabschätzung für die Metamorphosebedingungen. Demzufolge können niedere bis mittlere Drucke erwartet werden.

Granat und Vesuvian

Die Granatanalysen von 3 Kalksilikatgesteinen zeigen ziemlich einheitliche Zusammensetzung. Wie im Anhang ersichtlich ist, handelt es sich dabei, obwohl die Andraditkomponente nicht bestimmt wurde, um ziemlich reine Grossulare, die durch ihr Auftreten einerseits auf sehr geringe XCO₂-Werte, andererseits durch die Paragenese mit Klinozoisit auf niedere bis mittlere Drucke hinweisen.

In einer Probe (= Czo-Px-Fels) wurde Vesuvian festgestellt und mikrochemisch bestimmt. So zeigt Vesuvian, der sowohl regional- als auch kontaktmetamorph auftreten kann, genauso wie Grossular niedere XCO₂-Werte an, und die beobachtete Paragenese mit Epidot ist nicht nur auf die Grünschieferfazies beschränkt, sondern kann entsprechend TROMMSDORF (1968) bis in die höchstgradige Amphibolitfazies auftreten.

2.2. Metapelite

Zu Beginn dieses Jahrhunderts untersuchten F. E. SUESS (1903, 1912), K. PRECLIK (1924, 1926) und L. WALDMANN (1928) die pelitischen Gesteine und bezeichneten sie als „Innere Phyllite“.

Die hier betrachteten, durchwegs dunkelgrauen Phyllite bis Glimmerschiefer, nehmen gemeinsam mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen den gesamten Bereich zwischen Weitersfelder Stengelgneisen und Bittescher Gneispaket ein und sind somit der Glimmerschiefer-Marmorserie nach HÖCK & VETTERS (1974) zuzurechnen.

Im Zentralteil der Moravischen Zone sind die Metapelite durch das Auftreten von Granat- und Staurolithporphyroblasten gekennzeichnet. Im Süd- und Nordteil der Thayakuppel fehlen hingegen Granat und Staurolith und die Gesteine sind im Gegensatz zum amphibolitfaziellen Zentralteil nur mehr grünschieferfaziell überprägt.

Vereinzelt deuten auftretende Kalkglimmerschiefer die enge primäre Verbindung zwischen Marmor und der Metapelitabfolge an. Überdies können in untergeordnete

Tabelle 6.
Ausgewählte Plagioklas- und Granat-Analysen von Metapeliten aus dem Gebiet von Fronsburg – Oberhöflein.
K = Messung im Kern; R = Messung am Rand.

	BW 75				BW 126			
	R	K	R	R/K	K	R	K	R
SiO ₂	63.12	63.67	63.61	63.08	64.09	63.66	64.04	63.97
Al ₂ O ₃	23.21	23.10	23.08	22.93	22.91	23.23	23.19	23.29
CaO	4.74	4.54	4.41	4.29	4.23	4.60	4.58	4.57
Na ₂ O	9.10	9.02	9.38	9.34	9.05	8.97	8.79	9.01
K ₂ O	0.09	0.07	0.10	0.06	0.05	0.05	0.09	0.05
Summe	100.26	100.40	100.57	99.71	100.34	100.50	100.69	100.89
Anzahl der Ionen auf Basis 8								
Si	2.786	2.801	2.798	2.797	2.817	2.798	2.806	2.800
Al	1.208	1.198	1.186	1.199	1.187	1.203	1.198	1.202
Ca	0.224	0.214	0.208	0.204	0.199	0.217	0.215	0.214
Na	0.779	0.769	0.800	0.804	0.771	0.764	0.747	0.764
K	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.003
Z	3.994	3.999	3.994	3.996	4.004	4.001	4.004	4.002
X	1.008	0.987	1.013	1.012	0.973	0.984	0.967	0.981
An	22.2	21.6	20.5	20.1	20.5	22.1	22.2	21.8
Ab	77.3	77.9	78.9	79.5	79.2	77.6	77.3	77.8
Or	0.5	0.5	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4
R ----- R/K ----- K ----- K ----- R								
SiO ₂	37.45	37.47	37.30	37.34	37.37	37.38	37.20	37.19
Al ₂ O ₃	21.08	21.08	21.35	21.16	21.28	21.19	21.04	20.95
FeO*	35.09	33.74	32.11	31.47	35.01	34.37	33.67	33.97
MnO	2.46	3.30	5.01	5.78	2.40	2.73	3.18	3.04
MgO	2.71	2.62	2.14	2.24	2.74	2.58	2.57	2.64
CaO	1.46	1.48	2.20	2.40	1.48	1.37	2.00	1.89
Summe	100.25	99.69	100.11	100.39	100.28	99.62	99.66	99.68
Anzahl der Ionen auf Basis 12								
Si	3.012	3.024	3.004	3.003	3.003	3.019	3.008	3.008
Al	1.998	2.005	2.027	2.006	2.015	2.017	2.005	1.997
Fe	2.360	2.277	2.163	2.117	2.353	2.321	2.277	2.298
Mn	0.168	0.226	0.342	0.394	0.163	0.187	0.218	0.208
Mg	0.325	0.315	0.257	0.269	0.328	0.311	0.310	0.318
Ca	0.126	0.128	0.190	0.207	0.127	0.119	0.173	0.164
Y	2.979	2.946	2.952	2.987	2.971	2.938	2.978	2.988
Alm	79.2	77.3	73.3	70.9	79.2	79.0	76.5	76.9
Spes.	5.6	7.7	11.6	13.2	5.5	6.4	7.3	7.0
Pyr.	10.9	10.7	8.7	9.0	11.0	10.6	10.4	10.6
Gros.	4.3	4.3	6.4	6.9	4.3	4.0	5.8	5.5

ter Rolle auch quarzitische Glimmerschiefer in dieser Paragesteinsserie beobachtet werden.

Granat

Die hypidiomorphen bis idiomorphen Granatkörner zeichnen sich durchwegs durch helizitisch angeordnetes Interngefüge aus, das syntektonisches Granatwachstum belegt. Dieses s_1 ist jedoch manchmal nur an Granaträndern feststellbar; an solchen Granatkörnern sind Kernbereiche einschlußärmer und weniger pigmentiert, und es könnte sich dabei um prätektonische Kernbereiche mit syntektonisch gesprossenen Anwachsäumen handeln.

Mineralchemisch (siehe Tab. 6 + 7) betrachtet handelt es sich um Almandin-reiche Granate (bis zu 79 Mol. % Almandin; Andradit-Komponente wurde nicht bestimmt). Die Granate zeigen eine schwache bis deutliche Zonierung, und zwar in der Weise, daß gemeinsam MnO und CaO in Richtung Kern ansteigen, während FeO und MgO zum Rand hin ansteigen. Die analysierten Granate zeigen also einen stetigen Abfall des MnO vom Kern zum Rand, sowie ein Ansteigen des XMg vom Kern zum Rand, was für progressives Wachstum üblich ist.

Staurolith

Die hypidiomorphen bis idiomorphen Staurolithe weisen meist zahlreiche Quarzeinschlüsse auf und zeigen gegenüber dem s_0 ein unverlegtes, manchmal leicht wellig verlaufendes s_1 . Andeutungsweise können typische Durchkreuzungszwillinge beobachtet werden. Retrograde Einflüsse äußern sich manchmal durch Anlage eines Chlorit- und Serizitfilzes besonders schön.

Die mineralchemisch untersuchten Staurolithe zeigten keine Besonderheiten und sind im wesentlichen sehr homogen.

Plagioklas

Plagioklas tritt stets mengenmäßig gegenüber Quarz deutlich zurück und kann in manchen Proben gänzlich fehlen. Bei den stichprobenartig analysierten Körnern (Tab. 6) handelte es sich ausnahmslos um Oligoklase, die fallweise als Zeichen der progressiven Metamorphose invers zoniert sind.

An weiteren Hauptphasen treten in den Metapeliten Hellglimmer mit z. T. bedeutender Paragonit-Komponente, jedoch mit unbedeutender Phengit-Substitution,

Tabelle 7.
 Weitere Granat-Analysen von Metapeliten.
 Probenbezeichnung wie in Tab. 6. K = Messung im Kern; R = Messung am Rand.

	R	R/K	K	K	R	R	K	K/R	
SiO ₂	37.45	37.47	37.30	37.34	37.37	37.38	37.20	37.19	
Al ₂ O ₃	21.08	21.08	21.35	21.16	21.28	21.19	21.04	20.95	
FeO*	35.09	33.74	32.11	31.47	35.01	34.37	33.67	33.97	
MnO	2.46	3.30	5.01	5.78	2.40	2.73	3.18	3.04	
MgO	2.71	2.62	2.14	2.24	2.74	2.58	2.57	2.64	
CaO	1.46	1.48	2.20	2.40	1.48	1.37	2.00	1.89	
Summe	100.25	99.69	100.11	100.39	100.28	99.62	99.66	99.68	
Anzahl der Ionen auf Basis 12									
Si	3.012	3.024	3.004	3.003	3.003	3.019	3.008	3.008	
Al	1.998	2.005	2.027	2.006	2.015	2.017	2.005	1.997	
Fe	2.360	2.277	2.163	2.117	2.353	2.321	2.277	2.298	
Mn	0.168	0.226	0.342	0.394	0.163	0.187	0.218	0.208	
Mg	0.325	0.315	0.257	0.289	0.328	0.311	0.310	0.318	
Ca	0.126	0.128	0.190	0.207	0.127	0.119	0.173	0.164	
Y	2.979	2.946	2.952	2.987	2.971	2.938	2.978	2.988	
Alm	79.2	77.3	73.3	70.9	79.2	79.0	76.5	76.9	
Spes.	5.6	7.7	11.6	13.2	5.5	6.4	7.3	7.0	
Pyr.	10.9	10.7	8.7	9.0	11.0	10.6	10.4	10.6	
Gros.	4.3	4.3	6.4	6.9	4.3	4.0	5.8	5.5	

	BW 75						BW 126				
	R	R/K	K	K	K/R	R	R	R	K	K/R	R
SiO ₂	37.22	36.81	37.25	37.24	37.14	37.10	37.23	37.59	37.34	37.36	37.19
Al ₂ O ₃	21.02	20.95	21.16	21.02	21.04	21.14	21.01	21.16	21.05	21.09	21.04
FeO *	32.86	31.95	31.11	31.28	31.19	32.21	32.30	33.56	33.33	33.43	34.61
MnO	4.34	5.45	6.49	6.30	6.31	5.90	5.75	0.75	1.29	1.16	0.85
MgO	2.87	3.07	2.67	2.73	2.73	2.68	2.70	2.46	1.96	2.56	2.56
CaO	1.37	1.50	1.47	1.48	1.47	1.47	1.37	4.11	5.01	4.10	2.91
Summe	99.68	99.73	100.15	100.05	99.88	100.50	100.36	99.63	99.98	99.70	99.16
Anzahl der Ionen auf Basis 12											
Si	3.008	2.981	3.000	3.003	3.000	2.986	2.999	3.020	3.004	3.006	3.012
Al	2.002	2.000	2.009	1.998	2.003	2.006	1.995	2.004	1.996	2.000	2.008
Fe	2.221	2.164	2.096	2.110	2.107	2.168	2.176	2.255	2.243	2.249	2.344
Mn	0.297	0.374	0.443	0.430	0.432	0.402	0.392	0.051	0.088	0.079	0.058
Mg	0.346	0.374	0.321	0.328	0.329	0.322	0.324	0.295	0.235	0.307	0.309
Ca	0.119	0.130	0.127	0.128	0.127	0.127	0.118	0.354	0.432	0.353	0.253
Y	2.983	3.039	2.987	2.996	2.995	3.019	3.010	2.995	2.998	2.988	2.964
Alm.	74.5	71.2	70.2	70.4	70.4	71.8	72.3	76.4	74.8	75.3	79.1
Spes.	9.9	12.3	14.8	14.4	14.4	13.3	13.0	1.7	2.9	2.6	2.0
Pyr.	11.6	12.2	10.7	10.9	11.0	10.7	10.8	9.9	7.8	10.3	10.4
Gros.	4.0	4.3	4.3	4.3	4.2	4.2	3.9	12.0	14.5	11.8	8.5

sowie Biotit (Lepidomelan – Meroxen) und Chlorite (Ripidolithe) auf.

Akzessorisch findet man Turmalin, Ilmenit, Zirkon und Rutil.

Chemismus

Das in Abb. 4 angeführte A-F-M-Diagramm nach J.B. THOMPSON (1957) findet für die Darstellung pelitischer Gesteine häufig Verwendung. Neben den eingezeichneten chemischen Analysen und Phasen sind zusätzlich noch Quarz und Muscovit (= Projektionspunkt) vorhanden. In dieser Darstellung lassen sich nicht nur die

Pauschalchemismen, sondern auch die charakteristischen Paragenesen besonders deutlich erkennen.

Die Chemismen der Proben BW86, 61, 102 sind Al₂O₃-reicher und die zu beobachtende Paragenese Staurolith + Almandin + Biotit (±Musk, Q) ist für solche Chemismen charakteristisch. Der in BW86, 126 auftretende Chlorit kann somit als eine spätere sekundäre Bildung betrachtet werden und koexistiert nicht mit Staurolith.

Für Chemismen unterhalb der Konode Chlorit – Almandin kann hingegen die charakteristische Paragenese

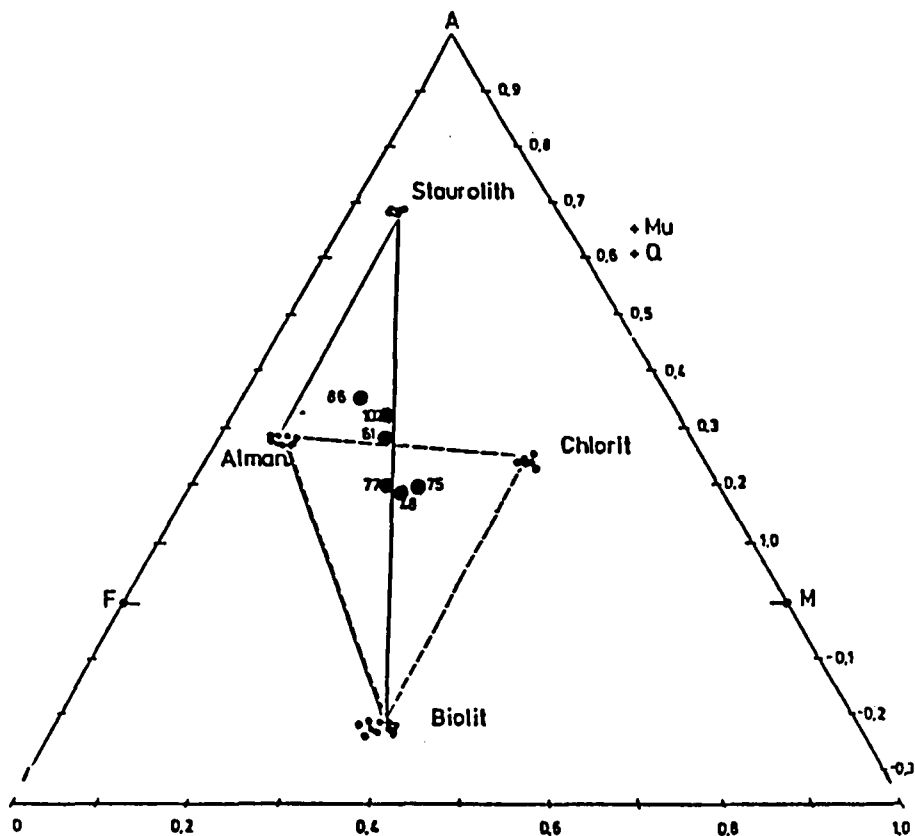


Abb. 4.
AFM Diagramm nach J.B. THOMPSON (1957)
mit korrigierten Pauschalchemismen der
Metapelite.

Almandin – Biotit – Chlorit lauten; tatsächlich fehlt diesen Proben Staurolith.

3. Zur Metamorphose der Metasedimente

Bereits seit den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts ist bekannt, daß in der Moravischen Zone nicht nur die alles überprägende aufsteigende Regionalmetamorphose gewirkt hat, sondern auch noch – wenn auch nicht immer deutlich zu erkennen – andere Metamorphosen die Gesteinsserien erfaßt haben. Die auf WALDMANN zurückgehende und von FRASL (1968) überarbeitete Gliederung in Alt-, Mittel- und Jungmoravische Phase mit den entsprechenden Metamorphosestufen kann man als Ausgangspunkt bei der Diskussion der einzelnen Metamorphosearten betrachten.

Kontaktmetamorphose

Die Existenz einer (altmoravischen) Kontaktmetamorphose ist für einen Teil der Moravischen Zone, etwa im Dach des Thayabatholithen seit langem bekannt (PRECLIK, 1926). Sie wurde jedoch für die restlichen Teile von manchen Autoren immer wieder in Zweifel gestellt. Nun konnten etliche Anzeichen für die Existenz einer Kontaktmetamorphose auch in den Hangendbereichen des Moravikums festgestellt werden. Die an den Bittescher Gneis gebundenen Kalksilikatgesteine liefern diesbezüglich zahlreiche wichtige Informationen, obwohl in diesem schlecht aufgeschlossenen Gebiet die Grenzverhältnisse zwischen Bittescher Gneis und den Metasedimenten schwer zu studieren sind. Wie eingangs kurz erwähnt sind die Kalksilikatgesteine nicht nur im unmittelbar Liegenden des Bittescher Gneises,

sondern auch im Bittescher Gneis eingeschaltet anzutreffen.

Der Grenzbereich von Bittescher Gneisen und/oder Aplitgneisen und den Kalksilikatgesteinen ist im „Fellinger Grund“ so gut aufgeschlossen, daß man über die Kontaktverhältnisse beider Gesteinsgruppen Aussagen treffen kann. So zeigt sich an dieser Lokalität ein ca. 1/2 m mächtiger Aplitgang, der die Kalksilikatgesteine quer durchschlägt. Weiters sind in diesem Bereich intensive aplitische Durchtränkungen von Kalksilikatgesteinen durch Aplite keine Seltenheit. Man kann hier also von einem Intrusionsverband zwischen Bittescher Gneis und Kalksilikatgesteinen sprechen. Dieser Intrusionsverband weist nun nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose hin, sondern auch darauf, daß zumindest einige Teile der Metasedimentabfolge vorgranitisches Alter haben. In diesem Rosentalzug (vgl. auch BERNROIDER, 1983) treten auch immer wieder Kalksilikatgesteine auf, die ihre hornfelsartige Textur trotz der späteren intensiven Auswalzung der gesamten Gesteinsabfolge noch sehr gut erhalten haben. Überdies wurden zahlreiche vom mm- bis cm-Bereich aplitisch injizierte Lesesteine gefunden. Die Aplitlagen sind dabei nicht nur s-parallel angeordnet, sondern durchschlagen sehr häufig auch das Kalksilikatgestein quer zur Schieferung. Die beobachteten Mineralparagenesen mit Diopsid/Salit, Grossular und auch Vesuvian sind bei einer Kontaktmetamorphose für mergelige Metasedimente typisch, auch wenn sie durch die starke Regionalmetamorphose überprägt wurden und es z.T. zur Rekristallisation einzelner Phasen kam (z.B. Amphibol). So würde beispielsweise, wenn die Staurolith-Bildung der Regionalmetamorphose zugeordnet wird (siehe unten), nach METZ (1970), eine regionalmetamorphe Bildung von Diopsid erst bei einem höheren Grad der Metamorphose ablaufen als die Staurolith-Bildung. Dies

spricht also ebenfalls für eine frühere kontaktmetamorphe Bildung des Diopsids gegenüber dem regionalmetamorph gebildeten Staurolith. Möglicherweise sind auch die oben beschriebenen prätektonischen einschlußarmen Granatkerne in den Metapeliten damit in Verbindung zu bringen. Die syntektonischen Granatränder müßten der aufsteigenden Regionalmetamorphose zugeordnet werden, die auch im Zentralteil dafür verantwortlich zeichnet, daß Diopsid stabil bleiben konnte.

Im Nordteil der Moravischen Zone, also in Bereichen geringerer regionalmetamorpher Überprägung, ist Diopsid, Grossular und Vesuvian, zumindest in meinen Handstücken, nicht mehr zu finden; dagegen tritt hier fallweise Dolomit auf. Auch im Süden stellt FRASL (1983) eigentümlich „getüpfelte Marmore“ fest, bei denen es sich durchwegs auch um ehemalige Pyroxenmarmore handeln könnte, wobei bei der neuerlichen, im Süden geringeren, Aufwärmung und ?Stoffverschiebung durch die Regionalmetamorphose Pyroxen instabil geworden ist. Pyroxen, der bei allen Grossular-führenden Kalksilikatgesteinen vorhanden ist, ist zweifellos älter als Grossular, da er von diesem häufig eingeschlossen ist.

Zusammenfassend scheint mir eine Kontaktmetamorphose in Verbindung mit einer hochplutonischen Intrusion in einen seichten Sedimentationskörper als wahrscheinlich.

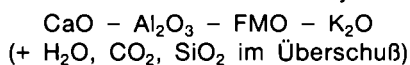
Regionalmetamorphose

Die Regionalmetamorphose kann als der dominierende Metamorphoseakt in der Moravischen Zone angesehen werden.

Mineralchemische sowie paragenetische Untersuchungen und daraus ableitbare Thermometrie- und Barometrieberechnungen, die hier zusammengefaßt dargestellt werden, lassen Aussagen über die Intensität der Regionalmetamorphose zu.

3.1. Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore

Um die in den Kalksilikatgesteinen auftretenden Mineralphasen umfassend darstellen zu können, muß zunächst ein geeignetes System ausgewählt werden, welches für die Diskussion der natürlichen Phasenbeziehungen mit experimentell bestimmten Phasendiagrammen in Frage kommt. Die Stabilität der Mineralphasen in Karbonatsystemen hängt dabei nicht nur von den herrschenden P-T-Bedingungen, sondern auch von Faktoren wie Pauschalchemismus oder der Zusammensetzung der fluiden Phase ab. Unter gewissen Vereinfachungen kann die Vielzahl der in Kapitel 2.1. beschriebenen Mineralphasen mit guter Näherung in dem überschaubaren vereinfachten System



dargestellt werden. Für die P-T-XCO₂ Abschätzungen der maßgeblich am Aufbau beteiligten Phasen der Kalksilikatgesteine bzw. Kalksilikatmarmore mit experimentell bestimmten Phasendiagrammen müssen jedoch weitere Vereinfachungen durchgeführt werden; so werden Amphibol und Pyroxen als Al-freie Endglieder (Tr, Di), Klinozoisit/Epidot als Fe₃₊ freies Äquivalent des Zoisits, Karbonat als reiner Calcit, Granat als reiner Grossular, Plagioklas als reiner Anorthit und Vesuvian als reines Ca-Mg-Al-Silikat betrachtet. Unter solchen

Vereinfachungen lassen sich nun isobare univariante Reaktionen ableiten und mit experimentellen isobaren T-XCO₂-Diagrammen vergleichen, sowie mit verschiedenen Datensätzen berechnen, die nicht nur eine Temperaturabschätzung, sondern auch eine Abschätzung der fluiden Phase während des Hauptaktes der Metamorphose erlauben (siehe dazu Abb. 5 bis Abb. 7).

Unter Berücksichtigung dieser Vereinfachungen wurden nun mit dem Programm GEO-CALC nach dem Datensatz von BERMAN et al. (1985, 1988) die für die Kalksilikatgesteine interessanten Mineralreaktionen berechnet und für den relevanten Druck (siehe später) in einem T-XCO₂-Schnitt dargestellt (Abb. 5). In diesem T-XCO₂-Phasendiagramm für das Teilsystem CaO - Al₂O₃ - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ sind die wichtigsten isobaren, divarianten, univarianten und invarianten Phasenbeziehungen dargestellt.

Nachdem nun Wollastonit bzw. die Paragenese Dolomit und Diopsid nicht beobachtet wurde, kann die Reaktion 1 bzw. 9 als obere Temperaturgrenze für die Regionalmetamorphose angesehen werden. Bei genügend kleinen XCO₂-Werten wäre allerdings auch bei den nachfolgend abgeschätzten Temperaturen eine Wollastonit- und Dolomitbildung entsprechend den Reaktionen 1 und 9, möglich. Für die Granat-führenden Kalksilikatgesteine sind die Reaktionen 2,4 und 7 sehr mar-

Tabelle 8.

Stöchiometrie im System CaO - Al₂O₃ - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ (1-14) und im System CaO - MgO - SiO₂ - K₂O - Al₂O₃ - H₂O - CO₂ (15-30).

Cc = Calcit; Do = Dolomit; Q = Quarz; An = Anorthit; Gro = Grossular; Di = Diopsid; Zo = Zoisit; Phl = Phlogopit; Tr = Tremolit; Ms = Muskovit.

- 1) 1 Cc + 1 Q = 1 Wo + 1 CO₂
- 2) 1 An + 1 Cc + 1 Wo = 1 Gro + 1 CO₂
- 3) 1 Gro + 1 Q = 2 Wo + 1 An
- 4) 1 Gro + 2 CO₂ = 1 Q + 2 Cc + 1 An
- 5) 3 An + 1 Cc + 1 H₂O = 2 Zo + 1 CO₂
- 6) 5 An + 1 Gro + 2 H₂O = 4 Zo + 1 Q
- 7) 5 Cc + 3 Q + 2 Zo = 3 Gro + 1 H₂O + 5 CO₂
- 8) 3 Cc + 2 Q + 1 Tr = 5 Di + 1 H₂O + 3 CO₂
- 9) 3 Cc + 1 Tr = 1 Do + 4 Di + 1 H₂O + 1 CO₂
- 10) 5 Do + 8 Q + 1 H₂O = 1 Tr + 3 Cc + 7 CO₂
- 11) 9 An + 5 Do + 8 Q + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 10 CO₂
- 12) 2 Q + 1 Tr + 6 Zo = 5 Di + 9 An + 4 H₂O
- 13) 10 Cc + 3 Di + 4 Zo = 6 Gro + 3 Do + 2 H₂O + 4 CO₂
- 14) 9 An + 4 Di + 1 Do + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 2 CO₂
- 15) 3 An + 1 Do + 3 Phl + 10 Q + 2 H₂O = 2 Tr + 3 Ms + 2 CO₂
- 16) 3 Cc + 1 Phl + 3 CO₂ = 1 Kfs + 3 Do + 1 H₂O
- 17) 1 An + 2 Cc + 1 Phl + 4 CO₂ = 2 Q + 1 Ms + 3 DO
- 18) 5 An + 1 Cc + 5 Phl + 14 Q + 3 H₂O = 3 Tr + 5 Ms + 1 CO₂
- 19) 1 Cc + 1 Ms + 2 Q = 1 Kfs + 1 An + 1 H₂O + 1 CO₂
- 20) 6 Cc + 5 Phl + 24 Q = 3 Tr + 5 Kfs + 2 H₂O + 6 CO₂
- 21) 6 Ms + 3 Tr = 12 Q + 1 Kfs + 5 Phl + 6 An + 4 H₂O
- 22) 6 Cc + 12 Ms + 3 Tr = 7 Kfs + 5 Phl + 12 An + 10 H₂O + 6 CO₂
- 23) 4 An + 5 Cc + 4 Phl + 9 CO₂ + 1 H₂O = 1 Tr + 4 Ms + 7 Do
- 24) 18 An + 12 Di + 1 Phl + 8 H₂O = 12 Zo + 3 Tr + 1 Kfs
- 25) 9 An + 5 Di + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 2 Q
- 26) 12 Di + 1 Phl + 6 CO₂ + 2 H₂O = 3 Tr + 1 Kfs + 6 Cc
- 27) 12 Ms + 3 Tr + 12 Zo = 7 Kfs + 5 Phl + 30 An + 16 H₂O
- 28) 1 Ms + 2 Q + 2 Zo = 1 Kfs + 4 An + 2 H₂O
- 29) 10 Cc + 12 Ms + 3 Tr = 8 Zo + 7 Kfs + 5 Phl + 6 H₂O + 10 CO₂
- 30) 4 Cc + 3 Ms + 6 Q = 2 Zo + 3 Kfs + 2 H₂O + 4 CO₂

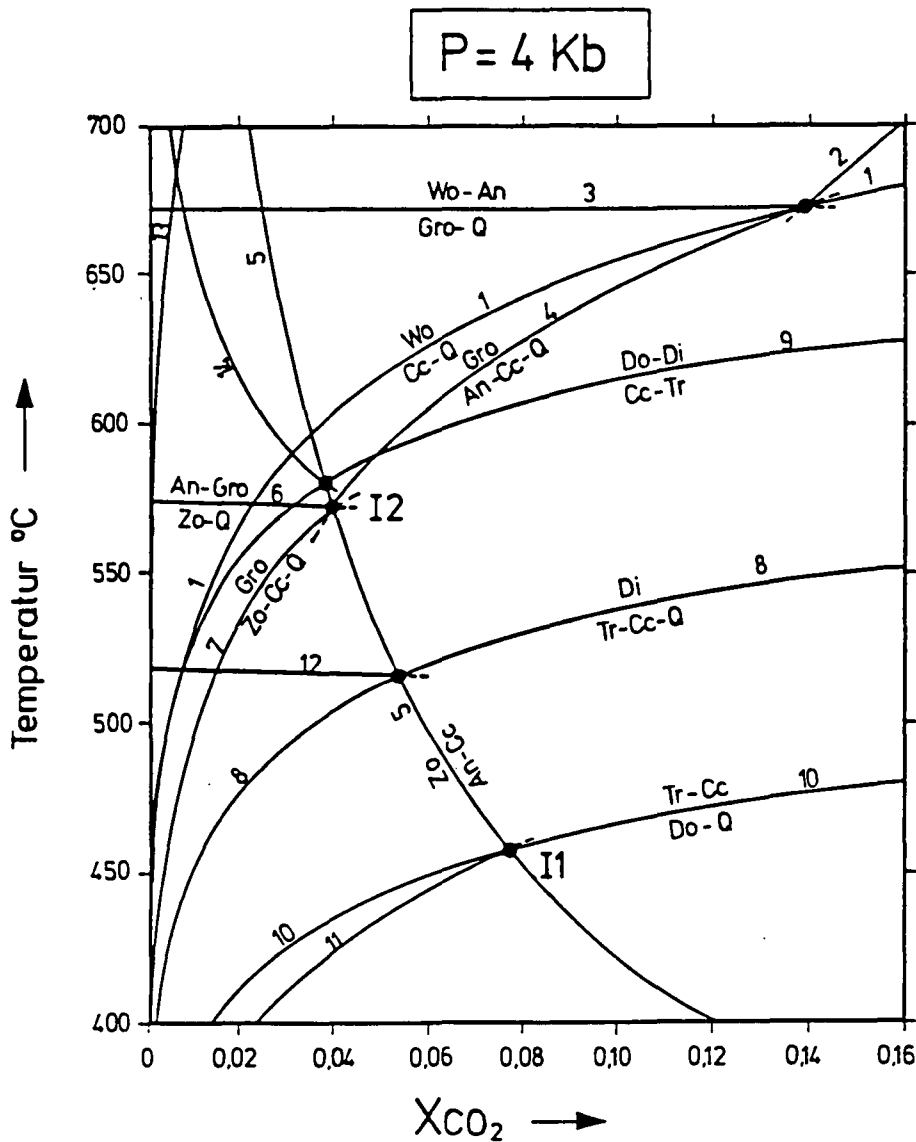


Abb. 5.
T-XCO₂-Schnitt im System CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - CO₂.
Die Stöchiometrie der Reaktionen ist aus Tab. 8 ersichtlich.

kant, da sie für dieses Teilsystem bei gleichzeitigem Fehlen von Wollastonit- bzw. Dolomitparagenesen, die Stabilitätsgrenzen von Grossular darstellen. Wie die Paragenesen zeigen, kommen für die Grossularbildung je nach Zusammensetzung der fluiden Phase und Pauschalchemismus die Reaktionen 7, 4 und möglicherweise 6 in Frage. Diese Grossular-, Diopsid/Salit- und Vesuvian-führenden Paragenesen wurden nur im Zentralteil der Moravischen Zone festgestellt. Hier konnte sich auch, abgesehen von Stoffverschiebungen, der primäre kontaktmetamorphe Mineralbestand erhalten; nur ist dieser durch die intensive regionalmetamorphe Überprägung von jüngeren Phasen kaum mehr zu trennen. Da im Zentralteil Wollastonit- und Dolomitparagenesen fehlen, kann das Stabilitätsfeld der Kalksilikatgesteine durch die Reaktionen 1, 9 bzw. 10 eingegrenzt werden. Der Bereich um den invarianten Punkt I2 scheint für die T-XCO₂-Abschätzung maßgeblich zu sein.

In den Kalksilikatgesteinen sind jedoch auch immer wieder Anzeichen einer weiteren schwächeren Überprägung, die sich beispielsweise durch die Neubildung von Klinozoisit auf Kosten von Plagioklas (+ Calcit) äußert, feststellbar.

Zum besseren Vergleich wurden einige Reaktionen um diesen invarianten Punkt I2 noch mit dem Daten-

satz nach GOTTSCHALK (1988) berechnet und in den Abb. 6 und 7 dargestellt. Wie man aus diesen Abbildungen erkennen kann, verschiebt sich I2 mit steigenden Drücken zu höheren T-XCO₂-Werten. Überdies befindet sich das Stabilitätsfeld der Kalksilikatgesteine auf der H₂O-reichen Seite, also bei niederen XCO₂-Werten. Im Vergleich zum Datensatz von BERMAN et al. (1985, 1988) zeigen sich bezüglich der Lage von I2 nur geringe Unterschiede.

Bevor man nun die Metamorphosebedingungen mittels dieser T-XCO₂-Phasendiagramme abschätzt, muß noch in Betracht gezogen werden, daß die vorliegenden Phasen meist keine reinen Phasen darstellen und man muß somit mit gewissen Abweichungen von den „idealen Reaktionskurven“ rechnen. – Die größten Abweichungen sind dabei bei Plagioklas und Zoisit zu erwarten; so liegt tatsächlich nicht reiner Anorthit, sondern An-Gehalte bis maximal 50 Mol.-% vor, und bei den Epidotmineralen handelt es sich auch nicht um reinen Zoisit. Grossular und Diopsid kommen hingegen den reinen Phasen ziemlich nahe. Fallende An-Gehalte im Plagioklas würden so z.B. die Reaktionen 5 und 4 zu niederen T-XCO₂-Werten verschieben. Steigender Fe³⁺-Einbau und fallende Grossularkomponente verschieben die Reaktion 5 bzw. 4 hingegen zu höheren XCO₂-Werten.

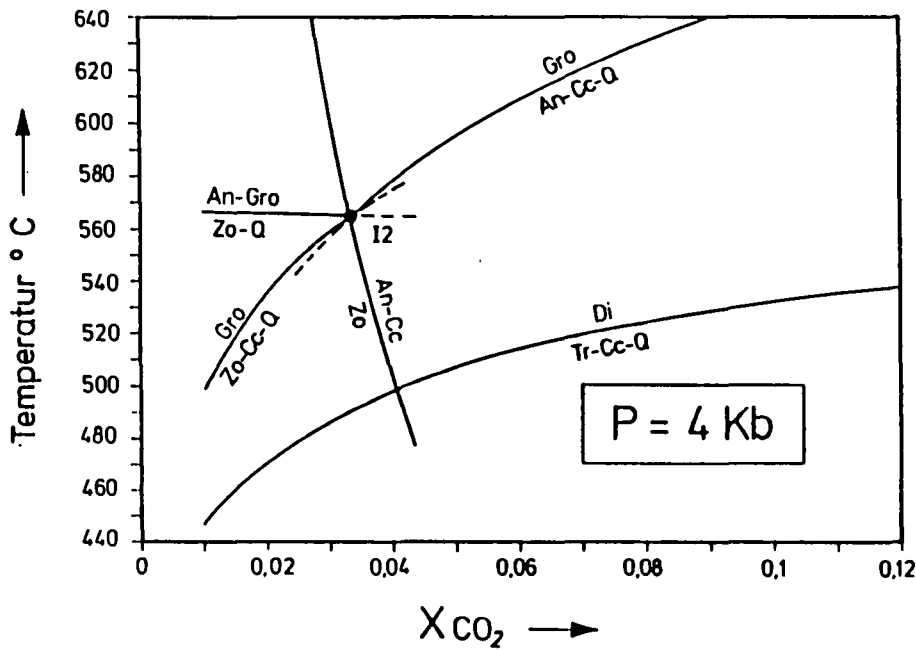
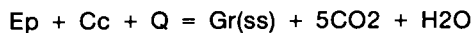


Abb. 6.
T-XCO₂-Schnitt um I2 bei P = 4 Kb entsprechend dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988).

Zusätzlich werden für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen einige nachfolgend angeführte experimentell bestimmte und dieses System betreffende Mineralreaktionen herangezogen. So gibt STORRE (1970) für die Grossular-bildende Reaktion 7 eine Umwandlungstemperatur bei Pf = 1 Kbar von 470–480°C (XCO₂ = 0,2) an. Für einen definierten Fe³⁺-Gehalt gibt CHATTERJEE (1967) für die Reaktion



für einen Gesamtdruck von 1 Kb, XCO₂ > 0,12, Temperaturen von 530 bis 540°C an.

Die in den Kalksilikatgesteinen häufig beobachtete Paragenese Zo + Cc + Q hat nach GORDON & GREENWOOD (1971) bei einem Gesamtdruck von 2 Kb eine obere Stabilität von ca. 520°C (XCO₂ = 0,08); ebenso geben beide Autoren an, daß Grossular bei Abwesen-

heit von Wollastonit bei einem Gesamtdruck von 2 Kb und einem XCO₂ < 0,15 nur bis maximal 590°C stabil sein kann. Diese experimentell bestimmten Angaben gelten, wie oben kurz angedeutet, jedoch für reine Systeme.

Stellt man nun zwei Phasendiagramme (KERRICK, 1976; RICE, 1983) und die Berechnungen nach dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988) bzw. die Ergebnisse, die mit dem Programm GEO-CALC (BERMAN et al., 1985, 1988) erzielt wurden, gegenüber und, zieht man die vorhergehenden Ausführungen in Betracht, so können die P-, T- und XCO₂-Bedingungen während der Regionalmetamorphose für den Bereich der stärksten Aufwärmung gut abgeschätzt werden.

Aus den Arbeiten von RICE (1983) und KERRICK (1974) können nachfolgende T-XCO₂-Werte gewonnen werden:

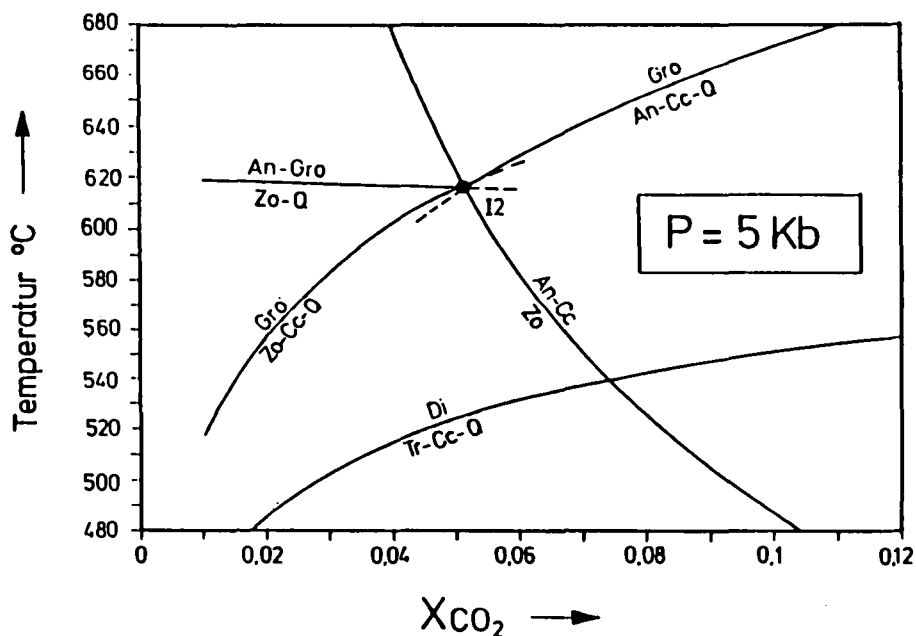


Abb. 7.
T-XCO₂-Schnitt um I2 bei P = 5 Kb entsprechend dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988).

RICE (1983)	KERRICK (1974)
Pf = 2 Kb: I1 liegt bei 575°C, XCO ₂ = 0,14 I2 liegt bei 490°C, XCO ₂ = 0,065	2kb: und Gr(90) und Pistazit (15) I2: 470°C, XCO ₂ < 0,1
Pf = 5 Kb: I1 liegt bei 710°C, XCO ₂ = 0,18 I2 liegt bei 625°C, XCO ₂ = 0,11	

Im Vergleich zu den Daten von RICE (1983) für 5 Kb zeigen sich ebenfalls recht ähnliche T-Werte, jedoch noch bedeutend geringere Werte für XCO₂. Alle Ergebnisse verdeutlichen, daß die Zusammensetzung der fluiden Phase sehr wasserreich gewesen sein muß. XCO₂-Werte um 0,04 spiegeln dies recht deutlich wider. Überdies können lokale geringe Schwankungen der fluiden Phase bereits zur Realisierung anderer charakteristischer Paragenesen führen. Durch die Nähe zum Bittescher Gneis bzw. zu aplitischen bzw. pegmatitischen Injektionen muß mit solchen (geringen) Schwankungen der fluiden Phase und damit verbundener Ausbildung anderer Paragenesen gerechnet werden. Dies gilt vor allem für Kalksilikatgesteine, die etwas weiter vom Kontakt entfernt waren und nie Grosular-führende Paragenesen zeigten.

Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die „unreinen Phasen“ noch eine Verschiebung des Stabilitätsfeldes zu niederen T-XCO₂-Werten bewirken, kann mit Temperaturen von rund 520° (±40) und einem XCO₂ < 0,04 bei 4 Kb für den Zentralteil, also jenen Teil mit der stärksten Aufwärmung, gerechnet werden. In den schwächer metamorphen Anteilen des Moravikums könnte Pyroxen, der dort nicht beobachtet wurde, entsprechend der Reaktion 8 zugunsten einer Amphibol-Bildung verschwinden. Einige Proben aus dem schwach metamorphen Nordende der Thayakuppel führen hingegen bereits Dolomit, der entsprechend Reaktion 10 auftreten könnte. Dies bedeutet, daß hier, je nach Zusammensetzung der fluiden Phase, Temperaturen unter 450°C (bei 4 Kbar) realisiert waren.

Eine weitere Möglichkeit, die Metamorphosebedingungen abzuschätzen, bietet das „Plagioklas-Amphibol-Thermometer“ nach SPEAR (1980). Dieses empirisch kalibrierte Thermometer betrachtet die Austauschreaktion

2 Albit + Tschermakit = 2 Anorthit + Glaucophan, also den NaSi = CaAl-Austausch zwischen Plagioklas und Amphibol. Obwohl bei diesem Thermometer einige Unsicherheiten auftreten, die in erster Linie bei der Berechnung der Amphibol-Formel (Ca/Na in M4-Position) zu finden sind, zeigten die erzielten Ergebnisse relativ gute Übereinstimmung zu den vorhergehenden T-Abschätzungen. Dieses Thermometer wurde bei Amphibol-Plagioklas-Paragenesen von 3 Kalksilikatgesteinen angewandt, die aus unterschiedlichen Bereichen stammen. Vom Zentralteil (BW7) in Richtung Norden (BW143) wurden dabei abnehmende Temperaturbereiche errechnet, was mit den vom Zentralteil in Richtung Norden abnehmenden Metamorphosebedingungen korreliert werden kann:

BW7	490°C bis 540°C	Zentralteil (Raisdorf)
BW51	450°C bis 520°C	
BW143	430°C bis 480°C	Staatsgrenze zur ČSSR

Diese Metamorphoseabnahme zeigt sich auch in geringeren An-Werten im Plagioklas sowie durch geringeren Al₂O₃-Einbau in Amphibol.

Wie zusätzliche mineralchemische Aspekte andeuten, weisen die regionalmetamorph rekristallisierten Amphi-

bole weiters auf niedrige bis mittlere Druckverhältnisse während der Metamorphose hin (siehe Mineralchemie).

3.2. Moravische Marmore

Während WALDMANN (1928) die „moravischen Kalke“ und die damit stets in enger Verbindung stehenden Kalkglimmerschiefer von den hochmetamorphen moravischen Gruppen abtrennt, bezeichnet FRASL (1968) diese „moravischen Kalke“ als Marmor und weist darauf hin, daß die invers zonierte Plagioklas (Oligoklas-Andesin) der mittelgradigen Regionalmetamorphose der anschließenden Metasedimentserie zuzurechnen sind (vgl. FRASL, 1968, 1977).

Die im Moravischen Marmor beobachteten Mineralphasen wie Calcit, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz, Tremolit-Aktinolit und Chlorit können im vereinfachten Mergelsystem K₂O – CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O – CO₂ beschrieben werden. (Auch Dolomit wurde in einigen Proben vom Nordende der Thayakuppel festgestellt).

Die Moravischen Marmore zeichnen sich im Vergleich zu den eben besprochenen Kalksilikatmarmoren durch das Fehlen von Pyroxen, Granat, Vesuvian und Zoisit aus.

Für die Moravischen Marmore des Zentralteiles scheinen nun als wesentlich die Paragenesen Bi + Cc + Q, Mu + Cc + Q sowie vereinzelt Tr + Cc + Q, wobei fallweise Kf und Plag hinzutreten können. Wie bereits angedeutet, tritt bei gegebenen Pauschalchemismen in den schwächer metamorphen Nord- und wahrscheinlich auch Südteilen des Moravikums zusätzlich Dolomit auf.

Im isobaren T-XCO₂-Schnitt in Abb. 8, ebenfalls mit GEO-CALC gerechnet, kann aufgrund der beobachteten Paragenesen wiederum ein Stabilitätsfeld der Moravischen Marmore abgegrenzt werden. Die Stöchiometrie der Reaktionen ist in Tab. 8 zusammengefaßt.

Dabei wurden hier wiederum nur „reine Phasen“ gerechnet, und man muß somit die oben erwähnten Abweichungen für natürliche Phasen bei der Abschätzung der Metamorphosebedingungen in Betracht ziehen.

Besonders interessant ist der Bereich um die invarianten Punkte I3 und I4. Die unvarianten Reaktionen 8 und 5 bzw. 10 und 23 sind für den Zentralteil, nachdem weder Diopsid noch Zoisit bzw. Dolomit auftritt, markante Grenzlinien des Stabilitätsfeldes. Für den schwächer metamorphen Nordteil der Thayakuppel dürften, je nach XCO₂, Temperaturen unter bzw. bei höheren XCO₂-Werten knapp über dem invarianten Punkt 4 realisiert sein.

Vergleicht man das Stabilitätsfeld des Moravischen Marmors mit jenem der Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore, so zeigt sich, daß ersteres bei etwas niederen Temperaturbereichen, jedoch bei etwas höheren XCO₂-Werten liegt. Für den relevanten Druck um 4 Kb können die invarianten Punkte I3 und I4 mit 510°C, XCO₂ bei 0,165 bzw. mit 500°C, XCO₂ bei 0,31 angegeben werden. Für 5 Kb liegen nach HOSCHEK (1980) die invarianten Punkte I3 bei ca. 540°C (XCO₂ ca. 0,27) und I4 bei etwa 530°C (XCO₂ ca. 0,33).

Das Stabilitätsfeld der Moravischen Marmore scheint also insgesamt bei etwas niederen T-Bereichen, jedoch bei einer CO₂-reicheren fluiden Phase als die Kalksilikatmarmore realisiert. Auch die mineralchemisch analysierten Calcite des Moravischen Marmors sind im Ver-

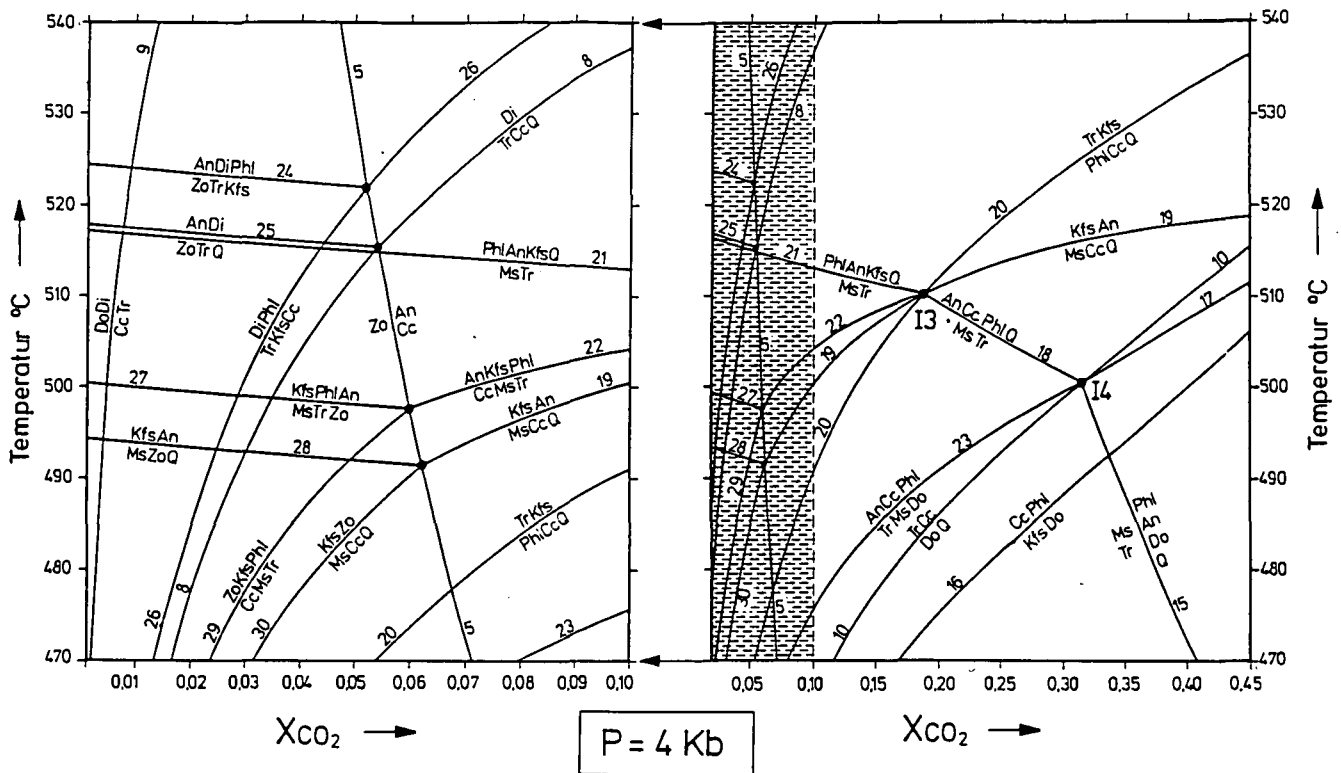


Abb. 8.
T-XCO₂-Schnitt für die Moravischen Marmore für 4 kb.
Die linke Darstellung ist ein Detail der extrem H₂O-reichen Seite. Weitere Erklärungen im Text.

gleich mit jenen der Kalksilikatmarmore MgCO₃-reicher, was entsprechend RICE (1977) ebenfalls auf etwas geringere Metamorphosebedingungen zurückgeführt werden kann.

Der Hauptteil der Moravischen Marmore im Zentralteil dürfte also bezüglich Metamorphose an der Grenze Grünschiefer- Amphibolitfazies vorliegen. Überdies kann eine Metamorphoseabnahme durch das Auftreten von Dolomitparagenesen bei gleichzeitigem Fehlen von Pyroxen in Richtung Norden festgestellt werden.

Im Vergleich mit Marmoren der anschließenden Bunten Serie des Moldanubikums zeigen sich bezüglich Metamorphose und Modalbestand recht deutliche Unterschiede; so ist entsprechend HÖGELSBERGER (1987) für die Marmore der Bunten Serie die Dominanz von Calcit gegenüber Dolomit, sowie das häufige Auftreten von Skapolith typisch. In der Bunten Serie, sind nach HÖGELSBERGER (1987) also, je nach Zusammensetzung der Gesteine und fluiden Phase eine Vielzahl von Paragenesen realisiert, die eine erste nachweisbare Metamorphose mit P-T-Bedingungen von ca. 700°C und 5,5–7.5 Kb aufweisen, und eine spätere Metamorphose, die am prägensten in der Glimmerschieferzone auftritt, mit ca. 500°C bei rund 4 Kb erkennen lassen.

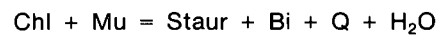
Auffallend ist dabei, daß letzterer Metamorphoseakt (ca. 500°C, 4 Kb) der nach HÖGELSBERGER (1987) mit der Subduktion des Moravikums unter das Moldanubikum im Zusammenhang steht und variszisch ist, recht ähnliche P-T-Bedingungen aufweist, wie sie in den Moravischen Marmoren realisiert sind.

3.3. Metapelite

Die Paragenese Staurolith + Almandin + Biotit ist für die Metapelite des Zentralteiles der Moravischen Zone

charakteristisch und kennzeichnend für die amphibolit-fazielle Metamorphose. Staurolith und z.T. Granat verschwindet in den schwächer metamorphen Nord- und Südanteilen des Moravikums.

Die Staurolithbildung könnte wie eine vom Süden nach Norden zu beobachtende Biotitzunahme bei gleichzeitiger Verringerung des Hellglimmergehaltes andeutet auf die Reaktion



zurückgeführt werden.

Diese Reaktion wurde von HOSCHEK (1967) untersucht; er gibt dafür bei 4 Kb 540°C (±15°C) bzw. 565°C (±15°C) bei 7 Kb an. Obwohl die Staurolithstabilität dabei stark von der Sauerstoff-Fugazität abhängig ist, können die rund 540°C (4 Kb) als weiterer Anhaltspunkt für die Intensität der Regionalmetamorphose in Betracht gezogen werden.

Eine weitere Möglichkeit, die P-T-Bedingungen abzuschätzen, bieten verschiedene Geothermometer, deren Ergebnisse nachfolgend kurz diskutiert werden.

Dem Granat-Biotit-Geothermometer nach FERRY & SPEAR (1978) liegt die Kationenaustauschreaktion



zugrunde. Zu beachten ist dabei, daß einerseits der KD-Wert nur bei gleichem Chemismus und bei geringem Druckeinfluß eine Funktion der Temperatur ist, und daß aufgrund der Untersuchungen im binären Fe-Mg-System bei natürlichen Paragenesen mit größeren Mengen von Ti in Biotit und größeren Mengen von Ca und Mn in Granat Abweichungen zu erwarten sind. Größere Mengen von Ca und Mn in natürlichen Granaten würden den KD-Wert erniedrigen, was zu niedrigeren Temperaturen führen würde. Aus diesem Grund wurden 2 weitere Versionen dieses Thermometers und zwar

von PIGAGE & GREENWOOD (1982) sowie von HOINKES (1984) verwendet.

Überdies fand das Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Geobarometer und Geothermometer entsprechend GHENT & STOUT (1981) Anwendung. Dieses Geobarometer hängt dabei hauptsächlich von den abgeschätzten Temperaturen ab. Die Autoren geben an, daß eine Temperaturunsicherheit von $\pm 50^\circ\text{C}$ eine Druckabweichung von ca. ± 1 Kb erwarten läßt. Dennoch zeigt es trotz analytischer Unsicherheiten der einzelnen Mischkristalle gute Übereinstimmung zu anderen Geothermometern, etwa zum Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz-Geobarometer. Die erzielten Ergebnisse sind in Tab. 9 zusammengefaßt.

Tabelle 9.
Geothermometrie- und Geobarometrieberechnungen von 3 Metapeliteproben des Zentralteiles der Moravischen Zone.

	BW126	BW61	BW75
FERRY & SPEAR			
P = 4 Kb	530–552°C	563–597°C	551–586°C
P = 3 Kb	526–548°C	559–593°C	547–582°C
PIGAGE & GREENWOOD			
P = 4 Kb	609–614°C	606–654°C	636–664°C
HOINKES			
P = 4 Kb	604–612°C	611–659°C	642–674°C
GHENT & STOUT	562°C 6,6 Kb	582°C 4,9 Kb	567°C 4,7 Kb

Wie man sieht, liegen die nach der Methode von GHENT & STOUT (1981) ermittelten Temperaturwerte ungefähr im Bereich von FERRY & SPEAR (1978) und den mittels Phasendiagrammen erzielten Ergebnissen. Erstere Autoren geben an, daß eine sinnvolle Anwendung des unkorrigierten Granat-Biotit-Thermometers von FERRY & SPEAR bei Werten von

$$0,2(\text{Ca}+\text{Mn})/(\text{Ca}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Mg}) \text{ für Granat}$$

und bis ca.

$$0,15(\text{Al(VI)}+\text{Ti})/(\text{Al(VI)}+\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Mg})$$

für Biotit gegeben ist. Die Granate zeigen diesbezüglich ein kleineres Verhältnis; Biotit weist hingegen ein leicht erhöhtes Verhältnis auf. Die korrigierten Werte von PIGAGE & GREENWOOD (1982) sowie von HOINKES (1984) scheinen etwas zu hoch und sind möglicherweise bei den geringen Mn-Ca-Gehalten der Granate überkorrigiert. Aufgrund der Temperaturabschätzungen bei den Kalksilikatgesteinen und den eben dargelegten Fakten würde ich die T-Werte von FERRY & SPEAR oder GHENT & STOUT für die Metapelite als relevant ansehen.

Auch die T-Abschätzungen bei den Kalksilikatgesteinen weisen auf Temperaturen von ca. 450°C bis etwa 550°C hin, und berücksichtigt man dort die Unsicherheiten bei der Amphibolformel-Berechnung und die Tatsache, daß nicht reine Phasen vorliegen, so dürften Temperaturen um 520°C , möglicherweise auch etwas darüber und vom Zentralteil ausgehend nach Norden bzw. nach Süden der Moravischen Zone abnehmende T-Werte während der Regionalmetamorphose geherrscht haben.

Die durch die Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Barometrieberechnungen erhaltene Druckabschätzung erscheint, zumindest was BW126 betrifft, etwas erhöht. Wahrscheinlich handelt es sich dabei eher um Druckobergrenzen, wenn man die eingangs erwähnten Fehlergrenzen betrachtet. Einen weiteren Hinweis zur P-Abschätzung liefert nach A.B. THOMPSON (1976) die be-

obachtete Paragenese Staurolith + Biotit + Quarz + Muskovit, welche nicht unter 3 Kb stabil ist. Diese 3 Kb könnten, nachdem Cordierit nicht festgestellt wurde, den Minimaldruck darstellen. Überdies hat PRECLIK (1926) Staurolith- und Disthen-führende Einlagerungen im Bittescher Gneis beschrieben. Auch ich konnte im Gebiet um Mellersbach Disthen als Kluftmineral im Bittescher Gneis finden. Geht man nun davon, aus daß Disthen das stabile wasserfreie Aluminium-Silikat darstellt, und zieht man die bereits angestellten Beobachtungen in Betracht, so kann man für die Regionalmetamorphose Drucke um 4 Kb erwarten.

Diaphthorese

Die Anzeichen einer weiteren retrograden Überprägung sind in den gesamten Serien unterschiedlich deutlich zu erkennen; dies bedeutet möglicherweise eine streifenweise unterschiedlich starke retrograde Metamorphose, wie dies von früheren Bearbeitern bereits postuliert wurde.

Am deutlichsten zeigt sich diese Überprägung an den Metapeliten, wo es sehr häufig zur Neubildung von Chlorit, meist auf Kosten von Granat, aber auch Biotit kommt. Bei den Kalksilikatgesteinen dürfte ein Teil der Klinozoisit-Bildung, vor allem jene mit Pistazit-reichen Rändern, der neuerlichen schwach metamorphen Überprägung zuzuschreiben sein. Auch ein Teil der Amphibole und Plagioklase zeigt hier, wenn auch nicht immer deutlich, retrograde Überprägung. In den Moravischen Marmoren kann es dadurch ebenfalls zur Neubildung von Chlorit bzw. zur „Vergrünung“ der Biotite kommen; Entsprechendes wurde auch z.T. an Bittescher Gneisen festgestellt.

4. Zur Genese der Magmatite der Moravischen Zone

In der Moravischen Zone treten in den 3 Haupteinheiten (Thayabatholith – Pleißinger-Decke – Bittescher Gneisdecke) Granitoide auf die bislang unter den Sammelnamen Thayabatholith, Weitersfelder Stengelgneise und Bittescher Gneise in der Literatur Eingang fanden. Innerhalb dieser Granitoidkomplexe gibt es nun, wie schon SUESS (1896), PRECLIK (1926) und WALDMANN (1928) beschrieben haben, Variationsunterschiede bezüglich mineralogischer chemischer Zusammensetzung sowie Deformationsunterschiede.

Von Untersuchungen an Bittescher Gneisen und Weitersfelder Stengelgneisen ausgehend werden nachfolgend Vergleiche mit Gesteinen des Thayabatholithen angestellt, die über die Petrogenese der Granitoide Aufschluß geben.

Für die Anwendung der verschiedenen Klassifikationsdiagramme wurden eigene chemische Analysen (Tab. 10) sowie Daten von FINGER et al. (1989, in Druck), PRECLIK (1934), REISS (1953) und FRASL (1977) verwendet.

Als „Normaltypus des Bittescher Gneises“ kann ein leukokrater, stark deformierter, 2-glimmiger Augengneis mit durchwegs granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung angesehen werden. Dieser Normaltypus zeigt auffallende Ähnlichkeit bezüglich Mineralbestand und Deformation zu Granitoidanteilen in der Pleißing Decke, nämlich zu den Weitersfelder Stengelgneisen s.s.

Im Zentralteil der Moravischen Zone treten überdies Bittescher Gneistypen auf (Bittescher Gneis Typ II, vgl. dazu BERNROIDER, 1986), die im Vergleich zum Normaltypus durch bedeutend geringere Deformation charakterisiert werden können und ihr ursprüngliches granitisches Gefüge noch gut erhalten haben. SUSS (1912), PRECLIJ (1926) und WALDMANN (1928) sprachen früher bereits von weniger zerdrückten Varietäten des Bittescher Gneises. Diese Bittescher Gneise mit vorwiegend granodioritischer Zusammensetzung zeigen gute Übereinstimmung zum Hauptgranittyp des Thayabatholithen.

In weiterer Folge treten sowohl im Thayabatholith als auch in der Pleißinger Decke Granitoide auf, die zu diesen Haupttypen deutliche Unterschiede zeigen (vgl. dazu FINGER et al., 1989, in Druck). Obwohl, wie in Abbildung 9a und 9b zu sehen ist, beispielsweise SiO_2 und K_2O oder das Mol-Verhältnis $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ deutlich variieren, kann man jedoch, wie dies schon WALDMANN (1924) vermutete, die drei Orthogneiskörper als ein ursprünglich geschlossenes, wenn auch in sich etwas differenziertes Granitareal betrachten. So eine Variation der Hauptelemente ist für differenzierte Granitoidkörper nicht untypisch. Die enge chemische Verwandtschaft der Granitoide im Moravikum zeigt sich, wie unten noch ausgeführt wird, besonders deutlich in den Spurenanalysen.

Die Mehrzahl der dargestellten Analysen weisen entsprechend PECCERILLO & TAYLOR (1976) „normal-K“- bzw. „high-K“-Werte auf; z.T. fallen manche Analysen mit extrem hohen K_2O -Werten gar ins „shoshonitische Feld“. Entsprechend diesen Autoren zeigen nun Granitoide an aktiven Kontinentalrändern (z.B. Anden) solchen „calc-alkaline“- „high K calc-alkaline“- oder „shoshonitic“ Trend.

Im Variationsdiagramm (Abb. 10a) nach CHAPPEL & WHITE (1974) liegen viele dargestellte Analysen an der Grenze von S- und I-Typ Graniten. Das Mol-Verhältnis ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$) von ca. 0,9 bis etwa 1,2 zeigt „metaaluminous“- bis leicht „peraluminous“-Charakter der Granitoide an. Mit diesem Variationsdiagramm nach CHAPPEL & WHITE ist eine eindeutige Zuordnung zu S- oder I-Typ Graniten nicht möglich. Die eindeutige Zugehörigkeit zu I-Typ Graniten zeigt jedoch das

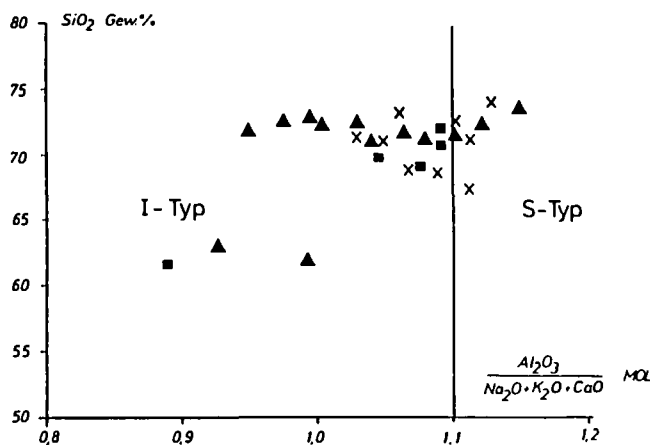


Abb. 9.

Variationsdiagramme einiger Hauptelemente bezogen auf den SiO_2 -Gehalt von Granitoiden der Thayakuppel.

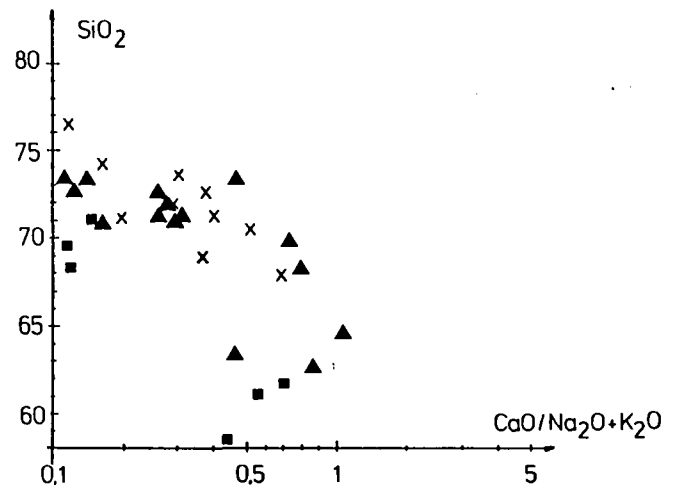
Verwendet wurden eigene und aus der Literatur verfügbare Analysen (PRECLIJ, 1934; REISS, 1953; FRASL, 1977; FINGER et al., 1989) von Granitoiden des Moravikums.

x = Granitoide der Bittescher Gneisdecke; ■ = Granitoide der Pleißinger Decke; ▲ = Granitoide des Thayabatholithen.

Tabelle 10.
Chemische Analysen einiger Granite der Thayakuppel.
Bittescher Gneise: BW36, BW130, BW210, BW211 (Raum Mallersbach).
Granitoide der Pleißinger-Decke: BW2, ST2 (Raum Weitersfeld).

Gew. %	BW130	BW131	BW36	BW210	BW211	BW2	ST2
SiO_2	70.96	70.59	68.45	72.60	71.77	71.06	70.14
TiO_2	0.10	0.22	0.80	0.08	0.07	0.35	0.40
Al_2O_3	15.41	14.87	14.86	14.63	14.77	14.20	14.50
Fe_2O_3	1.39	2.45	2.96	1.34	1.89	2.96	2.76
FeO	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06	0.06
MgO	1.21	1.46	2.36	1.64	1.47	1.14	0.90
CaO	2.91	3.07	2.44	2.44	1.91	1.16	1.20
Na_2O	4.44	3.97	4.14	3.78	4.12	3.90	4.15
K_2O	2.19	1.86	2.10	2.38	2.73	4.13	4.53
P_2O_5	0.07	0.02	0.03	0.09	0.10	0.28	0.24
$\text{H}_2\text{O} +$	0.82	0.95	0.99	1.20	0.90	0.78	0.81
$\text{H}_2\text{O} -$	0.09	0.24	0.23	0.16	0.14	0.11	0.09
Summe	99.64	99.76	99.40	100.39	99.90	100.13	99.78

ppm	BW130	BW131	BW36	BW210	BW211	BW2	ST2
Rb	n.b.	n.b.	77	99	n.b.	201	183
Ba	n.b.	n.b.	599	490	n.b.	574	615
Sr	n.b.	n.b.	273	330	n.b.	123	125
Zr	n.b.	n.b.	150	120	n.b.	114	120
Y	n.b.	n.b.	10	12	n.b.	28	19
Nb	n.b.	n.b.	4	9	n.b.	21	15
Th	n.b.	n.b.	13	14	n.b.	20	16
Hf	n.b.	n.b.	6	7	n.b.	5	8
Ce	n.b.	n.b.	97	79	n.b.	99	106
Nd	n.b.	n.b.	43	30	n.b.	40	53
La	n.b.	n.b.	58	71	n.b.	55	38



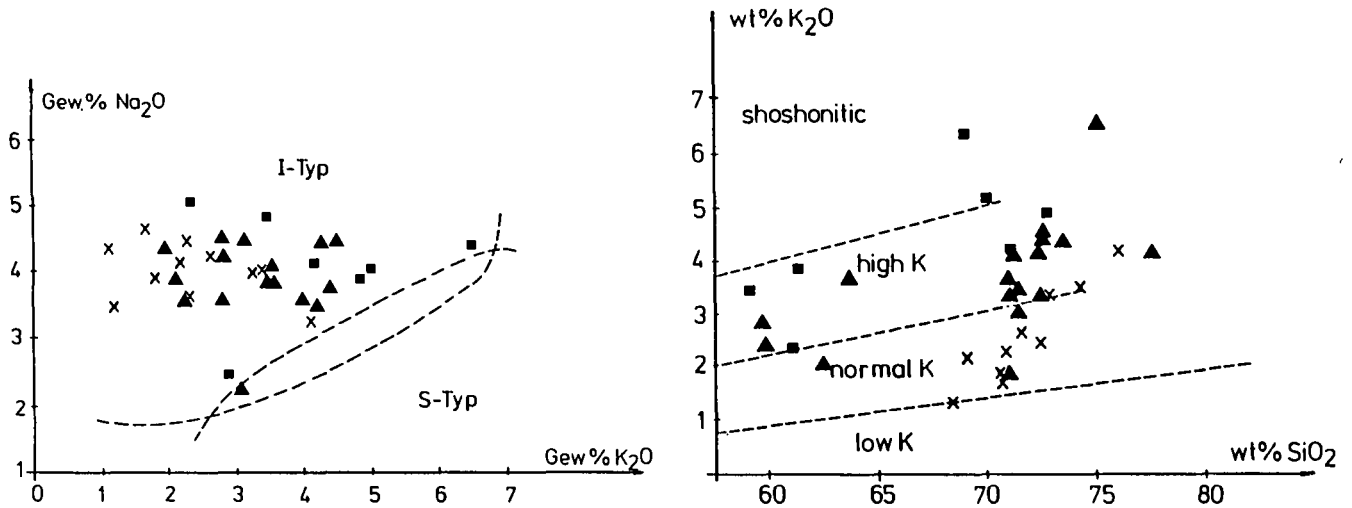


Abb. 10. I- und S-Typ-Klassifikationsdiagramme entsprechend CHAPPEL & WHITE (1974, 1983) zeigen vorwiegenden I-Typ Charakter der Granitoide des Moravikums. Symbole wie in Abbildung 9a+b.

Na₂O-K₂O-Diagramm (Abb. 10b), entsprechend CHAPPEL & WHITE (1983).

Besonders geeignet für die Klassifikation granitoider Gesteine sind viele Spurenelemente, wobei nachfolgend eine Auswahl an verschiedenen Klassifikationsdiagrammen diskutiert wird. Hier sind es, nach PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984), vor allem die Spurenelemente Rb, Y, Nb, Zr in verschiedensten Kombinationen, die eine Interpretation bezüglich Genese der Granitoide erlauben. Dabei kann eine Reihe von Faktoren, wie beispielsweise sekundäre Veränderung Kristall-Akumulation oder Krustenkontamination, die

Anwendung solcher Klassifikationsdiagramme erschweren und muß bei der Interpretation beachtet werden.

Im Klassifikationsdiagramm Rb gegen (Y+Nb) entsprechend PEARCE et al. (1984) fallen die Granitoide ins Feld von VAG (Volcanic Arc Granites) bzw. manche ins Feld von syn-COLG (syn-Collision Granites). Entsprechend den gerade genannten Autoren ist diese Verteilung typisch für „post-collision-granites“, welche meist an der Spitze des VAG-Feldes bzw. ins untere syn-COLG-Feld fallen (Abb. 11a).

Verwendet man hingegen das Rb/Zr-SiO₂-Variationsdiagramm zur Trennung von VAG und syn-COLG-Graniten, so fallen die dargestellten Analysen größtenteils ins VAG-Feld (Abb. 11b), jedoch gibt es auch hier eine Überlappung der Felder, wobei in den Bereich der Klassifikationsgrenze zwischen VAG und syn-COLG die „post-collision“-Granite fallen.

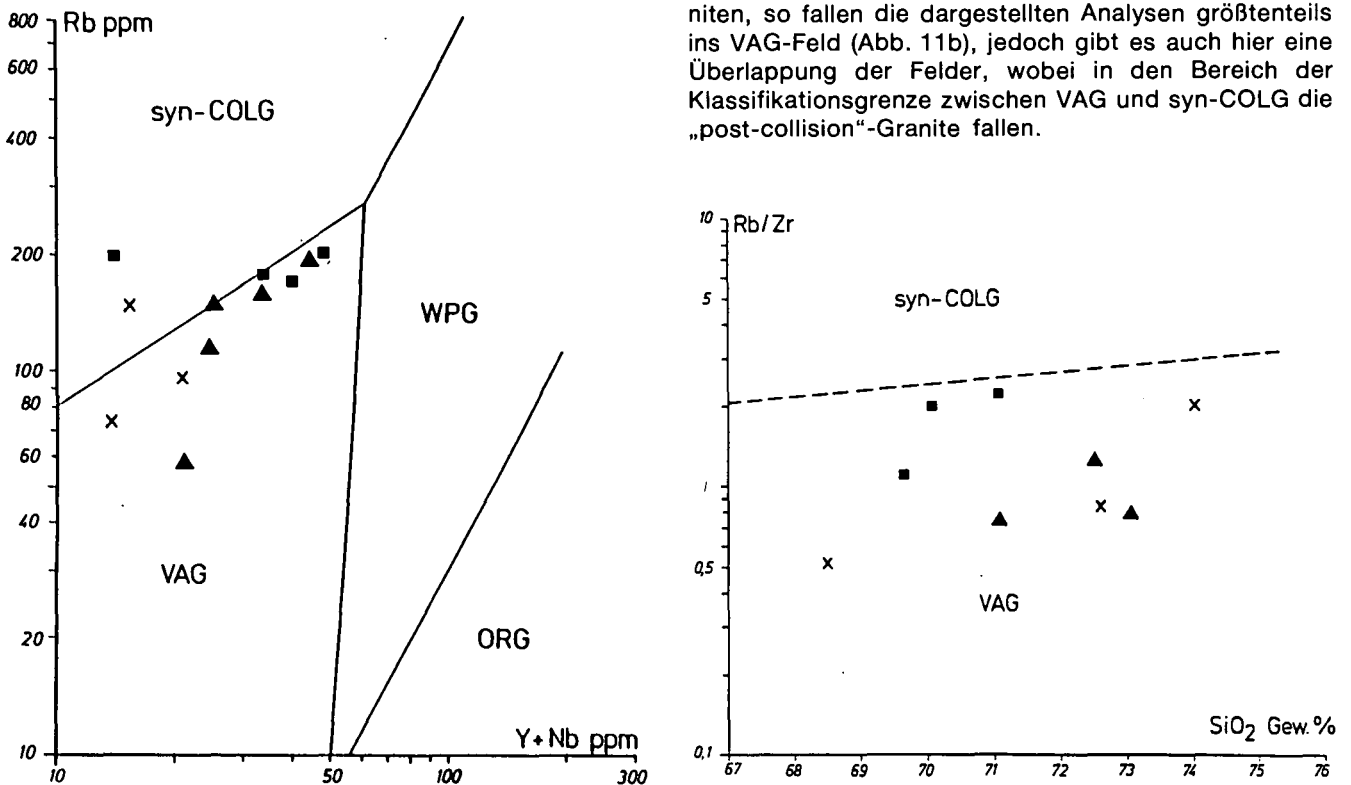


Abb. 11. Klassifikationsdiagramme Rb - (Y+Nb) bzw. Rb/Zr - SiO₂ entsprechend PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984) zur Trennung von VAG-, syn-COLG-, WPG- und ORG-Graniten. Symbole wie in Abbildung 9a+b.

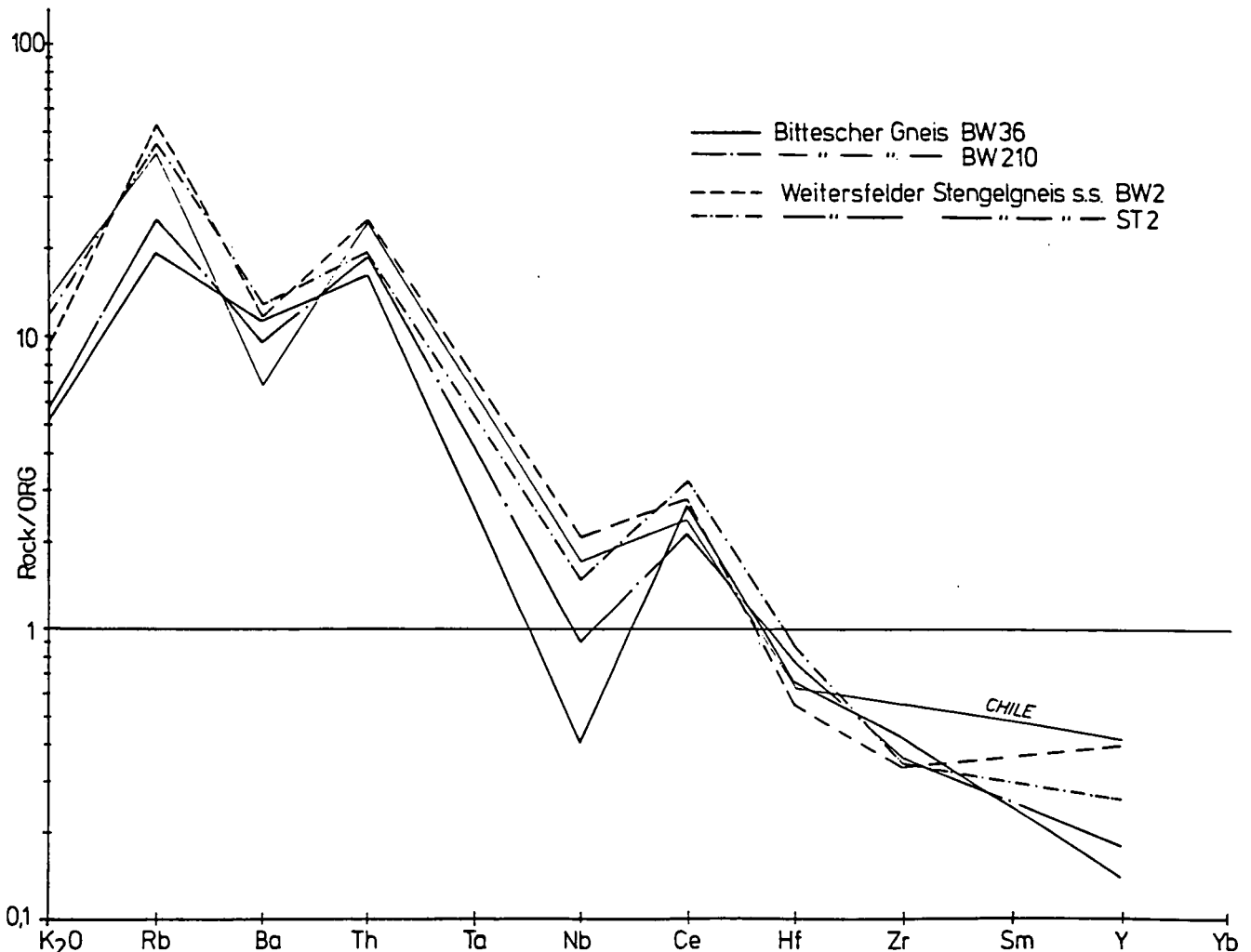


Abb. 12.
Auf HORG normalisierte Spurenelementmuster einiger Bittescher Gneise und Weitersfelder Stengelgneise nach PEARCE et al. (1984).

Die kombinierte Darstellung mehrerer Spurenelemente (Abb. 12), normalisiert auf HORG (hypothetical ocean ridge granite), von 2 Bittescher Gneisen und 2 Weitersfelder Stengelgneisen (s.s.) zeigt eine Anreicherung von Rb, Ba, Th, und Ce bzw. niedere Werte von Nb, Hf, Zr und Y bezogen auf HORG. Das so entstandene Spurenelementmuster ist nach PEARCE et al. (1984) wiederum typisch für VAG-Granite. Collision-Granite können nun einen ähnlichen Verlauf wie VAG-Granite vom Kalkalkali-Typ aufweisen; sehr hohe Rb-Werte bzw. sehr niedrige Werte von Ce, Zr, Hf, und Sm sind bei Collision-Graniten realisiert. Zum besseren Vergleich ist in dieser Abbildung eine Granitanalyse vom VAG-Typ aus dem Datensatz von PEARCE et al. (1984) eingezeichnet. Wie man sehen kann, zeigt diese einen ganz ähnlichen Verlauf zu den dargestellten Granitoidproben des Moravikums. Ebenso gute Übereinstimmung zeigt sich zu den Spurenelementmustern von Gesteinen des Thaya-batholithen, wie aus FINGER et al. (1989, in Druck) zu entnehmen ist.

Bei all diesen Variationsdiagrammen spielt nun vor allem Rb eine wichtige Rolle; so sind die Klassifikationsgrenzen von VAG, post-COLG und syn-COLG auf steigende Rb-Werte zurückzuführen. Nachdem nun der Großteil der Granitoide des Moravikums vor allem die Bittescher Gneise und die Gneise der Pleißing-Decke mehr oder weniger stark sekundär verändert vorliegen („Serizitisierung“), muß auch mit Stoffänderungen der

Spurenelemente gerechnet werden. So würde eine „Serizitisierung“ oder sekundäres Wachstum von Biotit zu einer Rb-Anreicherung führen und die Analysen vom VAG-Feld in Richtung syn-COLG-Feld schieben.

Der kalkalkalische bis shoshonitische Trend sowie der vorwiegende I-Typ Charakter und die mögliche Rb-Anreicherung durch sekundäre Veränderung der Granitoide spricht, obwohl mit dem vorhandenen Datenmaterial eine Abtrennung von post-COLG-Graniten problematisch ist, für VAG-Granite, die an einem aktiven Kontinentalrand, vergleichbar mit den Anden, intrudierten. FINGER et al. (1988, in Druck) sehen ebenfalls die I-Typ Granite der Thaya-Kuppel als Teil des Bruno-Vistulikum als Ergebnis einer Subduktion einer ozeanischen Kruste unter den Südwestrand des Fennoscandischen Kontinents an.

5. Bemerkungen über Metamorphose und Entstehungsgeschichte des Moravikums

Aplitische bis pegmatitische Injektionen, hornfelsartige Texturen sowie der Intrusionsverband zwischen Kalksilikatgesteinen und Bittescher Gneisen weisen nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose, sondern auch zumindest auf Reste eines „alten Da-

ches" des Bittescher Gneispaketes hin. Nachdem Übergänge von Kalksilikatmarmoren zu Moravischen Marmoren und von diesen über Kalkglimmerschiefer zu den Metapeliten feststellbar sind, dürfte der Großteil der Metasedimentabfolge überdies vorgranitisch sein.

Im Zentralteil der Thayakuppel konnte die amphibolitfazielle Regionalmetamorphose im wesentlichen den kontaktmetamorphen Mineralbestand der Kalksilikatgesteine erhalten, während in den grünschieferfaziellen Nord- und Südanteilen des Moravikums Minerale wie Diopsid/Salit, Grossular und Vesuvian nicht mehr stabil bleiben konnten. Geothermometrieberechnungen sowie paragenetische Studien an der Metasedimentabfolge ergeben für den Zentralteil der Thayakuppel durchwegs Temperaturen von über 500°C (52 ± 30°C) und für die Kalksilikatgesteine eine extrem wasserreiche (XCO₂ um 0,04) fluide Phase. Die Druckabschätzung ergab dabei 4 Kb (± 1 Kb).

Die gegenüber den Kalksilikatgesteinen stets im Liegenden anzutreffenden Moravischen Marmore sind bei etwas niederen Temperaturen, jedoch bei höheren XCO₂-Werten, realisiert und unterscheiden sich nicht nur durch ihre geringere Metamorphose vom Hauptteil der Marmore der Bunten Serie, sondern auch durch anderen Mineralbestand. Eine Gleichstellung der Moravischen Marmore mit den Marmoren der Vratenin-Serie aufgrund des Vorhandenseins von Tremolit in beiden Serien, wie es DUDEK & JENCEK (1971) beschreiben, ist ohne Angabe weiterer Paragenesen nicht zulässig, da, wie eine Vergleichsprobe zeigt, und wie HÖGELSBERGER (1986) von einer Probe aus der Vranov-Olesnice-Serie beschreibt, zusätzlich in den Marmoren der Vranov-Olesnice Serie zu Tremolit auch zusätzlich Dolomit, Calcit und Phlogopit auftreten. Es handelt sich dabei also um eine Paragenese, die bei geeigneter Zusammensetzung der fluiden Phase und des Pauschalchemismus bis zur Forsterit-Isograde auftreten kann. Bereits geringe Änderungen der fluiden Phase können zur Forsteritbildung führen. Die Moravischen Marmore im Zentralteil der Thayakuppel, in denen Tremolit (+Cc, +Q) auch nur sporadisch auftritt, zeichnen sich vielmehr durch das Fehlen von Dolomit und/oder Skapolit gegenüber typischen Moldanubischen Marmoren aus. Im schwächer metamorphen Nordteil der Thayakuppel konnte hingegen Dolomit nachgewiesen werden, wobei im typischen (Biotit-führenden) Moravischen Marmor Tremolit fehlt; dieser kann zwar auch dort festgestellt werden, allerdings dürfte er den Kalksilikatgesteinszügen im unmittelbar Liegenden des Bittescher Gneises bzw. im Bittescher Gneis eingelagert, zuzuordnen sein; also jenen Kalksilikatgesteinen(-Marmoren) entsprechen, die im Zentralteil durch Diopsid-Grossular- oder Vesuvian-Führung charakterisiert sind. Weitere Untersuchungen an Metasedimenten im Gebiet des Zentralteiles der Thayakuppel im Moravikum bzw. in der angrenzenden Glimmerschieferzone, die nach FUCHS (1970) durch rückschreitende Metamorphose aus moldanubischen Gesteinen entstanden ist, werden zeigen, wo und ob beide Serien abgrenzbar sind.

Eine Gleichstellung der Vratenin- oder Podhradi- oder Vranov-Olesnice- Serie mit dem Moravikum wie es Dudek und Jencek (1971) fordern wird vorläufig in Frage gestellt. Lithologische und stratigraphische Vergleiche der Serien die beide Autoren anstellten und neben der geringeren Metamorphose als Argument anführen um die oben genannten Serien zum Moravikum zu

rechnen wurden allerdings bei dieser Arbeit nicht ange stellt.

Um die Altersfrage der vorgranitischen Metasedimentabfolge zu diskutieren muß man von den vorhandenen Altersdatierungen des Bittescher Gneises ausgehen. Hier liegen zur Zeit drei zumindest teilweise sehr unterschiedliche Altersdaten vor. Nachdem gezeigt wurde, daß zwar die Granitoide der Thayakuppel differenziert vorliegen, aber trotzdem chemische Verwandtschaft besteht, wird der Rb-Sr Isotopendatierung nach MORAUF & JÄGER (1982), die für den Bittescher Gneis ein Intrusionsalter von 570 m.y. liefert, der Vorzug gegeben. Diese Altersdatierung zeigt nämlich, wie es eine enge chemische Verwandtschaft fordert, gute Übereinstimmung zu den Altersdatierungen am Thaya-batholith (550 m.y., SCHARBERT & BATIK, 1980) und zu der Brüner Eruptivmasse (etwa 585 m.y., vgl. dazu JENCEK & DUDEK, 1971; DUDEK & MELKOVA, 1975; v. BREEMEN et al., 1982). Demzufolge kann für die Magmabildung dieser Granitoide cadomisches Alter angenommen werden. Entsprechend DUDEK (1980) wird die Moravische Zone als Westrand des Bruno-Vistulicums oder als prä-variszischer Block mit Konsolidierung möglicherweise im Sinne eines aktiven Kontinentalrandes (FINGER et al., 1989, in Druck) während der cadomischen Orogenese betrachtet. Nimmt man nun cadomisches Eduktalter für die Granitoide an, so kann man für die vorgranitische Metasedimentabfolge algonkisches Alter erwarten.

Im Zuge der cadomischen Gebirgsbildung kam es dabei sicherlich schon zu einer intensiven Tektonisierung bzw. u.U. schon zu einer Regionalmetamorphose der vorgranitischen Serien. In weiterer Folge kam es zu Intrusionen in mehreren Phasen und mit etwas wechselndem Chemismus der Granitoide. Die Schieferhülle wurde anschließend aplitisch/pegmatitisch injiziert. Mit diesen Ereignissen ist auch die Ausbildung einer Kontaktmetamorphose in Verbindung zu bringen.

Nach Erosion und neuerlicher intensiver Tektonisierung im Zusammenhang mit der Anlage des deckenförmigen Baues, der die gesamten Moravischen Gesteine so durchgreifend erfaßt hat, daß sie bis heute mit diesen Merkmalen kaum verändert vorliegen, kam es zur Ausbildung einer Regionalmetamorphose sowie zur Rekristallisation der Mineralphasen. In Bereichen der stärksten Aufwärmung konnten sich Mineralparagenesen mit Diopsid, Grossular und Vesuvian erhalten. Wie die Gefügerelationen in Metapeliten zeigen, soll nach FRASL (1983) die grünschiefer- bis amphibolitfazielle Regionalmetamorphose jünger sein als der Deckenbau.

Postkristalline Deformation sowie Neubildung von Mineralphasen sind Zeugen von späteren, neuerlichen Bewegungen, sowie einer durchwegs schwachen Überprägung der Gesteinsserien.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für zahlreiche Diskussionen danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. G. AMTHAUER sowie den Herren Dr. E. DACHS und Dr. F. FINGER. Für finanzielle Hilfeleistung sei der Geologischen Bundesanstalt (Wien) recht herzlich gedankt.

Literatur

BERNMAN, RG., BROWN, TH. & GREENWOOD, H.J. (1985): An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na₂O - K₂O - CaO - MgO - FeO - Fe₂O₃ -

- Al₂O₃ – SiO₂ – TiO₂ – H₂O – CO₂. – Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report, **377**, 62p..
- BERNMAN, R.G. (1988): Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O – K₂O – CaO – MgO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – SiO₂ – TiO₂ – H₂O – CO₂. – *J. Petrol.*, **29**, 445–522, Oxford.
- BERNROIDER, M. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, S. 297, Wien.
- BERNROIDER, M. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, 207–208, Wien.
- BERNROIDER, M. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, S. 247, Wien.
- BERNROIDER, M. (1986): Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 240 S.
- BERNROIDER, M. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/3**, S. 401, Wien.
- van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Science*, **73**, 89–108.
- BROWN, E.H. (1977): The crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. – *J. Petrol.*, **18**, 53–72, Oxford.
- BROWN, TH., BERMAN, R.G. & PERKINS, E.H. (1988): GEO-CALC: Software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. – *Computer & Geosciences*, **14**, no. 3, 279–289.
- BOHLEN, S.R. & ESSENE, E.J. (1977): Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 153–169.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. – *Pacific Geology*, **8**, 173–174.
- CHATTERJEE, N.D., (1967): Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular - andradite (ss) + CO₂ + H₂O. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 114–122, Berlin/Heidelberg/New York.
- DUDEK, A. (1962): Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. – *Geologie*, **11**, 757–791, Berlin.
- DUDEK, A. & MELKOVA, J. (1975): Radiometric age determination in the crystalline basement of Carpathian Foredeep and the Moravian Flysch. – *Vest. Ust. ustav geol.*, **50**, Nr. 5, 257–264, Prag.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. – *Rozpravy CSAV, rada MPV Praha*, **90**, ses. 8, 1–85.
- FERRY, J.M. (1976): Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area South-Central Maine: Mineral Reactions and graphical analysis. – *Am. J. Sci.*, **276**, 841–882, Connecticut.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113–117, Berlin – Heidelberg – New York.
- FERRY, J.M. (1983): On the control of temperature fluid composition and reaction progress during metamorphism. – *Am. J. Sci.*, **283-A**, 201–232, Connecticut.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria – Products of a Cadomian active continental margin?. – *Jour. Precambrian Res.* (in press).
- FRASL, G. (1968): The Bohemian Massif in Austria Moravian Zone. – Guide to Exk. 32 C, Int. Geol. Congr. XXIII. Sess., 13–24, Prag.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – *Nachr. D. Geol. Ges.*, **2**, 55–60.
- FRASL, G. (1977): Einführung und Exkursionsbeschreibung für die Moravische Zone im N. Ö. Waldviertel. – Arbeitstagung der Geol. B. A. 1977 im Waldviertel, Wien.
- FRASL, G. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. – *Exk. d. Geol. B. A. im Waldviertel 1983*, 4–18, Wien.
- FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – *Verh. Geol. B. A.*, **1971**, 424–440 Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1 : 200. 000. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, Blg. 1, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 41–49, Wien.
- GANGULY, J. (1972): Staurolite stability and related paragenesis: Theory experiments and applications. – *J. Petrol.*, **13**, 335–365, Oxford.
- GHEENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97 Berlin – Heidelberg – New York.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiete. – *Vid. Selsk. Skr. M.-N. Kl.*, **1**.
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. (1971): The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures. – *Am. Min.*, **56**, 1674–1688, Washington.
- GOTTSCHALK, M. & METZ, P. (1988): Intern konsistente thermodynamische Daten im System SiO₂ – Al₂O₃ – CaO – MgO – K₂O – Na₂O – H₂O – CO₂. – *Fortschr. Mineral.*, **66**, Beih. 1, S. 43.
- GREENWOOD, H.J. (1975): Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. – *Am. J. Sci.*, **275**, 573–593, Connecticut.
- GREENWOOD, H.J. (1976): Wollastonite: stability in H₂O-CO₂ mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. – *Am. Min.*, **52**, 1669–1680, Washington.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. (1984): Geochemical characteristics of collisions-zone magmatism. – In: RIES, A.C. & COWARD, M.P. (Eds.): *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **19**, 67–81.
- HEWITT, D.A. (1975): Stability of the assemblage phlogopite – calcite – quartz. – *Am. Min.*, **60**, 391–397, Washington.
- HÖCK, V. & VETTERS, W. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – *Verh. Geol. B. A.*, Heft 4, 61–62, Wien.
- HÖCK, V. (1975): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67** (1973–1974), 49–60, Wien.
- HÖGELSBERGER, H. (1987): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 143 S.
- HOINKES, G. (1984): Eine empirische Korrektur der Mg/Fe-Verhältnisse zwischen Granat und Biotit für (Ca+Mn)-reiche Granate. – *Fortschr. Miner.*, **62**, Beih. 1, 103–105, Stuttgart.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – *Am. J. Sci.*, **271**, 97–131, Connecticut.
- HOLDAWAY, M.J. (1972): Thermal stability of Al-Fe(III)-Epidotes. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**, 307–320, Berlin/Heidelberg/New York.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 123–162, Berlin/Heidelberg/New York.
- HOSCHEK, G. (1980): Phase relations of a simplified marly rocks system with application to the Western Hohe Tauern

- (Austria). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 53–68, Berlin – Heidelberg – New York.
- HOSCHEK, G. (1984): Alpine metamorphism of calcareous metasediments in the Western Hohe Tauern, Tyrol: mineral equilibria in COHS fluids. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 129–137, Berlin – Heidelberg – New York.
- JENCEK, V. & DUDEK, A. (1971): Beziehungen zwischen Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. – *Vest. Ustr. ust. geol.*, **46**, 331–338, Prag.
- KERRICK, D.M. (1974): Review of Metamorphic Mixed Volatile (H₂O-CO₂) Equilibria. – *Am. Min.*, **59**, 729–762, Washington.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981): Pressure Temperature and Time Indicators in Mafic Schist: Their Application to Reconstructing the Polymetamorphic History of Vermont. – *Am. J. Sci.*, **281**, 127–175, Connecticut.
- LEAKE, B.E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and minimum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. – *Am. Min.*, **50**, 843–851, Washington.
- LIU, J.G., KUNIYOSHI, S. & ITO, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. – *Am. J. Sci.*, **274**, 613–632, Connecticut.
- MATL, H. (1984): Die Grenze Glimmerschieferzone – Moravische Zone im Bereich des Tales der großen Tauffa zwischen Poigen und Messern (Waldviertel/Niederösterreich). – Unveröff. Vorarbeit, Inst. f. Geowiss. Univ. Salzburg, 45 S., Salzburg.
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von kiesligen dolomitischen Sedimenten. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **28**, 221–250, Berlin/Heidelberg/New York.
- MOCKER, F. (1911): Der Granit von Maissau. – *TMPM*, **29**, Wien/New York.
- MOGESSIE, A. & TESSADRI, R. (1982): A basic computer program to determine the name of an amphibole from an electron-microprobe analyses. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **11/7**, 259–289, Innsbruck.
- MOGESSIE, A. (1984): Petrology and geochemistry of the Oetztal-stubai amphibolites, Eastern Alps (Tyrol, Austria). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- MORAU, W. & JÄGER, E. (1982): Rb-Sr-whole rock ages for the Bites Gneiss Moravicum Austria. – *Terra Cognita*, **2**, 60–61.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.*, **25**, part 4, 956–983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63–81.
- PIGAGE, L.C. & GREENWOOD, H.J. (1982): Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. – *Am. J. Sci.*, **282**, 943–969, Connecticut.
- PITCHER, W. (1982): Granite type and tectonic environment. – In: HSU, K. (Ed.): *Mountain Building Processes*, 263 S., London.
- PRECLIK, K. (1924): Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. – *Verh. Geol. B. A.*, 180–191, Wien.
- PRECLIK, K. (1926): Die moravische Phyllitzone im Thayatale. – *Sbornik statn. geol. ustav. csl. rep.*, **6**, 221–274, Wien.
- PRECLIK, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. – *Geol. Rdsch.*, **18**, 81–103, Berlin.
- PRECLIK, K. (1929): Erwiderung auf Kapitel V von K. Zapletals Aufsatz „Zur Geologie der Böhmisches Masse“. – *Geol. Rdsch.*, **20**, 108–119, Berlin.
- PRECLIK, K. (1934): Zur Kenntnis der Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. – *TMPM*, **45**, 269–332, Wien.
- RICE, J.M. (1977): Progressive Metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville Aureole, Montana. – *Am. J. Sci.*, **277**, 1–24, Connecticut.
- RICE, J.M. (1983): Metamorphism of Rodingites: Part I. Phase Relations in a Portion of the system CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – CO₂ – H₂O. – *Am. J. Sci.*, **283-A**, 121–150, Connecticut.
- REISS, R. (1953): I. Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des niederösterreichischen Waldviertel. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien*, **1953**, 98–103, Wien.
- ROETZEL, R. (1979): Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation – ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) – Plattengneis (Koralpe und Siegrabener Serie). – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Wien, 137 S., Wien.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. – *Arbeitstagung der Geol. B. A.* 1977, Waldviertel, 11–15, Wien.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. – *Verh. Geol. B. A.*, 325–331 Wien.
- SCHULZ-DOBRIK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoherynikum. – *Diss. Univ. Göttingen*.
- SPEAR, F.S. (1980): NaSi = CaAl Exchange Equilibrium Between Plagioclase and Amphibole. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33–41, Berlin/Heidelberg/New York.
- STORMER, J.C. (1975): A practical two-feldspar Geothermometer. – *Am. Min.*, **60**, 667–674.
- STORRE, B. (1970): Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System CaO – Al₂O₃ – SiO₂ – CO₂ – H₂O. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 145–162, Berlin/Heidelberg/New York.
- SUCESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – *Wien*.
- SUCESS, F.E. (1908): Die Beziehungen zwischen dem Moldanubischen und dem Moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. – *Verh. Geol. B. A.*, **1908**, 395–412, Wien.
- SUCESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenkes. – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **78**, Wien.
- SUCESS, F.E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – *Berlin*.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 75–81, Wien.
- TROMMSDORFF, V. (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). – *SMPM*, **48**, 655–665.
- VETTERS, V. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21 Horn. – *Verh. Geol. B. A.*, **1976**, Wien.
- WACHTEL, G. (1975): Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, NÖ). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thaya-Kuppel, *Jb. Geol. B.-A.*, **72**, 183–204, Wien.
- WALDMANN, L. (1924): Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg – Sigmundsherberg. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien*, 53–56, Wien.
- WALDMANN, L. (1925): Bericht über geologische Aufnahmen des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg – Pernegg – Theras. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien.*, 2–7, Wien.
- WALDMANN, L. (1927): Bericht über geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, V. Teil. – *Anz. d. Akad. d. Wiss.*, 155–157, Wien.
- WALDMANN, L. (1928): Zum geologischen Bau der Thaya-Kuppel und ihrer Metamorphose. – *Mitt. Geol. Ges.*, **21**, 133–152, Wien.

WALDMANN, L. (1931): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf. – 64 S., 1 Taf., Wien.

WALDMANN, L. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B. A., Sonderh. E, 1–16, Wien.

WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeaestern Australia. – In: RODDICK, J. A. (Ed.): Circum Pacific Plutonic Terranes, Geol. Soc. Am. Mem., **159**, 21–34.

ZARRABI, A. (1972): Zur Geologie der moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloß Karlslust und Hardegg (N. Ö.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. März 1989.

Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg

Von HANS EGGER*)

Mit 6 Abbildungen

*Salzburg
Oberösterreich
Südostbayern
Rhenodanubikum
Stratigraphie
Tektonik*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 63, 64, 65

Inhalt

Zusammenfassung	375
Abstract	375
1. Einleitung	376
2. Schichtfolge	376
2.1. Tristelschichten	376
2.2. Gaultflysch	376
2.3. Untere Bunte Schiefer und Reiselsberger Schichten	377
2.4. Seisenburger Schichten	377
2.5. Zementmergelserie	377
2.6. Pernecker Schichten	378
2.7. Altlangbacher Schichten	379
2.7.1. Zur Lage der Kreide-/Tertiär-Grenze	383
3. Tektonik	383
3.1. Überblick	383
3.2. Pfaffenberg-Schuppenzone	385
3.3. Obertrumer Decke	386
3.4. Irrsberg-Decke	388
3.5. Kolomannsberg-Decke	390
3.6. Hochplett-Decke	392
3.7. Bruchtektonik	392
4. Schlußbemerkungen	393
Dank	394
Literatur	394

Zusammenfassung

Die Hauptflyschdecke im Bundesland Salzburg, welche hier die verhältnismäßig große Breite von rund 18 km erreicht, wird aus mehreren Teildecken aufgebaut. Von Süden nach Norden sind dies: die Hochplett Decke, die Kolomannsberg Decke, die Irrsberg Decke und die Obertrumer Decke. Am Nordrand des Rhenodanubikums befindet sich eine Schuppenzone von marginalem, grobklastikaführendem Flysch, welcher die Bezeichnung Pfaffenberg Schuppenzone gegeben wurde; an den Bewegungsbahnen dieser Schuppenzone ist mehrfach geringmächtige Buntmergelserie des Südultrahelvetikums hochgeschürft. Auch an den Überschiebungsbahnen der Hochplett Decke und der Irrsberg Decke treten ultrahelvetische Schürflinge auf: es sind dies das Heubergfenster, das Lengfeldfenster und das Windbachfenster bzw. das Stoifelbachfenster, das Ramsau fenster und das Sulzbergfenster.

Als jüngste Anteile der Schichtfolgen der Obertrumer Decke und der Irrsberg Decke sind untereozäne (NP 11 und NP 10) Altlangbacher Schichten erhalten geblieben. Weit verbreitet sind in diesen Einheiten oberpaläozäne Gesteine (NP 9), welche auch in der Kolomannsberg-Decke nachgewiesen werden konnten. Vor der Anlage des internen Überschiebungsbaues

des Rhenodanubikums scheint es bereits zu Erosion gekommen zu sein, denn die einzelnen Teildecken liegen jeweils unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auf (Reliefüberschiebungen).

Die aus den Kalkalpen heranreichende Saalachstörung ist auch im Rhenodanubikum und im Ultrahelvetikum nachzuweisen; es handelt sich daher um einen spät- bis postorogenen Bruch, welcher sich vermutlich aus dem kristallinen Untergrund durchpaust. Im Gegensatz dazu sind die Salzachtalstörung und die Wolfgangseestörung der Nördlichen Kalkalpen transportierte Strukturen, welche im Rhenodanubikum nicht wirksam waren.

Abstract

In the county of Salzburg the big Rhenodanubic Flysch nappe, which rests on the Ultrahelvetic Nappe, consists of four subordinate nappes: from north to south these are the Hochplett Decke, the Kolomannsberg Decke, the Irrsberg Decke and the Obertrumer Decke. On the northern border of the Rhenodanubic zone an intensely deformed unit is situated (Pfaffenberg Schuppenzone); it is composed of imbricated slices. These show a marginal flysch facies containing conglomerates with exotic boulders. Slice-windows with ultrahelvetic rocks occur between the lobes. Along the thrust planes of the Hochplett Decke and of the Irrsberg Decke such slice win-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elisabethen.

dows also exist: the Heubergfenster, the Lengfeldfenster and the Windbachfenster, respectively the Stoifelbachfenster, the Ramsaufenster and the Sulzbergfenster.

The youngest sediments which could be discovered in the Obertrumer Decke and in the Irrsberg Decke are of Lower Eocene age (NP 10 and NP 11). In the Kolomannsberg Decke Upper Paleocene rocks (NP 19) were proved with nannofossils. Before the Rhenodanubic nappe was affected by thrusting erosion seems to have taken place. Therefore each nappe lies above different stratigraphic levels of the lower unit.

The effectiveness of a big fault of the Northern Calcareous Alps, of the Saalachstörung, could be demonstrated also in the Rhenodanubic and in the Ultrahelvetic nappe. So this fault must have been created after the thrusting had been finished; therefore this fault is of relatively young age.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die erweiterte Fassung eines Vortrages, welcher im September 1988 anlässlich der Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Salzburg gehalten wurde.

Die Geländearbeiten in der Flyschzone auf Blatt Straßwalchen (ÖK 64) wurden im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt vom Jahr 1983 bis zum Jahr 1988 durchgeführt. Aus Eigeninitiative wurde im gleichen Zeitraum die stratigraphische und tektonische Gliederung des Rhenodanubikums auf Blatt Salzburg (ÖK 63) – soweit eine solche nicht schon durch die Arbeiten von PREY (1969 und 1980c) bekannt war – herausgearbeitet. Daher ist es nun erstmals seit der Pionierleistung von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) möglich, eine geschlossene neue Darstellung der Salzburger Flyschzone zu geben, in welcher vor allem die Intertektonik des Rhenodanubikums einen Schwerpunkt bildet. Eine tektonische Karte des rund 50 km langen Abschnittes der Flyschzone von Bergen (Oberbayern) bis nach Mondsee wird vorgestellt und erläutert.

Die Schichtfolge des Rhenodanubikums in Salzburg wurde detailliert von PREY (1980c) beschrieben, im angrenzenden Bayern von FREIMOSER (1972). Diesbezügliche Ausführungen werden daher in der vorliegenden Arbeit kurz gehalten. Weiters wird auf eine Beschreibung der langen Erforschungsgeschichte des hier vorgestellten Gebietes verzichtet, weil ausführliche Beiträge zu diesem Thema bereits in den Arbeiten von FREIMOSER (1972), PREY (1980c) und TICHY (1987) enthalten sind.

2. Schichtfolge

2.1. Tristelschichten

Im Süden des Salzburger Rhenodanubikums stehen neokome Tristelschichten im Vorland des Schober an: im tief eingeschnittenen Graben beim Gehöft Schwandbauer in 680 m Seehöhe. Dort werden bis zu 0,5 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche vereinzelt Hornsteinknollen führen, durch graue Mergel voneinander getrennt. Letztere lieferten eine unterkretazische Nannoflora. Dieses kleine Vorkommen von Tristelschichten liegt in der streichenden Fortsetzung der zwischen Mondsee und Attersee häufigen Neokomablagerungen, welche auch eine vergleichbare Lithofazies aufweisen.

Weit verbreitet sind die Tristelschichten am Nordrand der Salzburger Flyschzone, in der Pfaffenberg Schup-

penzone (s. Kap. 3.2.). Von dort beschreiben bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 18ff) unterkretazische Ap-tychen. Der schönste der jetzt begutachteten Aufschlüsse befindet sich an der Westflanke des Buchberges, im Graben südlich vom Weiler Pfaffenberg. Dort stehen hellgraue Kalkarenite, ebensolche Kalkmergel und vereinzelt auftretende spätig gebundene Kalklithitbänke („Tristelbrekzie“, [s. MÜLLER-DEILE, 1940, 332]) an. Im hangendsten Abschnitt dieser Abfolge schaltet sich eine etwa 2 m mächtige polymikte Brekzienbank ein, deren Komponentenspektrum MÜLLER-DEILE (1940, 333) beschreibt. Die grauen Mergel im Liegenden dieser Bank lieferten eine neokome Nannoflora (BA74/88):

Nannoconus steinmannii KAMPTNER
Micrantholithus hoschulzii (REINHARDT)
Zeugrhabdodus embergeri (NOEL)
Crucellipsis cuvillieri (MANIVIT)
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Watznaueria barnesae (BLACK)

Die somit eindeutig zu den unterkretazischen Gesteinen des Rhenodanubikums gehörende Brekzienbank vermittelt bereits zu den hangenden Gaultgesteinen, in welchen Psephite wesentlich häufiger auftreten als im Neokom.

2.2. Gaultflysch

Bei den Gaultablagerungen handelt es sich um eine karbonatarmer Gesteinsabfolge. Dementsprechend ist es am Tannberg und am Buchberg nicht gelungen, sichere paläontologische Altersbelege zu bekommen. Die vorherrschenden dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteine, siltigen Tonsteine und Siltsteine lieferten nämlich weder altersweisende Nannofloren noch Foraminiferen, noch Pollen oder Sporen.

Die eben erwähnten Pelitgesteine stehen meist in Wechsellagerung mit glaukonitführenden, splitterig brechenden Psammiten, welche nicht selten Übergänge in Psephite zeigen. Grobklastikalagen, deren Komponentenbestand jenem der neokomen Brekzie entspricht, sind besonders in den Gräben an der Nordflanke des Buchberges häufig; dort ist erkennbar, daß diese Lagen zum Teil schon im Aufschlußbereich wieder auskeilen; diese linsenförmigen Grobklastikavorkommen werden als Rinnenfüllungen interpretiert. Neben den harten Brekzienbänken treten vereinzelt auch Geröllpelithorizonte auf.

Während am Buchberg und Tannberg die Komponenten der erwähnten Psephitgesteine bestenfalls Faustgröße erreichen, können sie am Haunsberg manchmal Durchmesser bis zu 4 m aufweisen; die Proben aus dieser Wildflyschfazies lieferten keine Alter jünger als Alb (s. FRASL, 1987, 74).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich am Haunsberg, Buchberg und Tannberg in die übliche unterkretazische Schichtfolge des Rhenodanubikums auch grobklastische Ablagerungen einschalten. Aufgrund der heutigen Position dieser Gesteine am Nordrand des Rhenodanubikums ist anzunehmen, daß die Anlieferung des grobklastischen Materials von Norden her erfolgte. Es handelt sich dabei also um eine marginale Flyschfazies (s. BUTT & HERM, 1978, 89f), um eine Hang- und Hangfußfazies, die bereits im Neokom einsetzt. Wie im folgenden ausgeführt werden soll (s.

Kap. 3.2.), dauert diese Fazies auch in der Oberkreide weiter an, da die bisher zum Ultrahelvetikum gerechnete Eschbannhauser Serie jetzt als stratigraphische Fortsetzung der eben beschriebenen Fazies angesehen wird.

Im Südtail der Flyschzone konnten westlich von den neokomen Tristelschichten des Schwandbauerngrabens (s. o.) Blöcke von harten, splitterig brechenden, kieselig gebundenen Quarzareniten („Ölquarzite“) entdeckt werden; typisch ist die auf den Glaukonitgehalt zurückgehende grüne Farbe. Während von hier keine Altersbelege vorliegen, konnte PREY (1980c, 284) für die Gaultflyschvorkommen vom Heuberg ein Alb-Alter belegen.

2.3. Untere Bunte Schiefer und Reiselsberger Schichten

Im Gegensatz zur südwestbayerischen und vorarlbergischen Flyschzone, wo mächtige Reiselsberger Schichten weit verbreitet sind („Hauptflyschsandstein“) ist dieses Schichtglied im Arbeitsgebiet und östlich davon nur selten anzutreffen. Wie die Gesteine des Unterkreideflysches sind auch die Unteren Bunten Schiefer und die Reiselsberger Schichten hier meist nur als isolierte Vorkommen – also nicht in einem ungestörten Schichtverband – erhalten. Die Ursache dafür ist, daß die Überschiebungseinheiten des Rhenodanubikums in höheren stratigraphischen Niveaus basal abgeschert wurden.

Da die Unteren Bunten Schiefer und die Reiselsberger Schichten aufgrund ihrer Fossilarmut biostratigraphisch oft nicht einstuftbar sind, war für manche Autoren aber dennoch die Lage im Profil ausschlaggebend für die Zuordnung von Gesteinen zu diesen beiden Schichtgliedern. So rechneten ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 24ff) mehrere Sandsteinvorkommen im Liegenden der Zementmergelserie des Haunsberges, Buchberges und Tannberges zu den Reiselsberger Schichten; diese Sandsteinabfolgen mit dünnen Pelitzwischenlagen erwiesen sich jetzt aufgrund ihrer Nannofloren aber als Altlangbacher Schichten des Maastricht (s. Kap. 3.3.). Auch die von FREIMOSER (1972, 37) beschriebenen Reiselsberger Schichten des Zinnkopfes erfuhren diese Einstufung nur wegen ihrer Stellung im Profil; Fossilbelege stehen von hier ebenfalls noch aus.

PREY (1980c, 285) beschreibt obercenomane graue Tonmergel aus dem Gebiet des Heuberges, welche er zur Schichtfolge der Reiselsberger Schichten rechnet; die für dieses Schichtglied typischen dickbankigen, glimmerführenden Sandsteine waren hier allerdings nicht aufgeschlossen. PREY (s. o.) macht noch auf ein weiteres Vorkommen von Reiselsberger Schichten bei Oberaschau östlich vom Mondsee aufmerksam, wo aus den Reiselsberger Schichten stratigraphische Hinweise auf höheres Cenoman bis Unterturon vorliegen. Die dortigen Reiselsberger Schichten, welche bis zu 160 m mächtig werden, lassen sich entlang des ganzen Nordfußes des Hochplettzuges verfolgen (BRAUNSTINGL, 1986, 402); auch die Unterlagerung der dickbankigen Quarzsandsteinabfolge durch die grünen, grauen und roten pelitdominierten Unteren Bunten Schiefer war hier vereinzelt aufgeschlossen. Diese Vorkommen von Unteren Bunten Schiefeln und Reiselsberger Schichten sind ohne Zweifel die bedeutendsten im gesamten hier betrachteten Gebiet.

2.4. Seisenburger Schichten (Obere Bunte Schiefer)

In den Seisenburger Schichten herrschen bunte Pelitgesteine in Form von grauen, grünen und roten Tonsteinen vor. Die in diese Ablagerungen eingeschalteten Hartbänkchen werden meist nur dezimetermächtig.

Im Arbeitsgebiet treten Seisenburger Schichten in einem Antiklinalkern östlich des Steinwandls, im Bereich des Schönfeichtplatzls, auf: sie sind hier intensiv gefaltet und werden allseitig, mit umlaufendem Streichen, von den Zementmergelbasisschichten umgeben. Aus dem höchsten Abschnitt der Seisenburger Schichten, knapp unter der Unterkante der Zementmergelserie, stammt eine Foraminiferenfauna, welche in dankenswerter Weise von Herrn Dr. K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) bestimmt wurde (BA 14/87):

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Rhizammina algaeformis BRADY
Rhizammina indivisa BRADY
Psammosphaera fusca SCHULZE
Nodellum cf. *velascoense* (CUSHMAN)
„*Trochamminoides*“ *proteus* (KARRER)
Trochammina globigeriniiformis (PARKER & JONES)
Rhabdammina cylindrica GLAESSNER
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Lituotuba sp.

Durch diese Fauna ist der Zeitraum Santon – Maastricht belegt; aufgrund der regionalen stratigraphischen Verhältnisse ist für die Seisenburger Schichten hier nur die Einstufung in das Santon möglich. Im Heuberggebiet, dem zweiten wichtigen Verbreitungsraum der Seisenburger Schichten in Salzburg, konnte PREY (1980c, 286) in diesem Schichtglied das Coniac nachweisen. Der stratigraphische Umfang der Seisenburger Schichten umfaßt daher in etwa den Zeitraum Coniac bis Untersanton.

Wegen ihrer intensiven Kleinfaltung ist es nur möglich, größenordnungsmäßig die Mächtigkeit der Seisenburger Schichten abzuschätzen: sie dürfte im Bereich von einigen Zehnermetern liegen.

2.5. Zementmergelserie

Gesteine der Zementmergelserie haben im Salzburger Flachgau weite Verbreitung und bauen sehr oft verhältnismäßig steile Hänge und auch Geländerippen in der Flyschzone auf. Ein markantes Beispiel dafür ist der Steilabbruch des Steinwandls bei Henndorf, welcher den schönsten Aufschluß der Zementmergelserie in Salzburg bildet; dieses Vorkommen wurde bereits von HOFER & TICHY (1983, 73 und Profil B) beschrieben, von diesen Autoren aber unrichtigerweise den Altlangbacher Schichten zugeordnet. Weitere gute Aufschlüsse von Gesteinen der Zementmergelserie befinden sich an der Großen Plaike, am Nordhang des Kolomannsberges und am Heuberg. Die jüngsten Anteile (Hällritzer Serie) sind besonders gut im Achartinger Bach und im Antheringer Bach aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit der Zementmergelserie kann wegen der oft vorhandenen engen Faltung nur grob abgeschätzt werden: sie liegt im Norden bei etwa 150 m (Profil im Haldingerbach bei Wallester südöstlich von Neumarkt am Wallersee), weiter im Süden bei rund 400 m (Umgebung Steinwandl). PREY (1980, 289) gibt die Mächtigkeit der Zementmergelserie am Südrand

der Flyschzone mit 300–500 m an. In diesen Angaben sind auch die in Bayern als eigene Schichtglieder aus- geschiedenen Piesenkopfschichten (Zementmergelba- sisschichten) und die Hällritzer Serie enthalten.

Die Zementmergelbasisschichten konnten am besten östlich vom Steinwandl in der Umgebung des Schön- feichtplatzls studiert werden. Dort streichen im Kern einer Antiklinale die Seisenburger Schichten an der Oberfläche aus. Im Hangenden davon, intensiv mit den bunten Seisenburger Schichten verfalltet, befindet sich eine dünnbankige Abfolge, welche einen rhythmischen Wechsel von Hartbänken mit grauen Kalkmergeln zeigt. Die Hartbänke werden selten mächtiger als 10 cm, nur einzelne Ausnahmen sind bis zu 30 cm dick. Oft kön- nen vom Boumazzyklus noch die Abschnitte T_{bc} erkannt werden, während die Basis T_a üblicherweise fehlt. Die Kalkmergel, deren jeweilige Mächtigkeit in etwa jener der Hartbänke entspricht, bilden den Abschnitt T_a des Boumazzyklus. Wie es für die gesamte Zementmergel- serie typisch ist, treten auch schon hier an der Basis der Serie Spurenfossilien vor allem in Form von Chon- driten und Helminthoideen auf.

Gegen das Hangende werden sowohl die Hartbänke als auch die Kalkmergel mächtiger; in beiden Fällen sind Mächtigkeiten von 1 m keine Seltenheit. Beson- ders schön ist diese Fazies im erwähnten Aufschluß des Steinwandls beobachtbar. Die Boumaabfolgen sind dort vollständig entwickelt, denn auch der basale Ab- schnitt ist vorhanden. Die Anwitterungsfarbe der im fri- schen Anschlag grauen Hartbänke ist meist ein helles Gelb und damit verschieden von jener der petrogra- phisch ähnlichen aber dunkler anwitternden Gesteine der Altlenzbacher Schichten. Nicht selten sind dünne Lagen von grünen dünnblättrigen Tonsteinen, welche mit scharfer Grenze (Karbonatsprung!) den hellgrauen, weiß anwitternden Kalkmergeln auflagern. Bei diesen Tonsteinen handelt es sich um das hemipelagische, nicht-turbiditische Sediment. Dieses belegt im vorlie- genden Fall die Ablagerung der Zementmergelserie un- ter der Kalzitkompensationstiefe. Teile dieser grünen Lagen bilden häufig feste Überzüge auf den Schichtflä- chen der Hartbänke: dieses Phänomen, welches bis- lang in der Flyschzone nur an Gesteinen der Zement- mergelserie beobachtet wurde, erleichtert manchmal die häufig notwendige Lesesteinkartierung.

Im jüngsten Abschnitt der Zementmergelserie ver- schwinden die zuvor charakteristischen Kalkmergel fast völlig; in Bayern hat sich für diese Abfolge daher der Name Hällritzer Serie eingebürgert. Gute Aufschlüsse davon wurden in Salzburg vor allem im Antheringer Bach und im Achartinger Bach angetroffen. Die Hällrit- zer Serie bildet dort die basalen Teile von Flyschdek- ken und überschiebt paläozäne Altlenzbacher Schich- ten. Charakteristisch sind meist um 0,5 m mächtige Kalksandsteine mit vollständigen Boumazzyklen, welche durch dünne Pelitlagen getrennt werden. Aufgrund eines Gehaltes an Glaukonit zeigen die Kalksandsteine im frischen Anschlag meist eine graugrüne Farbe. Be- sonders bemerkenswert an den erwähnten Aufschlüs- sen ist, daß Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Hartbänke nicht selten sind; diese verweisen auf eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübestrome von Westen nach Osten.

Die Pelitgesteine liefern meist reiche Nannofloren, wie ein Beispiel aus dem Antheringer Bach zeigen soll, welches das untere Campan belegt (GB59/88):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Quadrum gartneri PRINS & PERCH-NIELSEN
Calculites obscurus (DEFLANDRE)
Eiffelithus eximius (STOVER)
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Micula decussata VEKSHINA
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Nannoconus sp.

2.6. Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer)

Aufgrund seines Reichtums an weichen pelitischen Gesteinen ist dieses Schichtglied meist nur schlecht aufgeschlossen. Verhältnismäßig gute Aufschlüsse wurden an der Fischach bei Lengfelden, im Diesengra- ben südlich vom Irrsberg, im Henndorfer Wald und im Sulzberggraben am Haunsberg angetroffen.

Es handelt sich dabei um dünnbankige Abfolgen von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen, welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbän- chen wechsellagern. Die Hartbänkchen sind aufgrund ihrer geringen Glaukonitführung meist grüngrau ge- färbt. Auf den Sohlflächen finden sich häufig Fucoiden; ein von VOGELTANZ (1971) beschriebenes Massenvor- kommen von Spurenfossilien der Gattung Subphyllo- chorda stammt vermutlich ebenfalls aus den Pernecker Schichten, welche beim Bau der Salzach-Sohlstufe Le- hen (Stadt Salzburg) angefahren wurden.

Interessant ist die räumliche Verbreitung der Pernek- er Schichten: wie auch in anderen Teilen des Rheno- danubikums (s. PREY, 1980b, 198) scheinen die Per- necker Schichten auch im südlichen Teil der Salzbur- ger Flyschzone nur untergeordnet entwickelt zu sein. Manchmal fehlen sie auch vollständig: so schalten sich im Fuschler Achenal (E von Plainfeld) in die obere Ze- mentmergelserie grobkörnige Sandsteinbänke ein, wel- che vermutlich bereits zu den Altlenzbacher Schichten überleiten. Im zentralen Teil der Flyschzone (z. B. im Altenbach SE von Henndorf) werden die dünnbankigen Pernecker Schichten von den dickbankigen Basissand- steinen der Altlenzbacher Schichten unmittelbar über- lagert. Im Norden der Flyschzone dagegen (im Diesengra- ben und Sulzberggraben) entwickelt sich aus den Pernecker Schichten allmählich eine dünnbankige Ba- sisabfolge der Altlenzbacher Schichten. Die Pernecker Schichten weisen hier oft einen etwas höheren Karbo- natgehalt als im Süden auf, sodaß nicht nur Tonsteine sondern auch Tonmergel vorliegen. Auch die Farben sind im Vergleich zu den weiter südlich gelegenen Vor- kommen anders: während dort neben grünen und grau- en Peliten vor allem braunrote Tonsteine vorliegen, sind diese im Norden oft heller, nämlich ziegelrot.

Vermutlich ist auch die Mächtigkeit der Pernecker Schichten im Norden größer als im Süden: wegen der schichten Aufsclußverhältnisse und der meist zu be- beobachtenden Faltung dieser Gesteine können aber da- zu keine konkreten Angaben gemacht werden; größen- ordnungsmäßig kann die Mächtigkeit der Pernecker

Schichten aber mit einigen Zehnermetern angegeben werden.

Das Alter der Pernecker Schichten in Salzburg gibt bereits PREY (1980c, 290) mit Obercampan bzw. Wende Campan – Maastricht an. Diese Einstufung bestätigte sich auch jetzt sowohl durch die Nannofloren als auch durch die Foraminiferenfaunen: Eine reiche Nannoflora, die stellvertretend für viele untersuchte Proben steht, wurde aus einem Tonmergel bestimmt, welcher östlich des Toten Mannes (Henndorfer Wald) aufgesammelt wurde (BA37a/84; det. H. STRADNER):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Quadrum trifidum (STRADNER)
Calculites obscurus (DEFLANDRE)
Eiffelithus eximius (STOVER)
Chiastozygus litterarius (GORKA)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Zygodiscus spiralis (BRAMLETTE & MARTINI)
Vekshinella crux (STOVER)
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Petrarhabdus copulatus (DEFLANDRE)

Diese Probe belegt das oberste Campan (Zone CC 22).

Aus dem Diesengraben stammt eine Foraminiferenfauna, welche auch kleinwüchsige Kalkschaler enthielt (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH; BA27/85):

Globotruncana fornicata (PLUMMER)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana rugosa MARIE
Globotruncana ventricosa WHITE
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY)
Globotruncanella cf. havanensis (VOORWIJK)
Hedbergella ex gr. planispira (TAPPAN)
Globigerinelloides sp.
Gyroidina cf. globosa (HAGENOW)

Diese Fauna belegt den Zeitraum des oberen Campan bis Maastricht.

Im Gegensatz zu den eben aufgelisteten Fossilien, welche vermutlich umgelagert sind, steht eine reine Sandschalerfauna aus dem kleinen Grabeneinschnitt bei Berggassing (SE von Anthering), welche wiederum in dankenswerter Weise von Herrn Dr. K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) bestimmt wurde (GB4a/87):

Psammosphaera fusca SCHULZE
Saccamina placenta (GRZYBOWSKI)
Hormosina ovulum (GRZYBOWSKI)
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus siliceus (TERQUEM)
Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL)
Lituotuba lituiformis BRADY
Trochammina globigeriniformis (PARKER & JONES)
Reophax minutus TAPPAN
Nodellum cf. velascoense (CUSHMAN)
Cystamminella pseudopaucilocucata MJATLIUK
Rzehakina epigona epigona (RZEHAK)
Rzehakina epigona lata CUSHMAN & JARVIS
Rhabdammina sp.
Rhizammina sp.
Recurvoides sp.

2.7. Altlenzbacher Schichten (Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär; Muntigler Serie; Bleicherhornserie)

Mit bis zu 2 km Mächtigkeit bilden die Altlenzbacher Schichten das bedeutendste Schichtglied im Ostteil des Rhenodanubikums zwischen Bergen und Wien; sie bauen damit hier weit mehr als die Hälfte der gesamten Flyschabfolge auf. Im benachbarten Bayern weist FREIMOSER (1972, 47f) darauf hin, daß diese Serie gelegentlich in drei Abschnitte gegliedert werden kann (Basis-Sandstein; Übergangsschichten; Rhythmitgruppe). In Österreich machte MAURER (1972, 151ff) zur gleichen Zeit ebenfalls auf eine lithologische Gliederung dieser Gesteinsabfolge aufmerksam, welche er als „Mürbsandsteinführende Serie“ beschreibt (basale Feinbrekzien und Sandsteine, im Hangenden davon Kalksandsteine und graue harte Mergel). SCHNABEL (1979, 36f und frdl. mündl. Mitt.) betont gleichfalls, daß die Altlenzbacher Schichten in kartierbare lithostratigraphische Einheiten unterteilt werden können. Die von SCHNABEL in Niederösterreich erkannte Gliederung wurde mit Erfolg auch in Oberösterreich angewandt (BRAUNSTINGL, 1988a; EGGER, 1987a). Diese Einteilung erwies sich auch in der Salzburger Flyschzone als brauchbar (EGGER, 1986, 402), allerdings nur in der Südhälfte des Arbeitsgebietes. Es gelang hier nämlich, fazielle Unterschiede in der meridionalen Verbreitung der Altlenzbacher Schichten festzustellen, wie im Folgenden ausgeführt wird:

Am deutlichsten lassen sich diese Faziesunterschiede an der Basis der Altlenzbacher Schichten beobachten. Wie bereits aus den oben zitierten Arbeiten hervorgeht, setzt dieses Schichtglied oft mit einer markanten Sandstein- bis Feinbrekzienfolge ein, in welcher pelitische Zwischenlagen und Einschaltungen fast zur Gänze fehlen; als Erster machte PREY (1957, 325) auf diesen Umstand aufmerksam.

Im Salzburger Flysch liegen die besten Aufschlüsse dieser Basisabfolge im Altenbachgraben südöstlich von Henndorf und etwas südlich davon im kleinen aufgelassenen Steinbruch beim Gehöft Pichl. Gute Aufschlüsse fanden sich aber auch im Henndorfer Wald und an der Forststraße an der Ostflanke des Kolomannsberges. Lithologisch überwiegen 2–3 m mächtige, braun anwitternde Sandsteinbänke, welche weder eine Gradierung, noch andere bankinterne sedimentäre Strukturen, noch Sohlmarken erkennen lassen; lediglich gegen die Bankoberkante kommt es manchmal zu einer Zunahme des pelitischen Bindemittels und zu einer Aufspaltung der Bänke in cm-dicke Platten. Tonsteinflatschen innerhalb der Sandsteinbänke (Tongallen) belegen sowohl die Erosionskraft der Resedimentströme, als auch deren hohe Dichte, d. h. deren große Auftriebskräfte, durch welche die bis zu mehrere Zentimeter langen Tongallen in die Grob- bis Mittelsandfraktion gelangten.

Diese Sandsteinbänke können nicht mit Hilfe der Bouma-Abfolge beschrieben werden, vielmehr handelt es sich um Fluxoturbidite; nur gelegentlich sind klassische Turbidite in die Abfolge eingeschaltet. Die Fluxoturbiditbänke scheinen im Streichen über weite Strecken verfolgbar zu sein, und die an ihrem Aufbau beteiligten Komponenten wurden somit allem Anschein nach beckenparallel transportiert. Nach den bisherigen Geländebeobachtungen des Verfassers scheint die Korngröße und die Bankmächtigkeit der Basissandsteine

gegen Osten hin zuzunehmen; so sind z. B. im östlichen Oberösterreich und in Niederösterreich bis zu 5 m mächtige Fluxoturbiditbänke keine Seltenheit (s. EGGER, 1989: 64). Es kann daher vermutet werden, daß die Anlieferung des Materials aus Osten erfolgte. Allerdings muß zur Absicherung dieser Vermutung erst der Zusammenhang dieser Sandsteinzüge im Streichen überprüft werden.

Nördlich von den eben beschriebenen Vorkommen im Altenbachgraben bilden die Basissandsteine noch gute Aufschlüsse im Bereich des Henndorfer Waldes, und zwar am Nordhang des Klausbachgrabens und an der deutlichen Geländerippe des Hasenkopfes. Die Unterlagerung durch die Pernecker Schichten ist hier gut erkennbar. Noch weiter nördlich konnten keine Basissandsteine mehr beobachtet werden. Südlich des Irrsberggipfels, in den Gräben E und SE vom Gehöft Wimmer (Oberlauf des Seitzbaches) befindet sich unmittelbar hangend von den Pernecker Schichten eine dünnbankige Flyschabfolge. Deren Hartbänke sind meist nur dezimetermächtig, nur vereinzelt treten Bänke mit bis zu 25 cm Mächtigkeit auf. Diese Sandstein- und Siltsteinbänke, welche gelegentlich Gradierung, Parallelschichtung und Sohlmarken erkennen lassen, wechselagern mit grünen und grauen, oft siltigen Tonsteinen und Tonmergeln. Kohlehäcksel wurden auf den Schichtflächen der Hartbänke mehrfach beobachtet, nicht selten ist auch eine auffällige Dunkelfärbung der Klufflächen.

Auch an der Ostseite des Buchberges im Graben SE vom Weiler Feichten tritt die dünnbankige Basisabfolge der Aitlengbacher Schichten wieder auf, hier allerdings stärker verrutscht. Die wiederum typischen graugrünen siltigen Tonmergel enthielten keine Nannofossilien, wohl aber eine reiche Sandschalerfauna der Oberkreide, welche große Ähnlichkeiten mit den Foraminiferenfaunen aus dem alten Steinbruch bei Muntigl aufweist und vermutlich ins Maastricht zu datieren ist (BA160/86; det. K. F. WEIDICH:

Kalamopsis grzybowskii (DYLAZANKA)
Lituotuba lituiformis BRADY
Saccamina placenta (GRZYBOWSKI)
Rzehakina epigona epigona (RZEHAKE)
Rzehakina epigona incusa (GRZYBOWSKI)
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus siliceus (TERQUEM)
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Reophax pilulifer BRADY
Reophax scalaria GRZYBOWSKI
Reophax splendidus (GRZYBOWSKI)
Rhabdammina cylindrica GLAESSNER
Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)
Haplophragmoides sp.
 „*Trochamminoides*“ *proteus* (KARRER)
Rhizammina sp.

Eine vergleichbare Abfolge wurde auch weiter westlich am Südabhang des Haunsberges, im Sulzberggraben, angetroffen. Dort folgt über den gut aufgeschlossenen Pernecker Schichten ebenfalls eine pelitreiche Faziesausbildung, wie sie eben oben beschrieben wurde; hier treten aber sehr vereinzelt auch mürb anwitternde Sandsteinbänke von bis zu 1 m Mächtigkeit auf. Dieselbe Fazies wurde auch noch etwas weiter südlich im Hauserbachgraben (ENE Acharting, knapp unter 500 m Seehöhe) angetroffen, wo aus einer Sandstein-

bank auch ein größerer Inoceramenrest aufgesammelt werden konnte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Basis der Aitlengbacher Schichten im Süden fast zur Gänze aus dickbankigen Sandsteinen aufgebaut wird, während im Norden geringmächtige Hartbänkchen mit weicheren Pelitgesteinen etwa im Verhältnis 1:1 wechsellagern.

Über den dickbankigen Basissandsteinen folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge, welche durch ihren hohen Gehalt an karbonatreichen Gesteinen ausgezeichnet ist: es überwiegen Kalksandsteine und graue, harte Kalkmergel vom Typus der „Zementmergel“; Tonsteine treten selten auf. Die Hartbänke sind meist gradiert und zeigen an ihrer Basis nicht selten Feinbrekzien- oder Grobsandsteinlagen. Vereinzelt wurde Amalgamation beobachtet. In diese karbonatreiche Abfolge schalten sich in Abständen von mehreren Zehnermetern einzelnen Mürbsandsteinbänke von bis zu 2 m Mächtigkeit ein. Die besten Aufschlüsse dieser Lithofazies der Aitlengbacher Schichten liegen im Bereich des Thalgauberges und des Henndorfer Waldes.

In Oberösterreich (s. EGGER, 1987, 144) folgt über dieser durch ihren hohen Karbonatgehalt charakterisierten Abfolge erneut ein völlig von Sandsteinen beherrschter Profilabschnitt. Dieser schient in geringmächtiger Ausbildung auch am Thalgauberg entwickelt zu sein; hier verhindern aber Störungen und schlechte Aufschlußverhältnisse genauere Einblicke.

Am weitesten verbreitet von den verschiedenen Lithofaziestypen der Aitlengbacher Schichten ist eine pelitreiche Fazies; pelitische Gesteine bauen dabei im Durchschnitt etwa 50 % der Schichtfolge auf, manchmal auch wesentlich mehr. Diese Faziesausbildung ist typisch für das gesamte Profil der Aitlengbacher Schichten des Nordteiles des Rhenodanubikums. Im Südtteil setzt sie erst über den oben beschriebenen Faziestypen ein. Hervorragende Aufschlüsse davon finden sich am Thalgauberg (Vetterbachgraben und Ölgraben), im Antheringer- und Achartingerbachgraben und im Einschnitt des Prossingerbachgrabens bei Elixhausen.

Die dominierenden Pelitgesteine liegen in verschiedenen Ausbildungsformen vor: Neben harten Kalkmergeln (Typ „Zementmergel“) wurden auch mikritische, splitterig brechende, hellgraue Mergelkalke beobachtet. Weiche hellgraue Mergel und Kalkmergel sind, wie auch die oben aufgelisteten Gesteine, ein weiterer Hinweis auf Hang- und Schelfgebiete mit hoher Karbonatproduktion, die vor allem im obersten Maastricht und im Untereozän Höhepunkte erreichte.

Neben den karbonatreichen Peliten haben mittel- bis dunkelgraue, feinlamierte Tonsteine und Tonmergel, welche oft einen Gehalt an Silt aufweisen, weite Verbreitung. Im Liegenden gehen diese Ablagerungen häufig in turbiditische Hartbänke über. Die meist nicht sehr reichen Nannofloren dieser Pelitgesteine weisen einen hohen Gehalt an umgelagerten Formen auf (heterochron allochthone Floren), wobei bemerkenswert ist, daß vor allem campane Fossilien umgelagert wurden, während Unterkreidearten nur äußerst selten beobachtet wurden.

Bei den bisher beschriebenen Pelitgesteinen handelt es sich durchwegs um resedimentierte Ablagerungen, welche aus Trübeströmen abgesetzt wurden; sie können in Verbindung mit turbiditischen Hartbänken stehen, liegen aber auch sehr häufig isoliert vor. Große Bedeutung für die Erkennung dieser Pelitturbidite hat

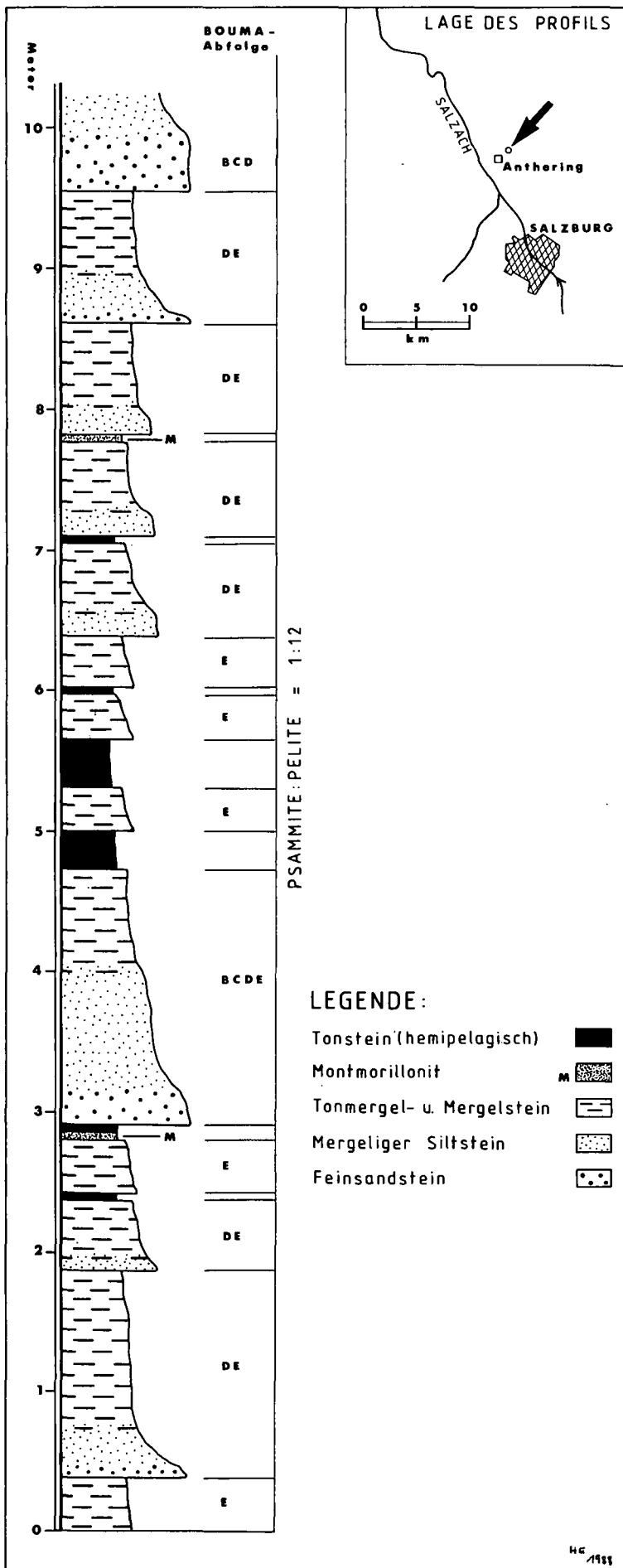


Abb. 1.
Die pelitreiche Lithofazies der Altengbacher Schichten im Oberpaläozän und Untereozän“.

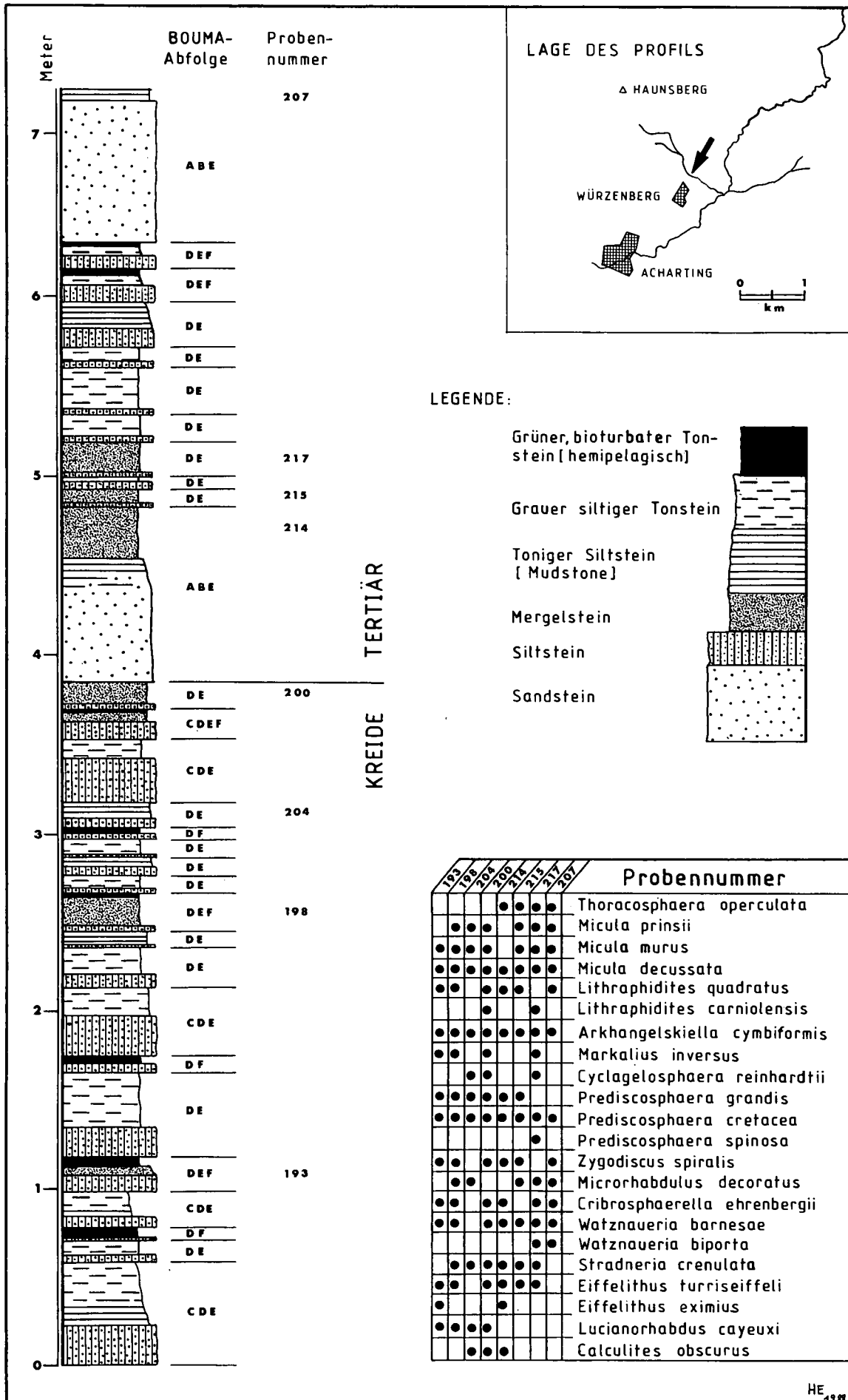


Abb. 2. Die Altengbacher Schichten im Bereich der Kreide-Tertiär-Grenze im Maunitzbachgraben.

HE 1988

ein weiterer Typus von Pelitgesteinen, nämlich hellgrüne, stark bioturbate, nannosterile Tonsteine. Gemäß den von HESSE (1975) herausgearbeiteten Kriterien (z. B. fehlender Karbonatgehalt; Bioturbation; helle Farbe aufgrund des geringen Gehaltes an organischem Kohlenstoff) handelt es sich dabei um das hemipelagische, nicht-turbiditische „Normal“-Sediment. Diese Tonsteine belegen damit die Sedimentation der Altenglbacher Schichten unter der Kalzit-Kompensationstiefe.

Ein weiterer Pelittypus innerhalb der Altenglbacher Schichten wird von Bentonitlagen gebildet, welche sicher auf pyroklastische Sedimente zurückgehen (s. Abb. 1). Die Röntgendiffraktometeraufnahmen ergaben einen reinen monomineralischen Montmorillonit (frdl. Mitt. E. Ch. KIRCHNER, Salzburg). Diese nun erstmals in der Rhenodanubischen Flyschzone nachgewiesenen Ablagerungen treten in Form von bis zu 3 cm dicken, hellgrauen bis weißen, krümelig zerreibbaren Lagen im Grenzbereich Paläozän/Eozän auf.

Entsprechend der vielfältigen Ausbildung der Pelitgesteine ist auch jene der durchwegs turbiditischen Hartbänke: mit den harten Kalkmergeln genetisch verbunden treten Kalksandsteine auf. Im Tertiär fehlen aber die Kalkmergel meist und die Kalksandsteinbänke zeigen dort sehr häufig eine intensiv gelbbraune Anwitterungsfarbe und überaus deutlich herauswitternde Boumaabfolgen. Die charakteristischen Hartbänke dieser Faziesausbildung sind aber die mürb anwitternden Sandsteine, die sehr oft lithologische Übergänge zu den erwähnten siltigen Tonmergeln zeigen.

Wie auch aus dem abgebildeten Profil (s. Abb. 2) ersichtlich ist, sind die Mächtigkeiten der Hartbänke sehr unterschiedlich: sie reichen von wenigen Zentimetern bis zu 2 m. Neben vollständigen Boumaabfolgen treten sehr häufig auch solche ohne die basalen Abschnitte auf. Nach MUTTI (1975, 25f) handelt es sich um die Faziesausbildungen D1 und C2. Möglicherweise erfolgte die Anlieferung des Materials aus verschiedenen Richtungen. Aus der Fazies D1 liegen allerdings bislang noch keine Hinweise auf die Bewegungsrichtung der Trübestrome vor; die Kolkungsmarken auf den Sohlflächen der mächtigeren Sandsteinbänke (Fazies C2) verweisen einheitlich auf eine Transportrichtung des resedimentierten Materials von Osten nach Westen.

In den jüngsten Ablagerungen des Salzburger Rhenodanubikums, welche aus dem Oberpaläozän (NP9) und Untereozän (NP10 und NP11) stammen, erreichen die Pelitgesteine die völlige Vorherrschaft. Im abgebildeten Profil (s. Abb. 1) liegt das Verhältnis von Psammiten zu Peliten bei 1 : 12. Die Pelitgesteine bilden oft die obersten Abschnitte (T_{b-e} , T_{c-e} , T_{de}) des Boumazylus. Diese Faziesausbildung entspricht sehr gut der Fazies D2 von MUTTI et al. (1975, 26f). Mehrere Kolkungsmarken belegen hier eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübestrome von Westen nach Osten.

Obwohl der hier besprochene Teil des Rhenodanubikums vermutlich die Fortsetzung der Greifensteiner Decke bildet, kann die zuletzt erwähnte Fazies (D2) nicht mit den altersgleichen Greifensteiner Schichten verglichen werden; sowohl das Fehlen von markanten Sandsteineinschaltungen als auch die Heranlieferung des resedimentierten Materials aus Westen sprechen gegen einen solchen Vergleich. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand scheint es am günstigsten zu sein, diese Schichtfolge noch zu den Altenglbacher Schichten zu

rechnen. Deren Schichtumfang reicht daher von der Basis des Maastricht bis mindestens in das Untereozän; es muß in diesem Zusammenhang aber darauf aufmerksam gemacht werden, daß in der Bohrung Oberhofen (WAGNER et al., 1986, 14) auch noch obereozäne Flyschsandsteine angetroffen wurden.

2.7.1. Zur Lage der Kreide-Tertiär-Grenze

Diese wichtige biostratigraphische Zäsur liegt im oberen Abschnitt der Altenglbacher Schichten (s. Abb. 2). Das oberste Maastricht ist dabei durch seinen Karbonatreichtum ausgezeichnet. Die oben erwähnten weichen, gut mit dem Fingernagel ritzbaren Mergel enthalten überaus reiche Nannofloren mit den Leitformen *Micula murus* (MARTINI) und *Micula prinsii* PERCH-NIELSEN. Diese Floren wurden vermutlich schon kurze Zeit nach ihrer Erstablagerung (vor der Lithifizierung des Karbonatschlammes) resedimentiert (synchron allochthone Floren).

Als Kriterium für die Position der Kreide-Tertiär-Grenze gilt allgemein (s. PERCH-NIELSEN, 1985, 430) das plötzliche gehäufte Auftreten der Gattung Thoracosphaera. Einen weiteren wichtigen Hinweis liefert der rapide Rückgang des biogenen Karbonatgehalts unmittelbar über der Grenze, eine Folge des Massensterbens des marinen Planktons an dieser Grenze (s. THIERSTEIN, 1981, 364).

Im Profil im Maunitzbachgraben wurden die ersten Thoracosphaeren (Bruchstücke und mehrere vollständige Exemplare) im hangendsten Abschnitt eines relativ mächtigen Turbidits nachgewiesen; sie sind hier sicher umgelagert. Da im Liegenden der Turbiditbank aber keine Thoracosphaeren mehr auftreten, wurde die Basis des Turbidits als die Unterkante des Tertiär angesehen; die eigentliche Grenzschicht wurde vermutlich erodiert. Im Hangenden des erwähnten Turbidits treten noch zwei Mergellagen auf, dann folgen mehrere Zehnermeter eines weitgehend karbonatfreien Profilschnittes, in welcher die zuvor so typischen Mergellagen völlig fehlen. Der Zeitunterschied zwischen dem plötzlichen gehäuften Auftreten von Thoracosphaeren und dem Aussetzen der karbonathaltigen Gesteine erklärt sich durch den Resedimentationsvorgang; dadurch wurden auch noch im tiefsten Paläozän Karbonatschlamm-turbidite abgelagert, die aus Material der jüngsten Kreidezeit aufgebaut werden. Der an und für sich geringe Zeitunterschied zwischen der Erstablagerung dieser Sedimente und ihrer Resedimentation erschwert im vorliegenden Fall die Identifizierung der Kreide-Tertiär-Grenze.

3. Tektonik

3.1. Einleitung

Die Hauptflyschdecke, welche als westliche Fortsetzung der Greifensteiner Decke angesehen werden kann, erreicht im Land Salzburg eine maximale Breite von 18 km. Gegen Westen wird sie rasch schmaler, und die tektonischen Strukturen und Schichtgrenzen des Rhenodanubikums streichen von Nordosten kommend schräg an den Kalkalpennordrand heran. Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 427) machten auf diesen Umstand aufmerksam und betonten infolgedessen,

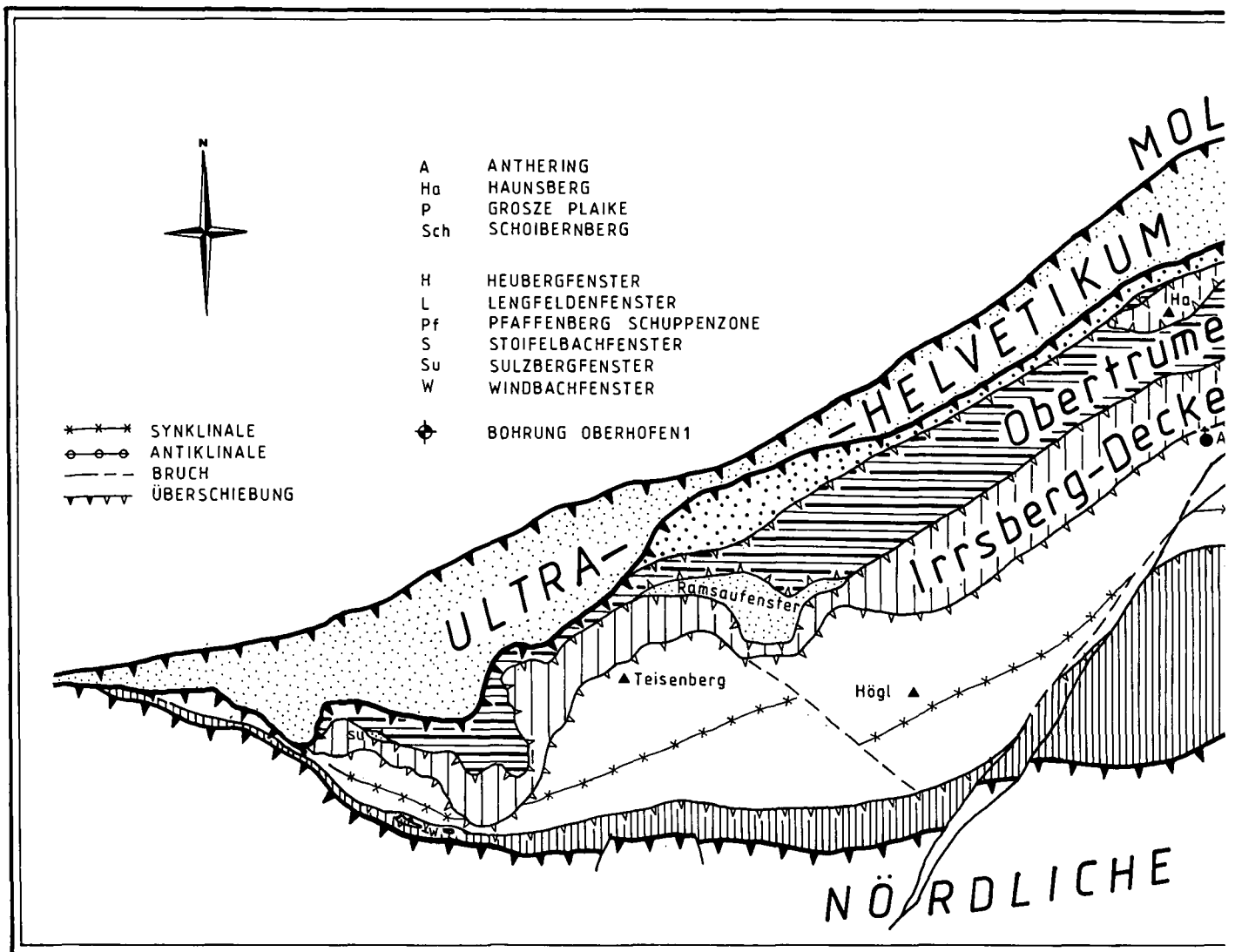


Abb. 3. Tektonische Übersichtskarte der südostbayerischen und Salzburger Flyschzone. Erstellt nach eigenen Aufnahmen und nach Unterlagen von ABERER & BRAUMÜLLER (1958), BRAUNSTINGL (unveröff.), FREIMOSER (1972), GÖTZINGER (1955), PREY (1969, 1980c).

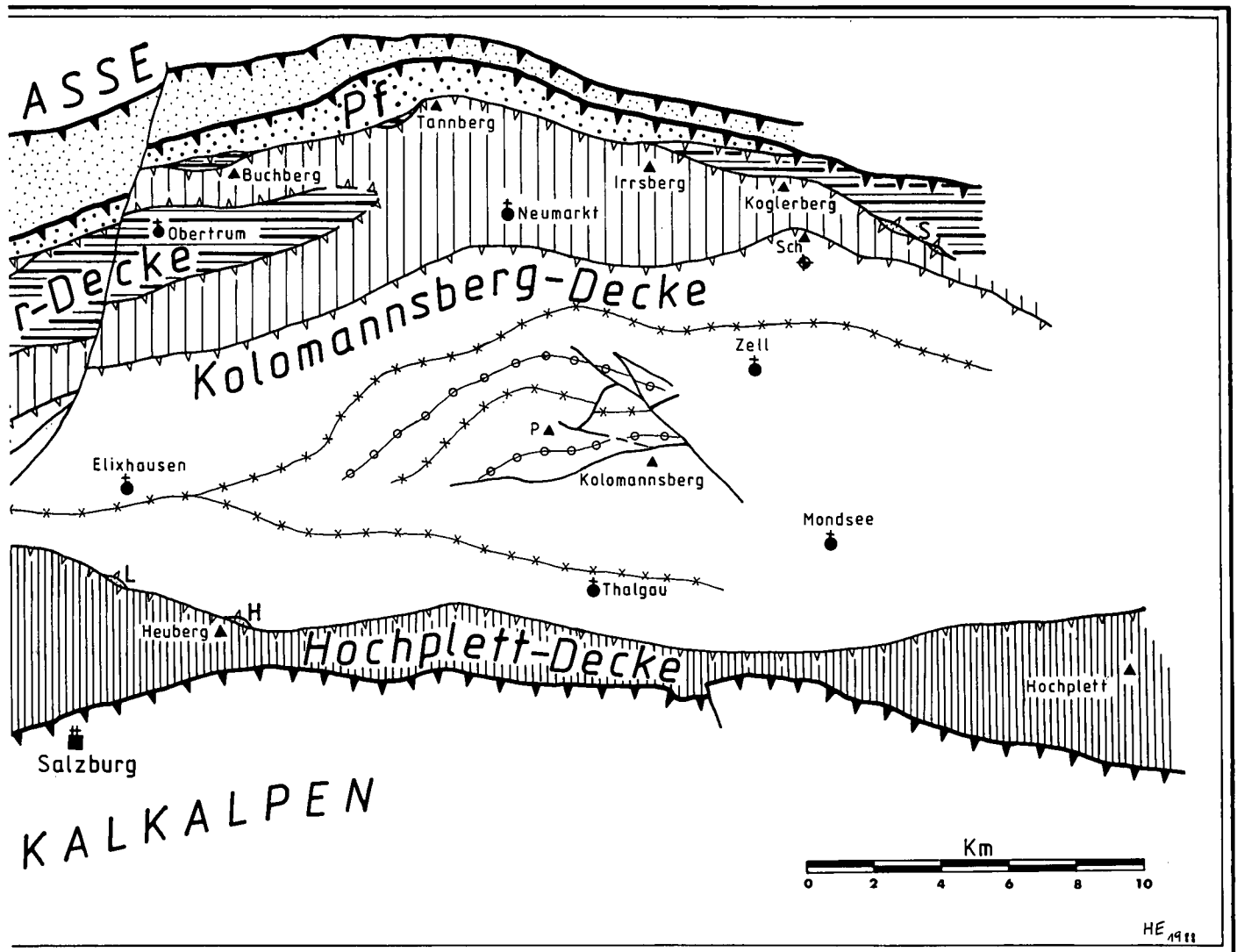
daß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch als Reliefüberschiebung zu deuten ist.

Bislang wurde als dominierender Baustil des Rhenodanubikums ein isoklinaler nordvergenter Faltenbau angenommen, welcher manchmal geringfügige Schuppung aufweisen soll (z. B. ABERER & BRAUMÜLLER, 1958, 34; PREY, 1980c, 298ff). Die nördlichste von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) erkannte Einheit, welche aus verschuppten Unterkreideschichtgliedern aufgebaut wird, wurde von TOLLMANN (1985, 397) mit dem Begriff Laßbergsschuppe belegt; die nächsthöhere Einheit bekam vom selben Autor den Namen Tannbergsschuppe. Diese Bezeichnungen werden in der vorliegenden Arbeit nicht übernommen, da die tektonischen Verhältnisse am Tannberg komplizierter sind, als von ABERER & BRAUMÜLLER angenommen wurde.

Insgesamt konnten im Rhenodanubikum eine Schuppenzone am Nordrand (diese entspricht der Nordzone der Greifensteiner Decke im Wienerwald) und vier Teildecken erkannt werden. Die Bezeichnung „Teildecke“ erscheint hier gerechtfertigt, weil diese Einheiten bislang im Streichen schon über 40 km weit verfolgt werden konnten und Überschiebungsbeträge von einigen Kilometern vorliegen.

Die kartierungsmäßige Verfolgung der Ausstriche der Bewegungsbahnen machte aufgrund der weitflächigen Quartärbedeckung große Schwierigkeiten. Als günstig erwies es sich, daß sowohl im Westen des Arbeitsgebietes (etwa am Meridian des Haunsberges) als auch im Osten (etwa am Meridian des Irrsberges) verhältnismäßig gut aufgeschlossene N-S-Profile angetroffen wurden. Diese erlaubten, ausgehend vom Nordrand des Rhenodanubikums, eine Korrelation der Strukturelemente. Bei dieser waren auch Faziesvergleiche und vor allem die stratigraphischen Ergebnisse der vielen Nannoplanktonuntersuchungen von großer Bedeutung. Die auf diese Weise erarbeitete Karte und das von FREIMOSER (1972) geschaffene Bild der angrenzenden südostbayerischen Flyschzone ließen sich gut aneinanderpassen. Somit konnte eine tektonische Übersichtskarte der südostbayerischen und der salzburgischen Flyschzone geschaffen werden, die im Folgenden näher erläutert wird.

Auf dieser tektonischen Karte wurde im Norden des Rhenodanubikums auch noch das Ultrahelvetikum in seiner ganzen Ausstrichbreite dargestellt. Die Bezeichnung „Ultrahelvetikum“ ist hier im Sinne von PREY verwendet, welcher nicht nur die Buntmergelserie, son-



dem auch die Kressenberger und Adelholzener Fazies zum Ultrahelvetikum rechnet (PREY, 1980b, 191). PREY (1980, 87) begründet diese Zuordnung damit, daß die karbonatreiche helvetische Fazies von Westen kommend nur etwa bis zum Tegernsee reicht und von hier weg gegen Osten faziell durch das pelitreiche Ultrahelvetikum ersetzt wird. Bereits früher machte PREY (1975, 3) darauf aufmerksam, daß in den ultrahelvetischen Ablagerungen Oberösterreichs das Eozän in Adelholzener Fazies dominiert; daraus leitet der genannte Autor die Vermutung ab, daß auch die entsprechenden Vorkommen in Salzburg und Ostbayern zum Ultrahelvetikum gehören könnten und daß hier die stratigraphisch liegende Buntmergelserie nur infolge Abscherung weitgehend fehlt.

3.2. Die Pfaffenberg-Schuppenzone

ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 34) unterschieden am Nordrand des Salzburger Rhenodanubikums zwei Flyschschuppen: eine basale Schuppe, welche im wesentlichen aus Neokomflysch aufgebaut wird, und eine höhere Schuppe mit der üblichen Flyschschichtfolge

vom Neokom bis in die Oberkreide. TOLLMANN (1958, 397) gab der liegenden Einheit den Namen Laßberg-schuppe, der hangenden Namen Tannberg-schuppe. Wie die jetzt abgeschlossene Neuuntersuchung allerdings zeigte, ist die tektonische Gliederung von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) nicht zutreffend, da die Unterkreideablagerungen tatsächlich nirgends in einem stratigraphischen Zusammenhang mit den südlich anschließenden Oberkreidesedimenten stehen (s. Kap. 3.3.). Dementsprechend kann auch die von TOLLMANN vorgeschlagene Nomenklatur nicht aufrecht gehalten werden. Stattdessen wurde für die Schuppenzone am Nordrand des Rhenodanubikums, welche durch eine eigenständige Flyschfazies ausgezeichnet ist, die Bezeichnung Pfaffenberg Schuppenzone (nach dem südlich von Mattsee gelegenen Weiler Pfaffenberg) geprägt.

Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 421 f) erkannten die fazielle und tektonische Eigenständigkeit der Gesteine der Pfaffenberg Schuppenzone, welche sie aufgrund ihrer Position und ihrer Lithofazies mit den eozänen Unternoggschichten verglichen. ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 17 ff) konnten dann allerdings das Unterkreidealter der in Frage stehenden Ablagerungen

belegen; außerdem glaubten die genannten Autoren ein durchgehendes Profil von der Unterkreide über die Mittelekreide (Reiselsberger Schichten) bis in die Oberkreide (Zementmergelserie) erkannt zu haben. Diese Ergebnisse führten dazu, daß die vor allem durch ihre Grobklastikaführung ausgezeichneten Unterkreidegesteine am Nordrand der Flyschzone zur Schichtfolge des Rhenodanubikums gerechnet wurden. Daran änderte sich auch nichts, als die Neubearbeitung der Untertoggschichten an ihrer Typlokalität in Bayern eine stratigraphische Reichweite dieser Gesteine vom Apt bis in das Untereozän ergab (REICHEL, 1960, 90).

In jüngster Zeit konnte nachgewiesen werden (EGGER, 1987, 267 und Kap. 3.3. dieser Arbeit), daß es sich bei der als Reiselsberger Schichten angesprochenen Abfolge, welche zwischen Gault- und Campangesteinen liegt, tatsächlich um Altenglbacher Schichten des Maastricht handelt. Damit ist eindeutig belegt, daß die Unterkreideablagerungen in keinerlei stratigraphischem Zusammenhang mit den oberkretazischen Schichtgliedern des Rhenodanubikums stehen. Daher muß jetzt aber auch die tektonische Zuordnung dieser Gesteine neu überdacht werden.

Bereits FREIMOSER (1972, 57) betonte die große Ähnlichkeit des Komponentenbestandes der verschiedenen Konglomeratvorkommen im Ultrahelvetikum und in der Flyschunterkreide Südostbayerns; diese geht soweit, daß der genannte Autor in dieser Hinsicht eine gemeinsame Beschreibung der erwähnten Grobklastikavorkommen durchführte. Zudem grenzen im dortigen Gebiet beide Schichtglieder – die dem Ultrahelvetikum zugerechnete Eschbannhauser Serie und die grobklastikaführende Unterkreide – unmittelbar aneinander.

Die Fazies der Eschbannhauser Serie wird nach FREIMOSER (1972, 24) von grauen Kalkmergeln, sandigen Schiefertönen und Tonmergeln dominiert, in die bis dm-dicke Sandsteinbänke und bis mehrere Meter dicke Konglomeratlagen regellos eingeschaltet sind. Die Sandsteinbänke sind überwiegend glaukonitführend und weisen teils ein kalkiges, teils ein kieseliges Bindemittel („Ölquarzite“) auf; die Psammite zeigen oft sedimentäre Übergänge in die Psephite. Die Lithofazies der Eschbannhauser Serie ist somit überaus ähnlich jener der Gaultgesteine in Salzburg. FREIMOSER konnte in der Eschbannhauser Serie das Maastricht sicher nachweisen, vermutet aber, daß in dieser Schichtfolge die gesamte Oberkreide vertreten ist. Sollte aber die Eschbannhauser Serie tatsächlich schon cenomane Anteile enthalten, dann wäre auch ein stratigraphischer Zusammenhang mit den Gaultgesteinen möglich.

Die Ähnlichkeit in der Lithofazies, der idente Komponentenbestand, die stratigraphische Kontinuität und die räumliche Nachbarschaft der Unterkreidegesteine und der oberkretazischen Eschbannhauser Serie legen den Gedanken nahe, daß alle diese Ablagerungen aus ein und demselben Sedimentationsraum stammen. Es ist daher wenig wahrscheinlich, daß – wie bisher angenommen wurde – eine große Überschiebung diese Vorkommen trennt. Damit erhebt sich die Frage, ob die genannten Gesteine zum Ultrahelvetikum oder zum Rhenodanubikum gehören.

Das Ultrahelvetikum kann nach PREY (1980b, 191) unterteilt werden in ein Nordultrahelvetikum (vorwiegend Kalkmergel und Mergel in der Kreide und im Paläozän; Nummulitenkalksandsteine im Eozän) und ein Südultrahelvetikum (vorwiegend bunte Tonmergel und Tonsteine); die Abnahme des Karbonatgehaltes von

Norden nach Süden repräsentiert dabei die in diese Richtung zunehmende Wassertiefe. Vor allem im Alttertiär des Südultrahelvetikums sind in die Pelitfazies grobklastische Partien eingeschaltet (s. z. B. FAUPL, 1978, 14), welche aber meist nur geringe Mächtigkeit und geringe streichende Erstreckung aufweisen.

Meist rot gefärbte südultrahelvetische Pelitgesteine treten auch am Nordrand des Salzburger Rhenodanubikums auf: Bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1948, 33) machen darauf aufmerksam, daß diese Gesteine an der Basalfläche des Rhenodanubikums verschürft sind und im Steinbachgraben (Tannberg) sogar fensterartig innerhalb der Unterkreideablagerungen auftreten. Die oberkretazische Buntmergelserie des Steinbachfensters konnte jetzt im Streichen weiter nach Osten bis in den Mühlbergerbachgraben verfolgt werden. Eine reiche mittelcampäne Nannoflora lieferte ein hellroter Mergel, welcher östlich des Steinbaches in 690 m Seehöhe aufgesammelt wurde (BA 127/86):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Ceralithoides aculeus (STRADNER)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Micula decussata VEKSHINA
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Petrarhabdus copulatus (DEFLANDRE)
Nannoconus sp.

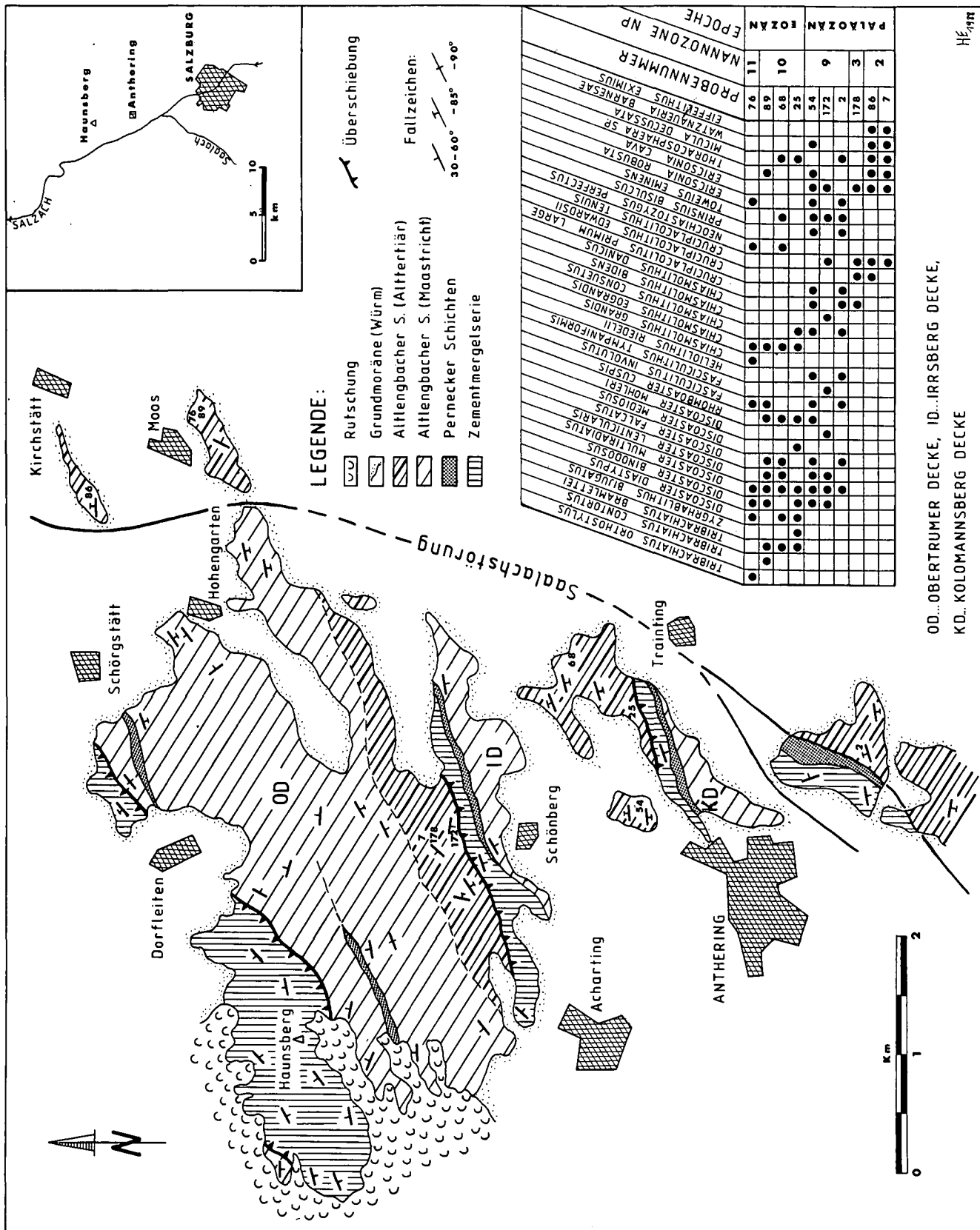
Weitere neue Vorkommen von Buntmergelserie wurden südlich des Reitshamer Baches, im unteren Mühlbergerbachgraben (600 m NN) und im Enhartinger Wald entdeckt. Alle dieser Vorkommen zeigen – wie auch die vergleichbaren Vorkommen am Haunsberg – keinen stratigraphischen Kontakt mit den Unterkreidegesteinen, sondern sind mit diesen verschuppt.

Das Fehlen von bunten Pelitgesteinen in der Schichtfolge der grobklastischen Gesteinsabfolge spricht gegen eine Zuordnung dieser Serie zum Ultrahelvetikum. Vielmehr weist das Auftreten von Tristelschichten und von turbiditischen Psammiten in allen Teilen der Schichtfolge auf eine enge fazielle Beziehung zum Rhenodanubischen Flysch hin. Daher werden im Sinne von BUTT & HERM (1978, 89) diese Gesteine als Nordrandfazies des Rhenodanubikums (als „marginaler Flysch“) betrachtet, welche dadurch ausgezeichnet ist, daß in die übliche Turbiditabfolge auch Grobklastiklagen eingeschaltet sind. Der stratigraphische Umfang der Abfolge scheint im betrachteten Gebiet vom Neokom bis in das Maastricht zu reichen. Der paläozäne Achthaler Sandstien repräsentiert vermutlich den alttertiären Anteil dieser Fazies.

3.3. Die Obertrumer Decke

Nach ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 26) sollen an der Nordwestflanke des Haunsberges, am Buchberg und am Tannberg durchgehende Profile vom Gaultflysch bis zur Zementmergelserie vorliegen. Die von den genannten Autoren als Reiselsberger Schichten eingestufteten Sandsteinabfolgen mit Pelitzwischenlagen enthielten aber am Haunsberg und am Buchberg reiche Nannofloren des Maastricht und erwiesen sich damit als Altenglbacher Schichten. Die nachstehende Flora, welche

Abb. 4.
Tektonik und Stratigraphie der Flyschzone im westlichen Flachgau.



PROBENNUMMER	76	11	89	10	68	10	25	54	172	9	2	178	3	86	7
TRIRACHIATUS ORHOSTYLUS	•														
TRIRACHIATUS CONTORTUS	•														
TRIRACHIATUS BRANLETTI	•														
DISCOASTER DIAPYCNUS	•														
DISCOASTER BILUATUS	•														
DISCOASTER BINOZUS	•														
DISCOASTER HULLIADATUS	•														
DISCOASTER FALCATUS	•														
DISCOASTER MEDIOSUS	•														
RHODASTER MOHLERI	•														
FASCICULUS CUSPIS	•														
HELICULITUS INVOLUTUS	•														
HELICULITUS RIEDERLII	•														
CHIASSOLITUS TYPANIFORMIS	•														
CHIASSOLITUS EOGRANDIS	•														
CHIASSOLITUS CONSUS	•														
CHIASSOLITUS PANICUS	•														
CRUPLICOLITUS PRIMUS	•														
CRUPLICOLITUS LARGE	•														
NEOCHIASCOLITUS EDWARDSI	•														
NEOCHIASCOLITUS TEMUS	•														
PRINUS BILUCUS PERFECTUS	•														
TOPIUS EMINENS	•														
ERICSONIA ROBUSTA	•														
ERICSONIA	•														
THORACOPHARA SP.	•														
MICULA DECUSATA	•														
WATZNAERIA	•														
EIFEITRITUS EXIMUS	•														
BARNESEAE	•														
PROBENNUMMER	76	11	89	10	68	10	25	54	172	9	2	178	3	86	7
PALEOZOEN KOZÄN															
EPOCHE															

H₂1911

OD... OBERTRUMER DECKE, ID... IRRSBERG DECKE, KD... KOLOMANNSBERG DECKE

OD... OBERTRUMER DECKE, ID... IRRSBERG DECKE, KD... KOLOMANNSBERG DECKE

hier als Beispiel für den Fossilinhalt dieser Gesteine angeführt ist, stammt aus einer Probe vom Buchberg (Grabeneinschnitt rund 300 m ENE vom Gehöft Römersberg, BA55/86):

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Reinhardtites anthophorus (DEFLANDRE)
Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Zygodiscus spiralis (BRAMLETTE & MARTINI)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)
Micula decussata VEKSHINA
Lithraphidites sp.

Das von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) beschriebene Sandsteinvorkommen vom Tannberg (NW vom Gehöft Hallerbauer), welches im Zuge von Straßenbauarbeiten aufgeschlossen war, ist heute leider nicht mehr zugänglich. Aufgrund der am Haunsberg und am Buchberg gemachten Erfahrungen ist es aber überaus wahrscheinlich, daß es sich auch hierbei um Altlenzbacher Schichten handelt und nicht um Reiselberger Schichten, wie ursprünglich vermutet wurde.

Es konnten somit an mehreren Stellen zwischen den Unterkreidegesteinen und der campanen Zementmergelserie Altlenzbacher Schichten des Maastricht nachgewiesen werden. Die tektonische Interpretation dieser kleinen Vorkommen bereitete zunächst Schwierigkeiten: es war unklar, ob es sich dabei nur um kleine Späne handelt, um Gleitschollen (Divertikel) oder gar um Teile einer größeren Einheit. Erst die weitere Kartierung erbrachte die Entscheidung zugunsten der letztgenannten Annahme, da die erwähnten Aufschlüsse der neu entdeckten Obertrumer Decke (benannt nach dem Ort Obertrum) zugeordnet werden konnten. Der von TOLLMANN (s. o.) eingeführte Begriff „Tannbergschuppe“ beinhaltet sowohl Teil der Obertrumer Decke als auch der ihr auflagernden Irrsberg Decke; diese Bezeichnung findet daher in der vorliegenden Arbeit keine Verwendung.

Daß die Vorkommen von Altlenzbacher Schichten am Haunsberg, Buchberg und Tannberg Teile einer tektonisch tiefliegenden Flyscheinheit sind, wird vor allem deutlich, wenn man die Strukturen weiter gegen Osten verfolgt. Östlich der Zellerseefurche, nördlich des Koglerberges und am Rehberg, gewinnt diese Einheit nämlich zunehmend an Bedeutung: Aufgrund eines gegen Osten absteigenden Basalzuschnittes tritt hier dann auch die Zementmergelserie zum Schichtverband der Obertrumer Decke hinzu. Diese Decke erreicht hier eine Ausstreichbreite von 1,5 km (s. Abb. 5). Durch die Tiefbohrung Oberhofen 1 ist erwiesen, daß die Obertrumer Decke noch weiter gegen Süden reicht und mindestens 2 km weit von der Irrsberg Decke überschoben ist. Weiters erbrachte die Bohrung den Nachweis, daß auch noch tertiäre (eozäne) Schichtglieder am Aufbau der Obertrumer Decke beteiligt sind, welche hier im Osten des Arbeitsgebietes an der Oberfläche nicht austreichen.

Tertiäre Gesteine haben aber weite Verbreitung in der Obertrumer Decke südlich des Haunsberges (s. Abb. 4). Dort konnte nicht nur das Paläozän, sondern auch das Untereozän mit Hilfe von Nannofossilien nachgewiesen werden. Durch die Haunsbergdeck-

scholle der Irrsberg Decke ist eine Mindeschubweite dieser Decke auf die liegende Obertrumer Decke von 2,5 km belegt. Die Deckscholle liegt auf dem Maastricht der Altlenzbacher Schichten, während weiter südlich die Hauptmasse der Irrsberg Decke oberpaläozäne Anteile der Altlenzbacher Schichten überschiebt. Diese Beobachtung und die erwähnten Verhältnisse weiter im Osten (wo Tertiär in der Bohrung Oberhofen, nicht aber unter der an der Oberfläche ausstreichenden Deckenbahn auftritt) deuten auf eine Reliefüberschiebung hin.

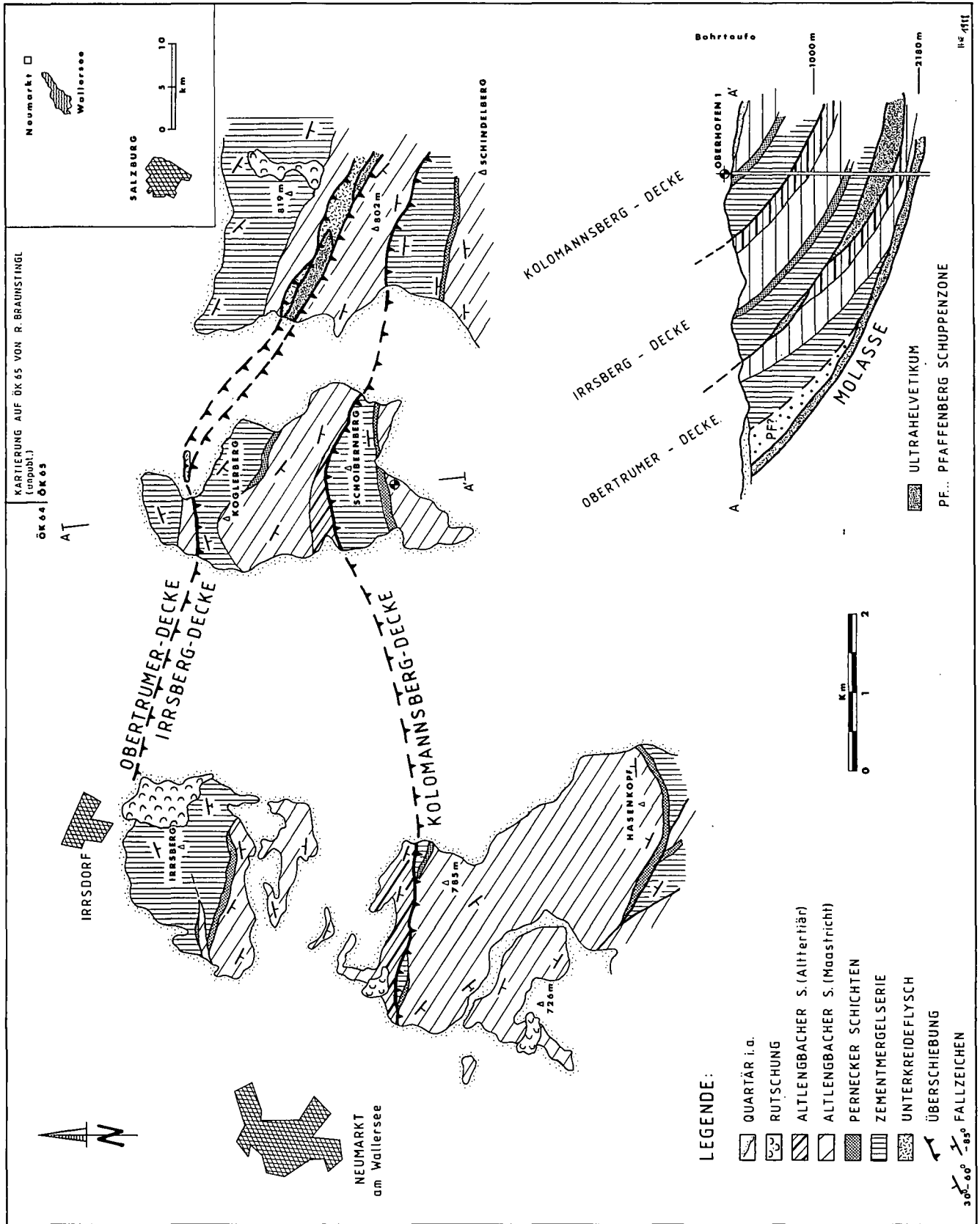
Die größte Ausstrichbreite hat die Obertrumer Decke mit etwa 3 km in ihrem bayerischen Anteil, wo FREIMOSER (1972, 20) den Flysch bei Teisendorf als Fortsetzung der Basisschuppe des nordwestlichen Teisenberges erkannte. Diese „Basisschuppe“ ist der westlichste Teil der Obertrumer Decke. Tertiär konnte hier bislang nicht nachgewiesen werden; auch das von FREIMOSER (1972, 51) erwähnte fragliche Paläozänvorkommen östlich des Gehöftes Thal erwies sich jetzt aufgrund seiner Nannofossilführung als sicheres Maastricht.

3.3. Die Irrsberg Decke

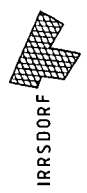
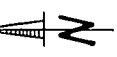
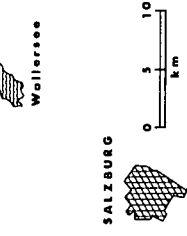
Die Obertrumer Decke wird von der Irrsberg Decke (benannt nach dem Irrsberg bei Straßwalchen) überlagert, deren größte Ausstrichbreite 5 km beträgt. Die Überschiebungsbahn ist deutlich ausgebildet und wird durch mehrere Schürflinge von Ultrahelvetikum markiert: Im Osten des Arbeitsgebietes gehört dazu das von PREY entdeckte Stoifelbachfenster, welches aus kretazischen und alttertiären Gesteinen aufgebaut wird; die Schürflingsnatur dieses Vorkommens ist durch die Bohrung Oberhofen 1 (WAGNER et al., 1986, Abb. 9) eindeutig nachgewiesen (s. Abb. 5). In der gleichen tektonischen Position wie das Stoifelbachfenster liegen in der südostbayerischen Flyschzone das Ramsaufenster südlich von Teisendorf und das kleine Sulzbergfenster nördlich des Zinnkopfes (s. FREIMOSER, 1972, Beil. 1 b).

Vermutlich war die Obertrumer Decke ursprünglich zur Gänze von der Irrsberg Decke überlagert. Heute ist diese höhere Decke vor allem in ihrem Westteil zurück-erodiert, wo die Obertrumer Decke einen halbfensterartigen Aufbruch bildet. Einen eindeutigen Hinweis auf die ursprüngliche Überlagerung gibt die Haunsberg-deckscholle der Irrsberg Decke (s. Abb. 4): die den Haunsbergkamm aufbauende Zementmergelserie zeigt eine klare, NE-SW-streichende Muldenstruktur. Unter diese fallen sowohl im Norden als auch im Süden Altlenzbacher Schichten des Maastricht ein. Verfolgt man die Strukturen weiter gegen Osten, so zeigen sich ähnliche Lagerungsverhältnisse wieder am Buchberg südlich von Mattsee. Wieder wird eine aus Zementmergelserie aufgebaute Mulde im Norden und im Süden von Altlenzbacher Schichten unterlagert. Und die gleiche Muldenstruktur tritt auch östlich des Buchberges am Tannberg auf.

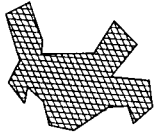
Während bei den erwähnten Vorkommen die Gesteine der Irrsberg Decke auf kretazischen Anteilen der Obertrumer Decke liegen, sind sie weiter im Süden gelegentlich auf alttertiäre Altlenzbacher Schichten aufgeschoben. Dadurch fällt es dort leicht, den Ausstrich der Bewegungsbahn zu verfolgen: südlich des Haunsberges verläuft dieser im Einzugsgebiet des Achartin-



KARTIERUNG AUF ÖK 65 VON R. BRAUNSTINGL
(unpubl.)
ÖK 64 | ÖK 65

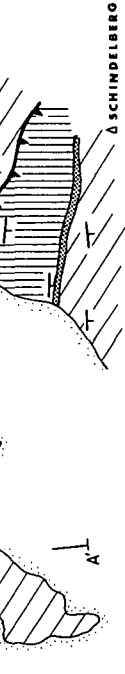


OBERTRUMER-DECKE
IRRBERG-DECKE



NEUMARKT
am Wallersee

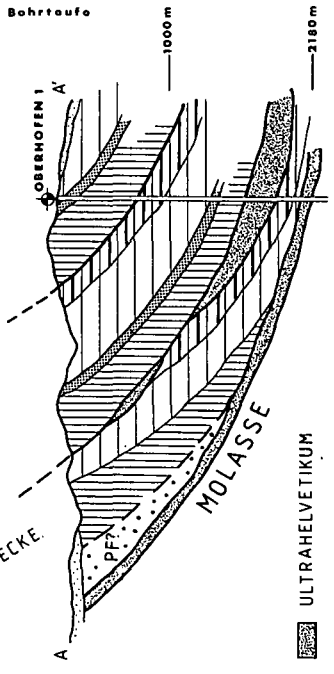
KOLOMANNSBERG-DECKE



OBERTRUMER - DECKE
IRRBERG - DECKE
KOLOMANNSBERG - DECKE

LEGENDE:

- QUARTÄR i. d.
- RÜTSCUNG
- ALTLENGBACHER S. (Alttertiär)
- ALTLENGBACHER S. (Maastricht)
- PERNECKER SCHICHTEN
- ZEMENTMERGELSERIE
- UNTERKREIDEFLYSCH
- ÜBERSCHIEBUNG
- FALLZEICHEN



ULTRAHELVETIKUM
PF... PFAFFENBERG SCHUPPENZONE

Abb. 5.
Tektonik und Stratigraphie der Flyschzone im Nordostteil des Arbeitsgebietes.
Bohrung Oberhofen 1 nach WAGNER et al. (1980).

114/411

ger Baches; oberstes Paläozän (NP 9 – *Discoaster multiradiatus* Zone) wird von campaner Zementmergelserie (Hällritzer Serie) überschoben. Unmittelbar aufgeschlossen wurde diese Überschiebung im kleinen Graben westlich vom Weiler Wald angetroffen; bemerkenswert ist dabei, daß diese wichtige Störung eine nur etwa 1 m breiten stark zerscherten und dicht mit Kalzitadern durchzogenen Bereich schuf.

In Bayern liegt die Irrsberg Decke (Kachelstein Mulde bei FREIMOSER, 1972, 19) gleich westlich des Raumsau-fensters mit Zementmergelserie den Altenglbacher Schichten auf; westlich des Einschnittes der Roten Traun überlagert der westlichste stark verschuppte Ausläufer der Irrsberg Decke die Zementmergelserie der Obertrumer Decke. Diese Überschiebung ist durch einen kleinen Schürfling von Buntmergelserie und einen weiteren mit Unterkreideflysch, welche beide auf der Karte von FREIMOSER (1972, Beil. 12b) vermerkt sind, markiert.

Aus dem oben Gesagten ergibt sich, daß die Irrsberg Decke, welche selbst einen Schichtumfang von der Zementmergelserie bis in das Alttertiär der Altenglbacher Schichten hat, verschiedenen stratigraphischen Niveaus der Obertrumer Decke auflagert. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Reliefüberschiebung. Das Inkohlungsprofil von der Obertrumer Decke über die Ultrahelvetikumsschürflinge in die Irrsberg Decke zeigt einen einheitlichen Gradienten (WAGNER et al., 1986, 18); die Überschiebung muß daher schon vor der Ausbildung des Reifeprofiles erfolgt sein.

3.5. Die Kolomannsberg Decke

Mit einer Ausstreichbreite von bis zu 12 km ist die Kolomannsberg Decke (benannt nach dem Kolomannsberg nördlich von Thalgau) die bei weitem ausgedehnteste der Teildecken der Hauptflyschdecke. Östlich der Zellerseefurche liegt der Nordrand der Kolomannsberg Decke knapp nördlich des Schoibernberggipfels. Diese Erhebung wird von Gesteinen der Zementmergelserie aufgebaut, welche oberpaläozäne Altenglbacher Schichten (NP 9) überschoben; letztere waren sehr gut im Grabeneinschnitt an der Nordwestflanke des Schoibernberges aufgeschlossen. Von hier weg weiter gegen Osten gelang R. BRAUNSTINGL (frdl. mündl. Mitt.) die Verfolgung der Deckengrenze bis etwa Straß im Attergau. Die Schichtgrenzen der liegenden Irrsberg Decke streichen schräg unter die Kolomannsberg Decke hinein, sodaß östlich des Schoibernberges die Zementmergelserie Maastrichtgesteine überschiebt. Durch das Inkohlungsprofil der Tiefbohrung Oberhofen 1, welche etwas südlich des Schoibernberges abgeteuft wurde, ist ein eindeutiger Inkohlungsprung an der Basis der Kolomannsberg Decke belegt; diese Decke kann daher erst verhältnismäßig spät, nämlich nach der Ausbildung des Reifeprofiles, auf den schon wesentlich älteren Überschiebungsbau von Obertrumer Decke, Irrsberg Decke und dazwischen verschürftem Ultrahelvetikum aufgeföhren sein (s. WAGNER et al., 1986, 15).

Westlich der mit quartären Sedimenten teilweise verfüllten Zellerseefurche konnte der Nordrand der Kolomannsberg Decke wieder im Einzugsgebiet des Haldingerbaches (SE von Neumarkt am Wallersee) aufgespürt werden. Dort überschiebt Zementmergelserie ebenfalls pelitreiche Altenglbacher Schichten der *Discoaster multiradiatus* Zone (NP 9). Die gleichen Verhältnisse treten

dann wieder im westlichen Flachgau auf, wo das Streichen des Antheringer Baches annähernd der Streichrichtung der in Frage stehenden Deckengrenze entspricht.

Im Arbeitsgebiet von FREIMOSER (1972, Beil. 1b) entspricht der Nordrand des „mittleren Muldenbereiches“ dem Ausstrich der Deckengrenze. Die Karte von FREIMOSER zeigt deutlich die diskordante Überschiebung der Stoßer-Ach-Mulde (= Kolomannsberg Decke) über einen gefalteten Untergrund.

Wie bereits aus der oben erwähnten Bezeichnung „mittlerer Muldenbereich“ von FREIMOSER hervorgeht, ist der Internbau der Kolomannsberg Decke durch große Falten charakterisiert (s. Abb. 3 und Abb. 6). Im Kern der von Bayern nach Salzburg herüberstreichenden Mulde haben sich gelegentlich noch paläozäne Schichtanteile erhalten: dazu gehören die Vorkommen im Wiesbachgraben südlich von Ainring (Höglflysch; FREIMOSER, 1972, 51) und die ausgedehnteren Aufschlüsse von Alttertiärflysch im Bereich des Hochgitzens (PREY, 1980c, 292). Östlich von Elixhausen scheint diese Muldenzone in zwei Teiläste aufzuspalten. Der nördliche Ast streicht zunächst gegen Nordosten, sein zentraler Teil wird durch die Altpaläozänvorkommen (NP 3) im Eugenbach markiert (s. EGGER, 1987, 268); erst südlich von Neumarkt am Wallersee biegt er wieder in eine annähernd E–W-gerichtete Streichrichtung um. Die Achse der südlichen Teilmulde streicht in Richtung Thalgau; ihr Kern wird wiederum durch Altpaläozänvorkommen (NP 3) im Stollberggraben nördlich von Thalgau markiert (das Alttertiär grenzt hier mit einer steilstehenden Störung an das Obermaastricht).

Die beiden Mulden werden durch eine Antiklinalzone, welche neben einer Internfaltung auch eine ausgeprägte Bruchtektonik aufweist, getrennt. Die ältesten Gesteine dieses Sattels wurden im Bereich des Schönfeichtplatzls (östlich vom Steinwandl) gefunden: es handelt sich dabei um Seisenburger Schichten, welche hier im Antiklinalkern auftauchen und allseitig, mit umlaufendem Streichen, von der Zementmergelserie umgeben werden. Interessant ist dieses Vorkommen auch deswegen, weil die ältesten Gesteine am Nordrand der Kolomannsberg Decke zur Zementmergelserie gehören. Es könnte somit ein gegen Süden absteigender basaler Schrägzuschnitt der Kolomannsberg Decke vorliegen. Nach den bisherigen Erfahrungen ist in dieser Einheit aber nicht mit mächtigem Mittel- oder Unterkreideflysch zu rechnen. Eine Bohrung in der Antiklinale würde mit größter Wahrscheinlichkeit schon knapp unter der Erdoberfläche auf die liegende Irrsberg Decke treffen (s. Abb. 6). Daher kann hier eine Mindestschubweite der Kolomannsberg Decke über die Irrsberg Decke von 7 km angenommen werden.

Die Achse der erwähnten Antiklinale und auch jene der sie begleitenden Mulden scheinen in westliche Richtung abzutauchen; diesen Trend zeigen auch einige Kleinfaltenachsen, welche am Thalgauberg einge-messen werden konnten. Andererseits scheint die Achse der großen Mulde, welche die Kolomannsberg Decke in Bayern bildet, gegen Osten einzufallen. Daher ist es wahrscheinlich, daß eine NE–SW-streichende Achsendepression knapp westlich der Stadt Salzburg vorbeistreicht. Als Hinweise dafür können auch die ausgedehnten Paläozänvorkommen im Bereich des Hochgitzens und die außergewöhnlich große Breite des Rhenodanubikums am Meridian von Salzburg gewertet werden.

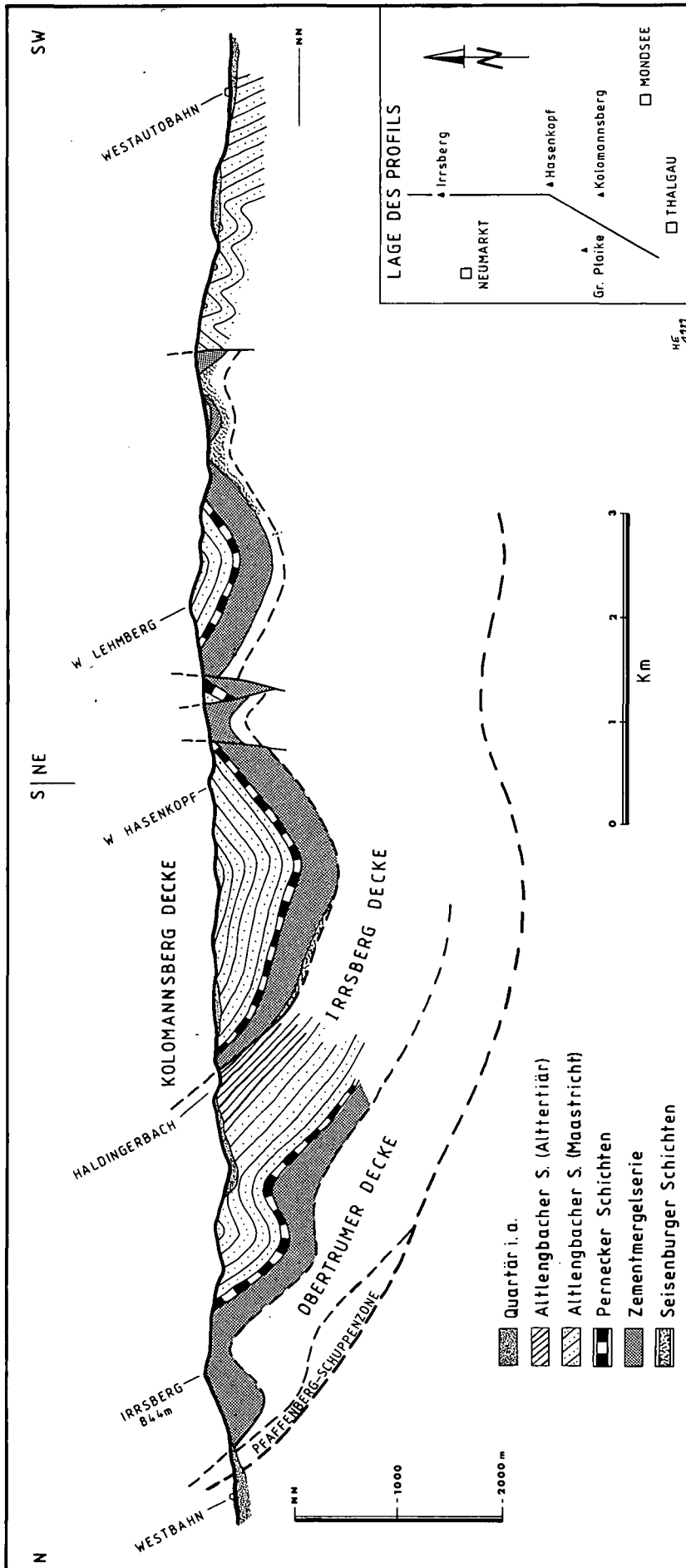


Abb. 6.
 Profil durch die Flyschzone im Ostteil des Arbeitsgebietes.

3.6. Die Hochplett Decke

Sieht man von kleinen Schürflingen unmittelbar an der Kalkalpenstirn ab (z. B. die Gaultflyschvorkommen im Alterbach östlich der Stadt Salzburg), so ist die Hochplett Decke die südlichste Baueinheit des hier besprochenen Gebietes. Diese Einheit erreicht ihre größte Breite mit knapp 5 km an ihrer zwischen Mondsee und dem Attersee gelegenen namensgebenden Lokalität und im Stadtgebiet von Salzburg (s. Abb. 3). Das dominierende Schichtglied ist am Hochplett mit einer Mächtigkeit von mindestens 500 m (BRAUNSTINGL, 1986, 402) die Zementmergelserie. Am Nordfuß des Hochplett ist das Liegende dieser Serie in Form von Seisenburger Schichten, Reiselsberger Schichten und Unterkreideflysch aufgeschlossen. Diese Abfolge ist gegen Norden auf gefalteten Oberkreideflysch aufgeschoben (PREY, 1980b, 201), wodurch die starke Verschuppung der erwähnten Unterkreidegesteine eine Erklärung findet.

Im Bereich des Mondseebeckens wird die Nordgrenze der Hochplett Decke von quartären Ablagerungen verhüllt. Westlich des Mondsees konnte aber die streichende Fortsetzung dieser Überschiebung wieder entdeckt werden: Die Grabeneinschnitte im Vorland des Schober zeigen in ihren unteren Abschnitten meist sehr schöne Aufschlüsse von Altlenzbacher Schichten, welche reiche Nannofloren des Maastricht lieferten. Diese zur Kolomannsberg Decke zählenden Gesteine fallen gegen Süden ein. Quartärsedimente (Grundmoräne, Hangschutt- und Bergsturzmassen, Massenbewegungen) stehen meist in den höherliegenden Teilen der erwähnten Gräben an. Eine Ausnahme bildet der Grabeneinschnitt beim Gehöft Schwandbauer (NNW des Schobergipfels: Auch dort ist das Schichtfallen generell gegen Süden gerichtet. Gleich südlich der Straße (in etwa 680 m Seehöhe) stehen im Hangenden der Altlenzbacher Schichten unterkretazische Tristelschichten an. Gegen Hangend nimmt die tektonische Beanspruchung zu, zahlreiche Harnische und kalzitverheilte Klüfte durchziehen das Gestein, und in 710 m Seehöhe treten bunte Pelite aus dem Hang. Diese lieferten eine sehr arme Sandschalerfauna, welche nach K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) möglicherweise aus der Unterkreide stammt (BA30/87):

Rhizammina algaeformis BRADY
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Reophax cf. minutus TAPPAN
Trochammina sp.
Thalmannammina sp.

Gemeinsam mit diesen bunten Peliten treten kleine Mürbsandsteinvorkommen auf. Nach den im Hochplettgebiet gemachten Erfahrungen, wo in den Reiselsberger Schichten ebenfalls bunte Pelitgesteine auftreten, könnte es sich auch hier um dieses Schichtglied handeln. Ab 720 m Seehöhe wurden im Schwandbauerngraben gute Aufschlüsse von südfallender Zementmergelserie angetroffen.

Aufschlüsse von Zementmergelserie treten auch in der streichenden Fortsetzung der eben erwähnten Vorkommen gegen Westen bis zum annähernd meridional orientierten Tal der Fuschler Ache auf. Der Ausstrich der Überschiebungsfäche selbst ist aber unter mächtigem Quartär verborgen. Noch weiter westlich aber markieren die Ultrahelvetikumfenster am Heuberg und bei Lengfelden die Nordgrenze der Hochplett Decke. Es muß dazu aber bemerkt werden, daß es sich bei

diesen Strukturen nach PREY (19870c, Abb. 1 und 300f) um einigermaßen symmetrisch gebaute Flyschantiklinalen handeln soll, in deren Kern das Ultrahelvetikum zu Tage tritt. Die Verschuppung in diesem Bereich ist allerdings so groß, daß hier auch durchaus eine größere Überschiebung denkbar ist, entlang welcher die auffällige Talung von Lengfelden entstand. Es könnte aber auch die Überschiebung der Hochplett Decke, welche am Hochplett und im Vorland des Schober so deutlich entwickelt ist, gegen Westen allmählich ausklingen.

Im angrenzenden Bayern liegt die „Südliche Aufbruchzone“ (FREIMOSER, 1972, 16ff) in der streichenden Fortsetzung des Lengfeldenfensters. Auch in dieser Struktur liegt ein Ultrahelvetikumsvorkommen, das Windbachfenster. Weit verbreitet ist aber wieder – wie auch im Vorland des Hochplett – der Unterkreideflysch. Dieser wird, soweit erkennbar, sowohl im Norden als auch im Süden von Störungen begrenzt (FREIMOSER, 1972, 16); es dürfte sich daher dabei um Schürflinge handeln, obwohl auch FREIMOSER betont, daß die Südliche Aufbruchzone noch teilweise die Struktur einer Sattelzone hat.

3.7. Bruchtektonik

Aufgrund der mächtigen, oft einförmigen Schichtfolgen und wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse sind Querstörungen im Rhenodanubikum meist schwer nachzuweisen. Daß ausgeprägte Bruchsysteme existieren, zeigen beispielsweise die Verhältnisse im Hendorfer Wald, nördlich des Kolomannsberges (s. Abb. 3): die Schichtfolge von Zementmergelserie, Pernecker Schichten und Altlenzbacher Schichten der dort vorliegenden spezialgefalteten Antiklinalzone wird an mehreren Störungen versetzt. Diese Brüche weisen nur geringe Versetzungsbeträge auf und wären in einem lithofaziell einförmigeren Gebiet vermutlich nicht erkannt worden. Am ausgeprägtesten ist eine NW–SE-verlaufende Struktur, welche östlich des Kolomannsberges in die gleichorientierte, mit quartären Sedimenten verfüllte Zellerseefurche hinausstreicht.

Die wichtigste Bruchstruktur des Arbeitsgebiets liegt aber weiter westlich (s. Abb. 3): Bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 32 und Karte) zeichnen im Bereich des Obertrumer Sees eine Blattverschiebung ein, auf welche auch schon GÖTZINGER (1931, 62) hingewiesen hatte. Diese Struktur ließ sich vor allem im Ultrahelvetikum gut erkennen, wo die morphologisch oft markant hervortretenden Nummulitenkalksandsteine versetzt werden. ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) vermuteten, daß diese Störung ein NNW–SSE-Streichen aufweist. Die jetzt abgeschlossenen Untersuchungen ergaben allerdings eine dem Obertrumer See parallel verlaufende NNE–SSW-streichende Störung, deren Fortsetzung in südlicher Richtung nun erkannt werden konnte. Südöstlich vom Ort Obertrum treten im Spielberggraben bei Kirchstätt und im unteren Teil des Moosgrabens paläozäne bis untereozäne Gesteine auf (s. Abb. 4). In der Streichrichtung dieser Gesteine gegen Westen befinden sich im oberen Teil des Moosgrabens und im Sulzberggraben campane Pernecker Schichten und Altlenzbacher Schichten des Maastricht. Zwischen den alttertiären und den kretazischen Ablagerungen muß daher eine Bruchstruktur durchstreichen.

Einen weiteren Hinweis auf die Lage dieser Störung liefern die Aufschlüsse im Gebiet von Mödlham: beim Weiler Oberkapelln steht Paläozänflysch an, während etwas weiter östlich beim Weiler Schmiding das Maastricht nachgewiesen werden konnte. Unmittelbar aufgeschlossen wurde der erwähnte Bruch aber im Hochgraben südöstlich vom Ort Anthering angetroffen; dort grenzen in 470 m Seehöhe Pernecker Schichten an oberpaläozäne Altlenzbacher Schichten (NP 9). Da im etwas weiter südlich gelegenen Frauengraben nur mehr paläozäne Gesteine beobachtet werden konnten, nicht aber campane Ablagerungen, ergibt sich, daß die Störung vom Hochgraben weg gegen Südwesten streicht. Damit bildet sie die unmittelbare Fortsetzung der Saalachstörung.

Hinweise auf die Wirksamkeit der Saalachstörung im Rhenodanubikum waren schon seit längerem bekannt: so liegt der in der Karte von GÖTZINGER (1955) verzeichnete alte Ölausbiß bei Hammerau direkt an dieser Störung. Auch FREIMOSER (1972, 20) betonte die Wichtigkeit dieser Struktur, deren Bedeutung als wichtige Blattverschiebung am Kalkalpennordrand schon auf der Karte von PREY (1969) deutlich ersichtlich ist.

Die Saalachstörung ist damit bis jetzt in den Nördlichen Kalkalpen, im Rhenodanubikum und im Ultrahelvetikum nachgewiesen worden und ist somit sicher erst nach der Ausbildung des Deckenbaues angelegt worden. Es handelt sich daher um eine spät- bis postorogene Störung, die sich vermutlich aus dem kristallinen Untergrund durchpaust. Im Gegensatz dazu konnten keinerlei Hinweise für die Fortsetzung einer möglichen Salzachtalstörung im Rhenodanubikum entdeckt werden. Das Gleiche gilt auch für die Wolfgangseestörung; dieses bedeutende Lineament ist vermutlich schon vorgosauisch angelegt worden (s. PLÖCHINGER, 1964, 63). Erst während des tertiären Deckentransportes wurden dann Spurschollen des Rhenodanubikums und Gesteine des Ultrahelvetikums an diesem alten Grenzblatt hochgeschürft. Die Störung selbst aber ist, wie auch die Salzachtalstörung, eine transportierte Struktur.

4. Schlußbemerkungen

Wie die bisher in den Nördlichen Kalkalpen abgeteufte Tiefbohrung zeigen (s. Zusammenfassung bei TOLLMANN, 1985, 112f, Tab. 9), ist unter den Kalkalpen das Rhenodanubikum nur in kleinen Resten vorhanden. Diese Spurschollen (EGGER, 1987, 145) sind wichtige Beweise für den meridionalen Transport des Rhenodanubikums; gleichzeitig stellt sich aber die Frage, ob es sich dabei tatsächlich um einen Nordtransport des Rhenodanubikums handelt, oder ob nicht im Zuge einer nach Süden gerichteten Subduktion das Rhenodanubikum gegen Süden unter das Ostalpin unterschoben wurde. Unter dem Einfluß des Subduktionsmodells wurde die letztgenannte Auffassung in jüngster Zeit von verschiedenen Autoren (z. B. FUCHS, 1985; BAUER, 1987) bevorzugt; aufgrund der Lage der Hauptmasse des Rhenodanubikums vor den Nördlichen Kalkalpen wurde die Flyscheinheit als Akkretionskeil interpretiert, welche durch die Abscherung der nordpenninischen Sedimente von ihrer ozeanischen Kruste entlang des Nordrandes der ostalpinen Platte gebildet wurde.

In der vorliegenden Arbeit wurden interne Überschiebungen im Rhenodanubikum vorgestellt, welche im

Streichen über mehrere Zehnerkilometer verfolgt werden konnten. Gleichzeitig wurde betont, daß die Ultrahelvetikumsfenster als Schürflingsfenster interpretiert werden müssen. Damit lassen sich diese Strukturen aber mit einem Subduktionsmodell allein nicht erklären, da das Ultrahelvetikum paläogeographisch im Norden des Rhenodanubikums beheimatet war; somit wäre es erst lange nachdem die Überschiebungen im Rhenodanubikum entstanden waren, in das eigentliche Subduktionsgeschehen miteinbezogen worden.

BRAUNSTINGL (1988, 241f) versuchte dieses Problem zu lösen, indem er die Ultrahelvetikumsvorkommen nicht als Fenster interpretiert: er nimmt an, daß auch am Südrand des Flyschtroges eine der ultrahelvetischen Fazies ähnliche Faziesausbildung existierte. Diese parautochthone Hangsedimente sollen auf dem sich bildenden Akkretionskeil abgelagert und im Zuge der fortdauernden Bewegungen an den Schubbahnen eingeklemmt worden sein. Gegen diese Interpretation spricht aber eindeutig das Alter der Buntmergelserie! MAURER (1972, 143ff) beschreibt aus dem im Westen an das Arbeitsgebiet von BRAUNSTINGL angrenzenden Gebiet eine stratigraphische Abfolge des Ultrahelvetikums vom Coniac bis in das Alttertiär; auch für zahlreiche andere Vorkommen der Buntmergelserie ist ein solcher Schichtumfang nachgewiesen (s. PREY, 1980b, 193). Im Sinne von BRAUNSTINGL müßte diese Buntmergelserie aber dann nicht nur die Altlenzbacher Schichten, sondern auch die Zementmergelserie faziell vertreten. Im Gebiet von BRAUNSTINGL ist aber – sowie auch im übrigen Rhenodanubikum – das Santon und Campan in Form der Zementmergelserie und der Pernecker Schichten, das Maastricht und das Paläozän in Form der Altlenzbacher Schichten vorliegend. Die Annahme von BRAUNSTINGL kann daher auf keinen Fall richtig sein.

Auch die Möglichkeit, die Ultrahelvetikumsschürflinge erst durch spätere Nachbewegungen in ihre heutige Position gelangen zu lassen, ist nicht praktikabel. Durch den einheitlichen Inkohlungsgradienten (s. WAGNER et al., 1986) von Obertrumer Decke, verschürftem Ultrahelvetikum und Irrsberg Decke ist der frühe Zeitpunkt dieser Bewegungen belegt. Andererseits beweist der Inkohlungssprung an der Basis der hangenden Kolomannsberg Decke, daß diese Einheit erst relativ spät in ihre heutige Position gelangte. In einem zu einer Subduktionszone gehörenden Akkretionskeil wäre aber der genau entgegengesetzte Bewegungsablauf zu erwarten, da dort infolge der Unterschiebung die höchsten Einheiten die ältesten Bewegungen repräsentieren.

Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 427) erkannten, daß der Nordrand der Kalkalpen oft nicht parallel zu den tektonischen Strukturen der Flyschzone verläuft (s. a. Abb. 3 dieser Arbeit); die Flyschzone erfuhr ihre erste Deformation und eine darauffolgende Abtragung bereits vor der Überschiebung durch die Nördlichen Kalkalpen. Daher wurde diese Überschiebung in der Folge immer wieder als bestes Beispiel für eine Reliefüberschiebung in den Alpen genannt (z. B. TOLLMANN, 1971, 378).

EGGER (1987, 148) konnte auch im Vorland der Weyerer Bögen zeigen, daß die Kalkalpen nur ein älteres Gefüge der Flyschzone überprägen. Dort treten innerhalb des Rhenodanubikums bemerkenswerte tektonische Diskordanzen auf: so liegt die parallel abgesicherte Spadenbergschuppe verhältnismäßig flach auf der viel

steiler gefalteten Knollerbergschuppe, welche zudem noch schräg unter die höhere Einheit hineinstreicht. Es sind daher hier deutlich zwei verschiedene Deformationen erkennbar, von denen die jüngere – die sich hier in der Überschiebung durch die Spadenbergschuppe dokumentiert – vermutlich durch die Kollision mit den Nördlichen Kalkalpen bewirkt wurde. Mit einer Mindestschubweite von 3 km überlagert die Spadenbergschuppe verschiedene stratigraphische Niveaus der Knollerbergschuppe; somit ist es naheliegend anzunehmen, daß die Knollerbergschuppe nach ihrer ersten Faltung bereits erodiert wurde, daß also auch innerhalb des Rhenodanubikums Reliefüberschiebungen vorliegen.

Reliefüberschiebungen belegen vertikale Hebungen und damit in Zusammenhang den Aufbau von Reliefenergie; diese ist wiederum eine Voraussetzung für großräumige Schweregleitungen. Gravitationstektonische Vorgänge des Rhenodanubikums sollten daher als Alternative und als Ergänzung zur Unterschiebungstektonik weiter in Betracht gezogen werden.

Dank

Für anregende Diskussionen und für die Überlassung noch unpublizierter Kartierungsergebnisse bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. R. BRAUNSTINGL (Salzburg), Frau Prof. Dr. E. Ch. KIRCHNER (Salzburg) schulde ich besten Dank für röntgen-diffraktometrische Mineralbestimmungen. Herrn Hofrat Dr. H. STRADNER (GBA) und Herrn Univ.-Doz. Dr. K. F. WEIDICH (München) gilt mein herzlicher Dank für wichtige Fossilbestimmungen.

Literatur

- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich von Salzburg. – Mitt. geol. Ges. Wien, **49**, (1956), 1–40, 3 Taf., 1 Kt., Wien 1958.
- BAUER, F. K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 113–131, 4 Abb., Wien 1987.
- BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 402–403, Wien 1986.
- BRAUNSTINGL, R.: Die Flyschzone südwestlich von Steyr (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlegungen zum Ultrahelvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, 4 Abb., Wien 1988a.
- BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 420–421, Wien 1988b.
- BUTT, A. & HERM, D.: Paleo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., et al. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides, 87–94, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- EGGER, H.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 401–402, Wien 1986.
- EGGER, H.: Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 139–151, 5 Abb., Wien 1987.
- EGGER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 267–268, Wien 1987b.
- EGGER, H.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 416–417, Wien 1988.

EGGER, H.: Über einige geologische Beobachtungen in der Flyschzone südlich von St. Peter in der Au (Niederösterreich). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **126**, 59–66, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1989.

FAUPL, P.: Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 13–38, 10 Abb., 5 Tab., Wien 1978.

FRASL, G.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg – Implications on the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps; 70–84, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayrischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. bavar., **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.

FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–631, 9 Abb., 1 Beil. Wien 1985.

GÖTZINGER, G.: Aufnahmebericht über Blatt Salzburg (4850). – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 60–63, Wien 1931.

GÖTZINGER, G.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Salzburg. – Wien (Geol. B.-A.) 1955.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1932.

HESSE, R.: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – Sediment., **22**, 387–416, 11 Abb., 2 Tab., Oxford etc. 1975.

HESSE, R.: Cretaceous – Paleogene Flysch zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. – In: LEGGETT, J. K. (Hrsg.): Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. – Geol. Soc. Spec. Publ., **10**, 471–494, 12 Abb., Oxford (Blackwell) 1982.

HOFER, J. & TICHY, G.: Profile aus der unteren Muntigler Serie (Flysch) des Henndorfer Waldes, Salzburg. – Der Karinthin, **89**, 73–94, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 2 Beil., Salzburg 1983.

MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64**, 137–172, 4 Taf., Wien 1972.

MOJSISOVICS, E., v.: Jahresbericht 1889. – Verh. Geol. R.-A., **1890**, 30–31, Wien 1890.

MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 330–378, 7 Taf., Stuttgart 1940.

MUTTI, E. et al.: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. – IX. International Congr. Sediment., Field Trip A11, 21–36, 3 Abb., Nice 1975.

PERCH-NIELSEN, K.: Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H. M. et al.: Plankton Stratigraphy; 427–554, 91 Abb., Cambridge etc. (Cambridge University Press) 1985.

PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94/1**, 93–165, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1950.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **100**, 299–356, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1957.

PREY, S.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1969.

PREY, S.: Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetium – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **184**, 1–7, Wien 1975.

- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungszustand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R.: Der Geologische Aufbau Österreichs, 79–117, 1 Abb., Wien (Springer) 1980a.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R.: Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–217, 7 Abb., 5 Tab., Wien (Springer) 1980b.
- PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., 1980, 281–325, 2 Abb., Wien 1980c.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, 9 Abb., 2 Taf., Wien 1964.
- REICHELT, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. – Geol. bavar., 41, 55–98, 12 Abb., 3 Taf., München 1960.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. Geol. Ges., 92, 416–430, 1 Taf., Berlin 1940.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- STURM, M.: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien 1968.
- THIERSTEIN, H. R.: Late cretaceous Nannoplankton and the change at the Cretaceous–Tertiary Boundary. – Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 32, 355–394, 28 Abb., Tulsa 1981.
- TICHY, G.: Zur Geschichte der paläontologischen Erforschung des Bundeslandes Salzburg. – Jb. Haus der Natur, 10, 174–195, 2 Abb., Salzburg 1987.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 358–490, 12 Abb., Wien 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- VOGELTANZ, R.: Scolicien-Massenvorkommen im Salzburger Oberkreide-Flysch. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 1–9, 4 Abb., Wien 1971.
- WAGNER, L. et al.: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, 102/1, 12–19, 10 Abb., Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Februar 1989.

Schlußvereisung und spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz (Feldkirch-Göfis, Vorarlberg)

Von LEO W. S. DE GRAAFF, WIM J. KUIJPER & RUDOLF T. SLOTBOOM*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 141

Vorarlberg
Moore
Schlußvereisung
Spätglazial

Inhalt

Zusammenfassung	397
Abstract	397
1. Einleitung	397
2. Das Feldkircher Stadium	399
2.1. Gasserplatz	401
3. Die palynologischen Untersuchungen	402
3.1. Methodik und Darstellung	402
3.2. Vegetations- und Waldentwicklung im Spätglazial	403
4. Die Dünnschliffanalyse	405
5. Die Analyse der Makroreste	407
5.1. Mollusken	407
5.2. Andere zoologische Reste	409
5.3. Anorganisches Material	410
5.4. Pflanzen	410
6. Schlußfolgerungen	412
6.1. Analyse der Makroreste	412
6.2. Schlußvereisung und Pollenanalyse	412
Nachwort und Dank	412
Literatur	413

Zusammenfassung

Das Moorgebiet Gasserplatz befindet sich im Konfluenzbe-
reich des eiszeitlichen Rhein- und Illgletschers und ist von
ehemaligen Eisrandlagen der Schlußvereisung (Feldkircher
Stadium s.l.) umgeben. An dieser Stelle entstand beim lokalen
Abschmelzen des Illgletschers bereits im Ältesten Dryas ein
kleiner See, der bis zum Beginn des Holozäns existierte und
sich mit einer ungestörten Ablagerung von Seekreide (Kalk-
gyttja) füllte.

Die Schlußvereisung im Bereich Göfis - Gasserplatz und
das Entstehen dieses Sees wurden untersucht. Die biostrati-
graphische Zonierung der feinlaminierten Seekreideablagerun-
gen zeigt die Vegetationsgeschichte der direkten Umgebung
und die lakustrische Entwicklung des spätglazialen Gasser-
platz-Sees, wie mittels einer Pollen- und Makroreste-Analyse
festgestellt werden konnte. Dünnschliffanalysen, geoelektri-
sche Aufnahmen und zwei ¹⁴C-Altersbestimmungen ergänzen
das Bild.

Rhine and Ill. To the final deglaciation stages in this area is
commonly referred to as "Feldkircher Stadium s.l.". Gasser-
platz developed as a small lake immediately after local degla-
ciation, which took place before the end of the Oldest Dryas.
This lake could exist until the beginning of the Holocene and
gradually got filled with undisturbed calcareous (gyttja) depo-
sits, rich in organic matter.

The deglaciation history around Gasserplatz was studied in
relation to the development of the Gasserplatz lake. The thin-
ly-layered "Kalkgyttja" deposits nicely recorded the Late-Gla-
cial vegetation history around Gasserplatz and the limnic con-
ditions of the lake itself, as could be established by the com-
bined analyses of pollen and macrorelics. Additional informa-
tion is provided by a geo-electrical cross section through
Gasserplatz, by the study of thin sections of the lacustrine se-
diments and by two ¹⁴C datings at the base of the overlying
bog deposits.

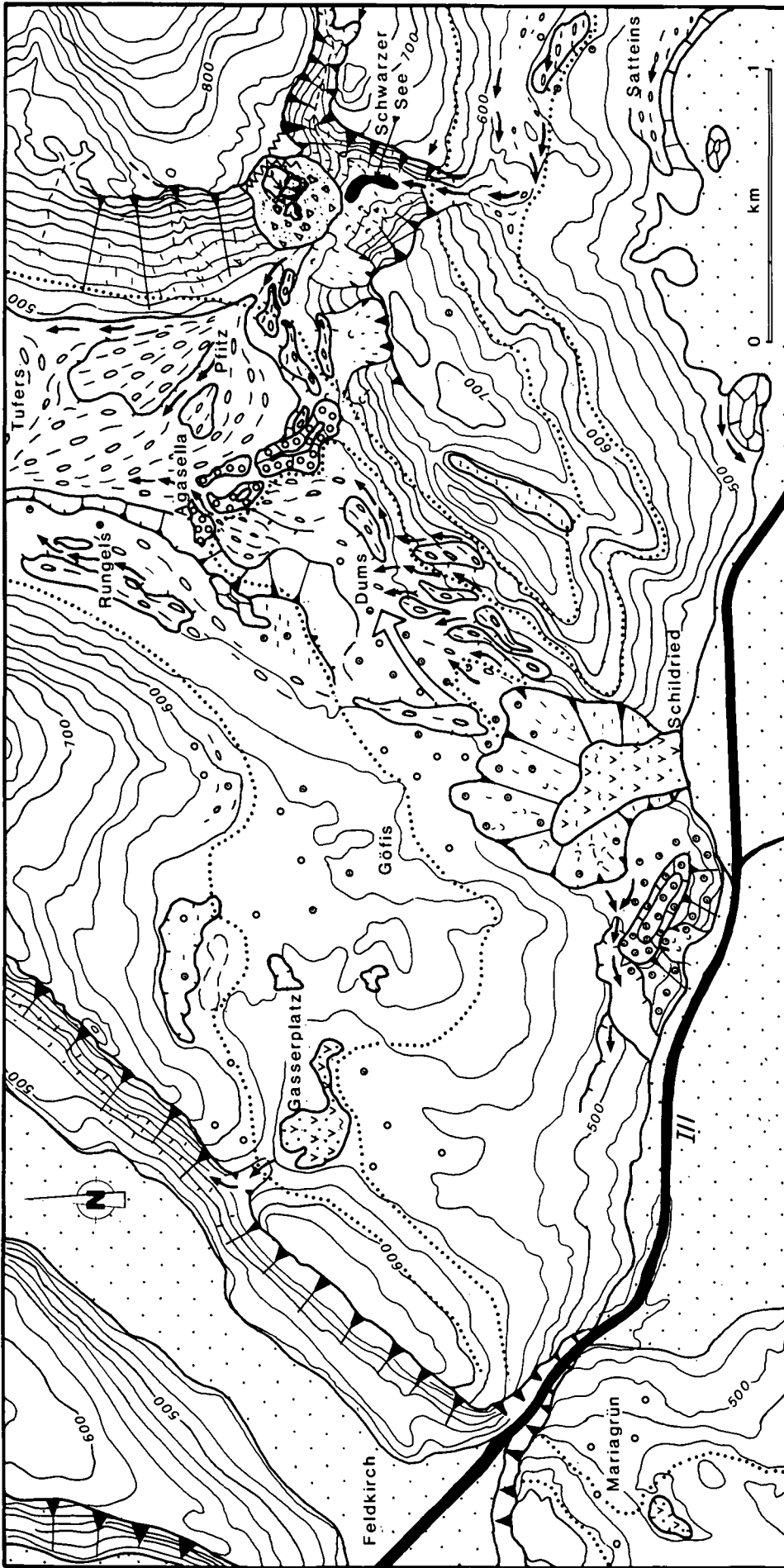
Abstract

Gasserplatz, a semi-circular bogland surrounded by forest,
is situated in the confluence area of the two principal Pleisto-
cene glaciers of Vorarlberg, formerly occupying the valleys of

1. Einleitung

Nach dem letzten Würm-Hochstand s. l. (20.000 bis
18.000 BP?) zeichnen sich im Bodensee-Rheintalgebiet
mehrere Abschmelz- und Stabilisierungsphasen des
Rheingletschers ab. Zur Übersicht referieren wir nach
HANTKE (1980), KELLER & KRAYSS (1980, 1983, 1987,
1988) und DE JONG (1983). KELLER & KRAYSS betrachten
„Stein am Rhein“ (ca. 16.000 BP) noch als letzten (Wie-
der-)Vorstoß im Bodenseegebiet und „Konstanz“ (ca.

*) Anschrift der Verfasser: LEO W. S. DE GRAAFF, RUDOLF T.
SLOTBOOM, Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laborato-
rium, Univesiteit van Amsterdam, Dapperstraat 115,
NL-1093 BS Amsterdam; WIM J. KUIJPER, Instituut voor Pre-
historie, Postbus 9515, NL-2300 RA Leiden.



<p>Zeichenerklärung</p> <p>Fluss mit Talboden See Eiszeitliche Entwässerung und Schwemmfächer Vernässte Stellen</p>	<p>Moorgebiet</p> <p>a. Steilhang i.a. auch Begrenzung von: - Tälern und Trockentälern - Schwemmfächerterrassen - Hohlformen, u.s.w. b. Erdfließen Bergsturzgebiet Zerrspalte</p>	<p>Eisrandlage Feldkircher Stadium</p> <p>Illgletscherabzweigung "Göfis" Ablationsmoräne Grundmoräne Wallmoräne - Eisspaltfüllung Grundmoränenrücke (drumlinartig)</p>
--	--	---

Abb. 1.
Das Feldkircher Stadium im Bereich Feldkirch-Göfis und das Moorgebiet Gasserplatz.
Übersichtskarte mit Eisrandlagen, randglazialen Entwässerungen und Lokalablagerungen. Höhengichtlinien jeweils 20 m.

15.000 BP) als letzte Hauptstabilisierungsphase. Ihres Erachtens setzte bald nach „Konstanz“ ein rascher Zerfall des Rheingletschers ein. „Koblach“ (Kummaberg) im Rheintal wird als nächstjüngeres Abschmelzstadium beschrieben (ca. 14.000 BP). Wenig jünger ist „Feldkirch s. I.“ (HANTKE, 1970, 1978, 1980; siehe auch OBERHAUSER, 1979; JORDI, 1986). Ill- und Rheintal in SW-Vorarlberg waren kurz vor 13.000 BP (noch in der Ältesten Dryas) definitiv eisfrei. Das beweisen die Pollenspektren von Feldkirch/Mariagrün (JORDI, 1977, 1986) und das neu bearbeitete Pollenprofil von Feldkirch/Gasserplatz (Analysen SLOTBOOM, wie früher von VAN MOURIK in KRIEG & VERHOFSTAD [1986] und von DE GRAAFF [1986]) berichtet.

Das Spätglazial umfaßt die Zeitperiode, in der die Gletscher der letzten Eiszeit von den Endmoränenstadien im Alpenvorland bis ins Alpeninnere zurückschmolzen. PATZELT (1980) setzt den Beginn zwischen 17.000 und 16.000 an. Oft wird die Zeitgrenze zwischen Hoch- und Spätglazial etwas später gestellt, aber auch in Vorarlberg war das Eisstromnetz während „Stein am Rhein“ bereits nicht mehr völlig geschlossen (DE GRAAFF, in Vorber.); somit fängt das Spätglazial – wenn wir die oben erwähnte Datierung von „Stein am Rhein“ übernehmen – hier wesentlich vor 16.000 BP an.

Einerseits sind die relativen und die absoluten Datierungen der Abschmelzphasen zwischen etwa 16.000 und 13.000 BP nicht völlig sicher: Pollen oder andere organogene Relikte fehlten in den vielen analysierten Eisrandablagerungen immer. Andererseits geben auch die letzten Untersuchungen in Vorarlberg kaum Anlaß, das von KELLER & KRAYSS vermutete Alter der Stadien „Stein am Rhein“, „Konstanz“ und „Feldkirch“ an neue Befunde anzupassen. Vielleicht ist nur „Feldkirch“ etwas jünger als 14.000 BP. Auch JORDI (1986, S. 14) stellt „Feldkirch“ gleich nach 14.000 BP, aber seinen Modifikationsvorschlägen zur Datierung der übrigen Stadien folgen wir nicht. Absolute Zeitangaben müssen selbstverständlich mit Vorsicht behandelt werden, weil nur wenige Altersbestimmungen vorhanden sind.

Wie erwähnt, deuten KRAYSS & KELLER (1987) „Koblach“ und „Feldkirch“ als unmittelbare Hauptstadien nach „Konstanz“. Zwar markiert „Feldkirch s. I.“ das Ende der Talvergletscherung im Konfluenzgebiet des Ill- und Rheintales und den Beginn der Gasserplatzablagerungen, das Stadium ist an sich aber etwas problematisch. So wurden die Eisrandkomplexe bis heute nicht eindeutig interpretiert (vergl. z. B. JORDI, 1986, und DE GRAAFF, 1986). Das Feldkirch-Stadium bleibt jedoch für die Verbindung der Abschmelzgeschichte beider Täler wichtig.

Die bisherigen Untersuchungen befaßten sich eigentlich nur mit Gebieten wie „Feldkirch“. Deswegen wurden in den dazwischenliegenden Gebieten die Abschmelzstadien einfach übersehen, obwohl KELLER & KRAYSS (1987) ohne weitere Feingliederung auf das Auftreten der „auffälligsten Eisrandzeugen“ im Rheintal hinweisen. So gibt es überall im Bregenzerwald, im Illtal und Rheintal mehrere Stabilisierungsphasen der Gletscher zwischen „Konstanz“ und „Koblach/Feldkirch“. Auch ältere Stadien, zwischen „Stein am Rhein“ und „Konstanz“ treten häufig auf. In einer Nebenpublikation wird von DE GRAAFF (in Vorber.) eine Übersicht der Schlußvereisungsphasen in Vorarlberg vor 13.000 BP gegeben.

Pollenanalytische Untersuchungen zur Kennzeichnung der letzten Vergletscherungsphasen in Vorarlberg wurden schon früher durchgeführt (Analysen SLOTBOOM, siehe HAAGSMA, 1974; SIMONS, 1985). Seit 1985 wurde wieder eine Reihe von Moorprofilen in Bearbeitung genommen. Das Mooregebiet Gasserplatz (Straße Feldkirch – Göfis, 1 km nordöstlich von Feldkirch) zeigte sich für weitere Untersuchungen am besten geeignet.

- 1) Dieses Moor befindet sich im Konfluenzgebiet des Rhein- und Illgletschers und ist von ehemaligen Eisrandlagen des Feldkircher-Stadiums (siehe Abb. 1) umgeben.
- 2) Irgendwann zwischen 14.000 und 13.000 BP entstand beim lokalen Abschmelzen des Illgletschers an dieser Stelle ein kleiner See, der bis in den Anfang des Holozäns existierte. Die Periode zwischen etwa 13.000 und 10.000 BP ist hier in einer ungestörten Seekreide-Ablagerung (Kalkgyttja) mit einer schönen biostratigraphischen Zonierung vertreten.

Nach dem Anfang des Holozäns verlandete der Gasserplatzsee allmählich. Erst dann konnte sich die heutige Moorlandschaft bilden. Die Bohrprofile zeigen unter den Torfablagerungen eine Abfolge feinlaminiertes Kalkschlammablagerungen mit zahlreichen außerordentlich gut erhaltenen Makroresten. Dies gilt auch für eine große Anzahl von unbeschädigten Molluskenschalen, teils noch in Lebensstellung; diese ermöglichten eine separate paläontologische Bestimmung der aufeinanderfolgenden Wärme- und Kaltphasen des Spätglazials seit dem Ende der Ältesten Dryas (Analysen KUIJPER). Während des Sommers 1988 wurden zusätzlich zwei Moorproben zur (¹⁴C) Altersbestimmung und einige Kalkgyttja-Proben zur Dünnschliffanalyse entnommen. Schließlich wurde ein geoelektrisches Querprofil des Gasserplatzes aufgenommen.

Dieser Artikel befaßt sich daher mit den spätglazialen Zuständen im Bereich Göfis – Gasserplatz. Über die letzten Eisrandlagen des Illgletschers um Göfis und insbesondere über die palynologische und lakustrische Entwicklung des ehemaligen Gasserplatzsees wird ausführlich berichtet.

2. Das Feldkircher-Stadium

Die spätglaziale Pollenstratigraphie und die Chronologie des Spätglazials ist erst ab 13.000 BP gut dokumentiert. Eine vereinfachte Übersicht der verschiedenen Auffassungen wird in Abb. 2 gegeben. Außerdem zeigt diese Tabelle die vorläufige Morphostratigraphie der Schlußvereisung in Vorarlberg.

JORDI (1986) geht, abweichend, von extrem kurz aufeinanderfolgenden Abschmelzstadien aus und stellt deshalb fest, daß nur kurze Zeit zwischen dem „Konstanzer“ und dem „Feldkircher Stadium“ für den Aufbau einer angenommenen Reihe von kleineren und größeren Wiedervorstößen im Rheintal (HANTKE, 1970, 1978, 1980) zur Verfügung stand; die beiden Hauptstadien sollen sich um 14.000 BP entwickelt haben.

Das von KELLER & KRAYSS und von DE JONG angenommene Alter (15.000 und 14.000 BP) scheint uns realistischer. Wir bestätigen aber JORDIS Bemerkung, daß „Feldkirch“ sich bei genauer Beobachtung in eine Serie von Eisabbau- und Stillstandsphasen unterteilen läßt und daß kaum oder nicht von Wiedervorstößen die

ZEIT BP	STRATIGRAPHIE (Literatur)			MORPHOSTRATIGRAPHIE VORARLBERG (de Graaff)			
	POLLENZONE n. FIRBAS 1949, 1954	CHRONOZONE n. MANGERUD, et al. 1974	CHRONOZONE n. WELTEN 1982	RHEIN- und ILLTAL Entwicklung Gasserplatz; vorläufige Gliederung der Eisabbauphasen		Eishöhe Feldkirch	SGD BZN 1850
10,000	IV --10,000--	PRÄBOREAL --10,000--	PRÄBOREAL	IV	Torfablagerungen (GrN - 15919) C-14; p 9,500 ± 200		
					(Egesen ?)		100 m?
	III --10,300--	JÜNGERE DRYAS	JÜNGERE DRYAS	III			200 ?
11,000		--11,000--	--11,000--				
	II --11,800--	ALLERØD	ALLERØD	II	fein laminierte Seekreide, abwechselnd mit humusreichen Bändern;		
12,000	Ic --12,000--	ÄLTERE DR. --12,000--	--12,000--	Ic	(Daun)		300
	Ib --12,400--	BÖLLING	BÖLLING	Ib			
13,000	Ib --13,000--	--13,000--	--13,000--		(Clavadel ?)		450 ?
		ÄLTESTE DRYAS					
					Seekreide mit Übergängen zur Tongyttja; blauer Seeton.		
	Ia --13,300--	EISABBAU BODENSEE-RHEINTAL KELLER & KRAYSS '87/'88		Ia	----- FELDKIRCH s.l.	500-600 m	550
				(SPÄT-	KOBLACH-St. ARBOGAST KLAUS-MATIONSWIESE	650 700	
14,000		FELDKIRCH		GLA-	KLAUS-PLATTENWALD (= <i>Gschnitz-2</i> ?) (BUCHBRUNNEN)	750	650
		KOBLACH		ZIAL)	RAINBERG-SULDIS (= <i>Gschnitz-1</i> ?)	900	700
		(SPÄTGLAZIAL)			(ÜBERSAXEN)		
		KONSTANZ			(GARTIS-ÜBERSAXEN) (= <i>Steinach-2</i> ?)	1100	750
					GULMALP-GRÖLLERKOPF (= <i>Steinach-1</i> ?)	1250	800
16,000		----- STEIN AM RHEIN			ROSSBODEN-VALSCHERINA (= <i>Bühl</i> ?)	1350	850
17,000					ÄÜßERE GAMPALP	1450	1000
		(HOCHGLAZIAL)		(HOCH-			
				GLA-			
18,000		SCHAFFHAUSEN		ZIAL)	WÜRM-MAXIMUM	1600 1700 ?	1200 ? 1300 ?

Abb. 2.
Chronologie und Stratigraphie des Spätglazials in Vorarlberg.
Die Seekreideablagerungen haben sich seit dem Ende des Ältesten Dryas entwickelt.

Rede sein kann. JORDI spricht deshalb richtig vom „Feldkircherstand sensu lato“. Seine Feststellung, daß „Feldkirch s. l.“ von „deutlichen, talnahen Gletscher- randformen“ markiert worden sei, läßt sich nicht so leicht bestätigen.

Weiter nördlich im Rheintal, ober Rankweil, sind zwischen „Konstanz“ und „Feldkirch“ verschiedene ältere Abschmelzstadien mittels Moränenwälle, randglazialen Schwemmfächerterrassen und Trockentälern rekonstruiert worden. Vergleiche BIK (1960) und SIMONS (1985) zur ständigen Verbesserung der Interpretation dieser randglazialen Phänomene. Einige der lokalen Stadien sind in die Übersichtstabelle des Spätglazials aufgenommen (Abb. 2). Diese Eisrandmarkierungen repräsentieren in Vorarlberg fast ausnahmslos Stillstandphasen im allgemeinen Rückschmelzen des Rheintalgletschers.

Die Stadien „Koblach“ und „Feldkirch“ verbinden wir auf Grund unserer Kenntnisse der Schlußvereisungsschichte im südlichen Walgau, mit beträchtlich niedrigeren Schneegrenzdepressionswerten (SGD bezogen auf 1850). Wir rechnen mit einer SGD von etwa 600 m (DE GRAAFF, in Vorber.). Den Auffassungen von KRAYSS & KELLER (1987) und JORDI (1986) widersprechend, schätzt DE GRAAFF diese Stadien außerdem noch etwas jünger als Gschnitz ein (siehe Abb. 2).

Während vieljähriger Kartierungsarbeiten (DE GRAAFF, DE JONG, RUPKE & VERHOFSTAD, 1987) wurden viele Aufschlüsse in den vermutlichen Eisrandablagerungen des Feldkircher-Stadiums untersucht. Diese zeigten, je nach Lage, anstehendes Gestein, Rutschmassen, fluviatile Sande und Kiese, und nur sehr wenig Ablationsmoränen des Illgletschers. Interessant ist die in der Literatur fast einhellig als „Moränenwall“ angesprochene Wallform von Dums – Agasella, 1 km nördlich von Göfis (siehe z. B. KRASSER, 1936; HEISSEL, OBERHAUSER & SCHMIDEGG, 1967 und OBERHAUSER, 1979). Zwar markiert dieser Rücken einen Gletscherstand und enthält lokal viel Ablationsmoräne des Illgletschers, es wurde aber erkannt, daß der Wall größtenteils aus geschichteten Lockersedimenten gebildet wurde; SIMONS (1985) fotografierte einen Aufschluß und spricht neutral von „ice-contact“-Ablagerungen. Es handelt sich unseres Erachtens einerseits um lokale Schmelzwasserablagerungen, andererseits um Materialien, die einen fluviolen Ferntransport in Verbindung mit Eisrandterrassen und dem Trockental „Satteins – Schwarzer See“ nachweisen. Die Gesamtform wird jetzt als Spalteneinfüllung interpretiert (siehe auch DE GRAAFF, 1986). Diese Spalte entwickelte sich zur Zeit einer aktiv über Göfis transfluierenden Illgletscherzunge und einer abgeschürften Toteismasse, welche die dahinter liegende Geländedepression zwischen Agasella und Tufers füllte. SIMONS verweist auch auf das Vorkommen von Delta-Ablagerungen (auf 520 m) nördlich der letztgenannten Ortschaft.

Die meisten Aufschlüsse in den umgebenden älteren und jüngeren randglazialen Terrassenablagerungen zeigen eine durchaus ungestörte Sedimentfolge. Stauer-scheinungen, welche lokale Vorstöße nachweisen könnten, sind hier selten; die gelegentlich auftretende Deformation der ursprünglichen Sedimentstrukturen weist gewöhnlich nur auf Sackungen, welche das Abschmelzen von angrenzendem Toteis verraten.

Zusammenfassend können im Gebiet Gasserplatz – Göfis – Dums mehrere Eisrandstadien unterschieden werden. Während der älteren „Feldkirch“-Phasen reich-

te die Illgletscherzunge bis Tufers. Auch der Gasserplatz war damals noch gerade mit Eis überdeckt. Sedimenttransport, dem Trockental „Schwarzer See“ entlang, führte gleichzeitig zur Ausbildung der (Dums – Tufers) Eisrandterrassen auf 540–520 m. Rasch senkte sich nachher die Gletscheroberfläche und es bildeten sich die jüngeren Eisrandterrassen, der Gasserplatz wurde dabei eisfrei. Gleichzeitig stagnierte noch das Eis in der Geländedepression Agasella – Tufers und entwickelte die Wallform von Dums – Agasella. Umliedend weisen andere gestaffelte und relativ sehr kleine Eisrandterrassen den Rückgang der über Göfis transfluierenden Eiszunge des Illgletschers nach (siehe weiter Abb. 1).

Seit die ersten Pollenspektren der Basisproben einiger Moorgebiete in der „Toteislandschaft“ Feldkirch – Mariagrün untersucht wurden (Analysen BURGA in: JORDI, 1977), ist bekannt, daß Rhein- und Illgletscher sich hier im Laufe der Ältesten Dryas (vor 13.000 BP) getrennt haben (JORDI, 1986; DE GRAAFF, 1986). JORDI betont, daß diese Resultate auch in den Untersuchungen von WEGMÜLLER (1976) für den Stoßpaß (822 m) und Oberschan (660 m) ihre Bestätigung finden. Diese Gebiete waren alle gegen das Ende der Ältesten Dryas eisfrei.

Es gibt im Walgau und im Vorarlberger Rheintal kaum Hinweise für spätere Wiedervorstöße der beiden Hauptgletscher (vergl. HANTKE, 1970; JORDI, 1986; DE GRAAFF, 1986). JORDI berichtet weiter über die von CHEDEL (1986) durchgeführten Pollenanalysen und präsentiert einige zugehörige ¹⁴C-Daten der tiefsten Torf-Horizonte des Moores „M1“ in Mariagrün. Das älteste Material entspricht 10.110 ± 50 BP. Die nicht publizierte Profilbeschreibung und das Pollendiagramm zeigen im Vergleich mit dem Profil Gasserplatz einen fast ähnlichen Profilaufbau.

2.1. Gasserplatz

Der Gasserplatz, die ehemalige Richtstätte der Stadt Feldkirch, ist ein schüsselförmiges, von Wald umgebenes Moorgebiet, das sich am flachen, plateauartigen Südostrand der südlichsten Antiklinale des Helvetikums in Vorarlberg entwickelt hatte. Das Gebiet ist von Grünsandstein (Gault) und Schrattekalk unterlagert. Diese Gesteine sind an sich gewöhnlich wasserdurchlässig; doch hatte sich hier in der beckenförmigen Hohlform des Gasserplatzes am Ende der Schlußvereisung ein kleiner Eisrandstausee entwickelt, der auch nach dem Abschmelzen des Gletschers längere Zeit existierte. Der Grünsandstein ist hier auch bekannt als Gamser Schichten (FÖLLMI, 1986) und feinklastischer als an anderen Stellen entwickelt, und deshalb kann die Entstehung des Gasserplatzsees eine lithologische Ursache haben. Von KRIEG (Naturschau, Dornbirn) stammt die Bemerkung, daß sich der Gasserplatz ursprünglich auch als ein flaches, glazial erodiertes Karstbecken (im tieferliegenden Schrattekalk) entwickelt haben kann. Es gibt mehrere solche flache Hohlformen in der Umgebung. Auch kann außerdem eine dünne Grundmoränen- und Seetonbedeckung und eine Moränenanhäufung an der Südseite des Moorgebietes zum Wasserstau beigetragen haben. Die isolierte Lage (und Südexposition) auf der topographisch niedrigen und sonst trockenen Gesteinsschwelle zwischen Ill- und Rheintal führte zu einer völlig ungestörten Entwick-

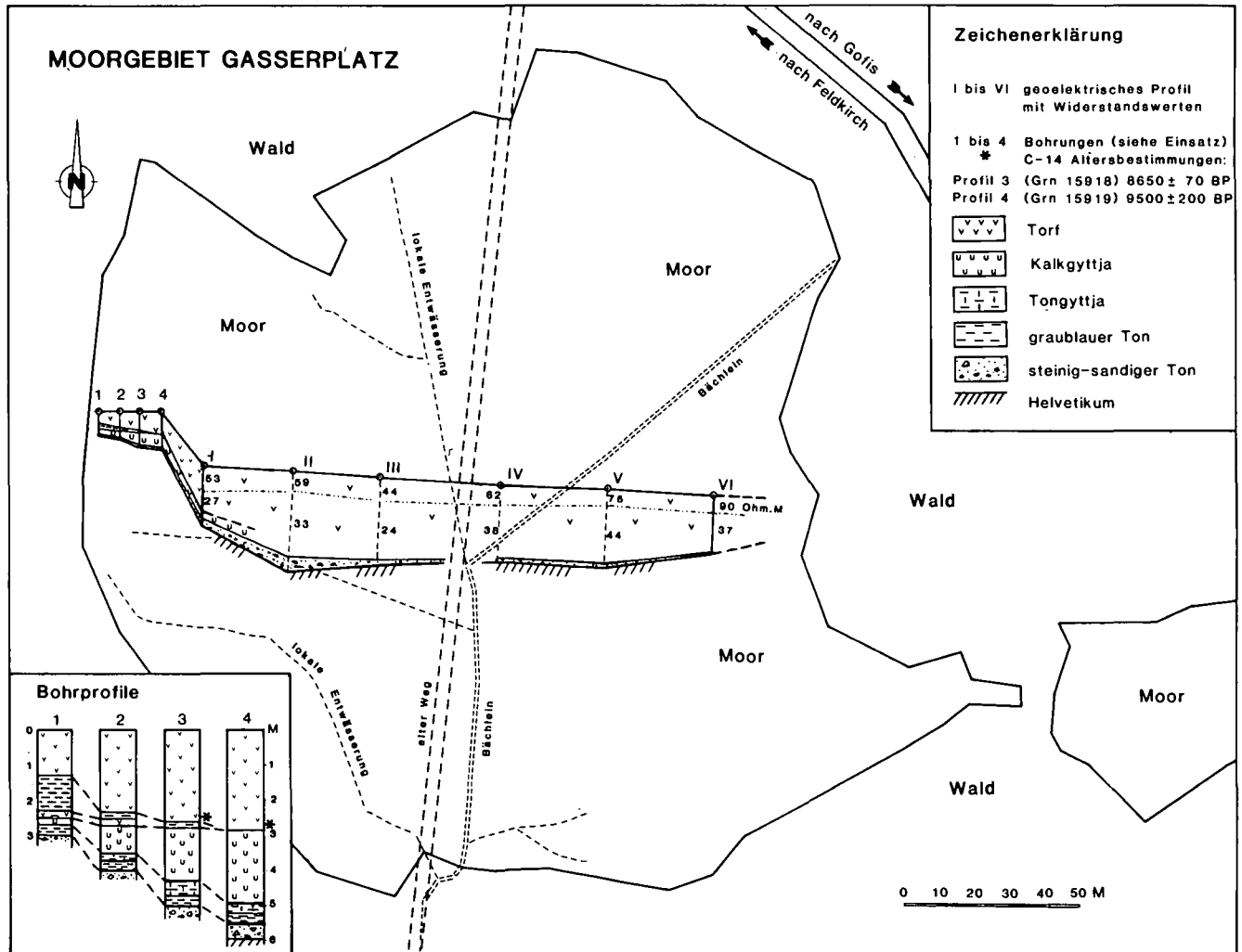


Abb. 3. Karte des Mooregebietes Gasserplatz mit geoelektrischem Querprofil und Bohrungen.

lung der organischen Profile. Der Gasserplatzsee hatte eine Tiefe bis zu einigen Metern und war immer, bis in den Beginn des Holozäns, mit klarem, stagnierendem Wasser gefüllt. Die Karte zeigt das seit einigen Jahren unter Naturschutz stehende Mooregebiet (Abb. 3).

Wie erwähnt, wurde das Querprofil durch den Gasserplatz hauptsächlich geoelektrisch ermittelt. Für die technischen Aspekte der Aufnahme wird auf SEJMONSBERGEN & VAN WESTEN (1988) hingewiesen. Im Querprofil (Abb. 3) ist der flache und harte Gesteinsuntergrund auffallend. Die Zerteilung in der oberen Torfschicht markiert vermutlich den Übergang zwischen dem besser entwässerten und dauernd vernässten Teil des Moores. Dies war bei den Handbohrungen weniger gut abzugrenzen. Die Seekreide-Ablagerungen (fast 100 % Kalk) sind wahrscheinlich nirgendwo am Gasserplatz viel mächtiger als im untersuchten Profil. Dieses Profil hat folgenden Aufbau:

- 0 – 70 cm: Sphagnum/Carex-Torf.
- 70 – 290 cm: Waldmoortorf, mehrfach mit Holz.
- 290 – 495 cm: Sehr feinschichtige Seekreide, hellgrau, fast weiß, mit Schnecken, Pisidien; zwischen 390 und 410 cm mit Wechsellaagerungen humusreicher Bänder.
- 495 – 547 cm: Seekreide mit Übergängen zur Tongyttja.

547 – 550 cm: Blauer Seeton mit vielen Gesteinsfragmenten.

Die holozänen Torfablagerungen sind hier pollenarm und weniger interessant; deswegen wurden nur die limnischen Ablagerungen des Spätglazials, unter 290 cm Tiefe, untersucht.

3. Die palynologischen Untersuchungen

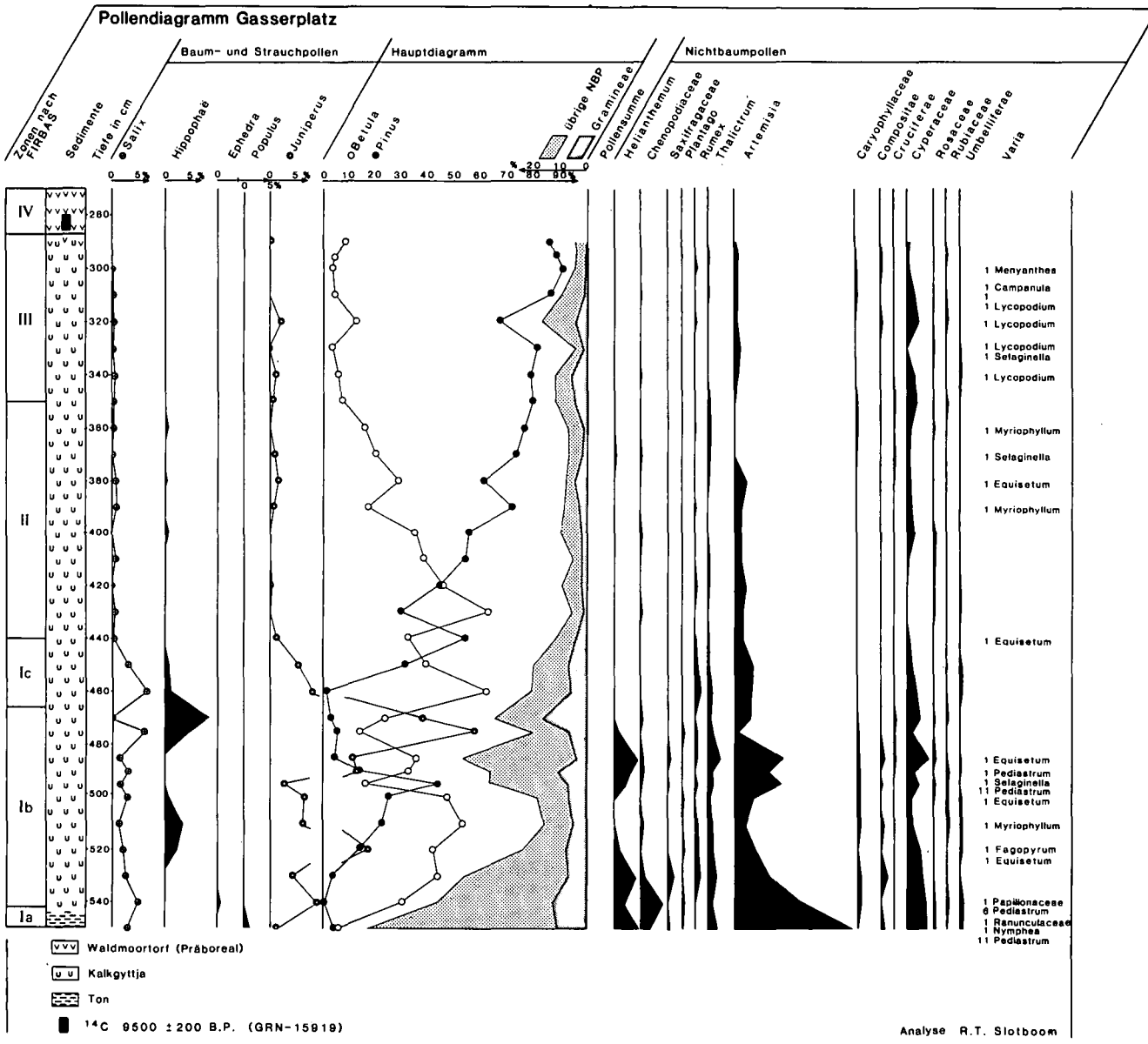
3.1. Methodik und Darstellung

Die Probenahme erfolgte mit einem Torfbohrer. Im Labor wurden die Proben für die pollenanalytischen Analysen mit HCl, KOH und HF behandelt und nachher azetolisiert.

Im Pollendiagramm (Tabelle 1) sind die spätglazialen Abschnitte als Gesamtdiagramm mit einer Grundsumme dargestellt, in der die Baumpollen und Nichtbaumpollen zusammen 100 % ergeben. Im Hauptdiagramm ist das Verhältnis zwischen beiden Gruppen dargestellt. Hier sind auch die Kurven der bestandbildenden Bäume eingetragen.

Wegen besserer Übersichtlichkeit sind die Baumarten, die ab einem bestimmten Zeitpunkt nur noch von untergeordneter Bedeutung sind, aus dem Hauptdia-

Tabelle 1.
Pollendiagramm des Spätglazials vom Gasserplatz.



gramm herausgenommen und auf der linken Seite eingetragen. Die Dryas-Floren wurden zu einem eigenen Block zusammengefaßt (Helianthemum-Thalictrum) und rechts eingezeichnet, ebenso wie die anderen NBP-Taxa.

Für die Gliederung des Pollendiagramms wurden die Zonennummern nach FIRBAS (1949, 1954) verwendet. Für die Altersbestimmungen der Chronozonen ist die Gliederung von MANGERUD et al. (1974) übernommen worden (Abb. 2).

3.2. Vegetations- und Waldentwicklung im Spätglazial

Die Vegetationsgeschichte kann seit dem Abschmelzen der Hauptgletscher im Pollendiagramm verfolgt werden. Die spätglaziale Erwärmung wurde von (schwachen) Klimarückfällen unterbrochen, die in diesem Diagramm nachweisbar sind.

Pollzone Ia Älteste Dryas 550–540 cm

Der Illgletscher bedeckte den Gasserplatz gegen das Ende der Ältesten Tundrenzzeit nicht mehr. Diese Periode zeigt im Pollendiagramm hohe NBP-Werte (83 %), ein Hinweis auf die noch geringe Walddichte. Unter den Baumpollen sind *Betula* (*nana*), *Pinus*, *Juniperus*, *Salix* und *Ephedra* vorhanden. Die geringen *Juniperus*-Werte weisen schon auf ein abnehmendes Vorkommen.

Ephedra und *Pinus* repräsentieren sicher einen Ferntransport aus Gebieten, die bereits länger eisfrei waren. Unter den NBP treten Taxa auf, die als Spätglazialpflanzen bezeichnet werden und die vielfach Bestandteil der sogenannten Dryasfloren sind (*Helianthemum*, *Chenopodiaceae*, *Saxifraga*, *Plantago*, *Rumex*, *Thalictrum*). Auf den freigelegten Rohböden des anstehenden Gesteins und der Lockermaterialien hat sich bald eine Menge verschiedener Gras-, Kraut- und Zwergstrauchgesellschaften entwickelt. Auf sonnigen Abhängen dürften sich die *Artemisia*-Gesellschaften ausgebreitet haben. Die hohen *Artemisia*-Werte sind Ausdruck einer

Vegetation auf periodisch trockene Böden. Diese Ergebnisse werden von den von BURGA (in JORDI, 1986) durchgeführten palynologischen Untersuchungen des Mariagrün-Moores (540 m, 2,5 km südwestlich von Göfis) bestätigt. Auffallend ist, wie rasch sich der Spätglazialabschnitt Ia, gegenüber den langen wohlgegliederten Ia-Abschnitten im nördlichen Alpenvorland (BERTSCH, 1961; WEGMÜLLER, 1966; SCHMEIDL, 1971; BEUG, 1976; CASTEL, 1984) entwickelt hatte. Dies ist an dieser Stelle vermutlich auf das späte völlige Abschmelzen des Illgletschers zurückzuführen.

Pollenzone Ib

Bölling 540–470 cm

Erste deutliche Klimabesserung des oberen Spätglazials und dementsprechend eine sprunghafte Entwicklung von Strauch- und lockerer Baumvegetation (*Betula*), begleitet von einer *Juniperus-Hippophaë*-Phase (Wacholder-Sanddorngebüsch).

Auffallend ist in Zone Ib der steile Abfall von *Artemisia*, *Helianthemum* und *Chenopodiaceae*. Die ansteigenden Baumpollenwerte sprechen für die Einwanderung von Bäumen. Im Anfang (540–500 cm) deuten die *Betula*-Werte auf eine Birkenparktundra. Ein Teil der *Betula*-Pollen stammt noch vom niedrigen Tundrenstrauch *Betula nana*.

Die ansteigenden *Pinus*-Pollenwerte sind nicht mehr völlig dem Ferntransport zu verdanken, weil zwischen 540–500 cm schon Nadeln und Rinde von *Pinus* angetroffen wurden; dies kann vielleicht als eine vorübergehende Ausbreitung von *Pinus montana* gedeutet werden. *Hippophaë* hat am Anfang Ib schon die kalkhaltigen Moränen besiedelt.

Zwischen 490–465 cm gehen die *Pinus*-Pollen rasch auf geringere Anteile zurück. Die *Juniperus*-Kurve überschneidet die *Birken*-Kurve. Bei weiter abfallenden NBP-Werten erreichen *Juniperus* und *Hippophaë* Höchstwerte.

Hippophaë rhamnoides ist eine typische heliophytische Pionierpflanze im Spätglazial. Da der Sanddorn durch eine verhältnismäßig schwache Pollen-Ausbreitung gekennzeichnet ist, weisen auch geringe Pollenprozentwerte bereits auf eine kräftige Vertretung dieses Strauches hin. *Hippophaë* zeigt Juli-Temperaturen oberhalb 10°C an.

Juniperus communis ist eine heliophytische Pflanze und kommt im Alpenbereich in den Niederungen und den höheren Stufen vor. An letztgenannten Stellen gedeiht der Gemeine Wacholder nur als niedriger Strauch, da alle Zweige, die über die winterliche Schneedecke emporreichen, bei gefrorenem Boden durch den Wind zum Absterben verurteilt sind. Zwar gerät *Juniperus* auch als Zwergstrauch zur Blüte, doch muß seine Pollenstreuung umso reichlicher sein, je höher er sich bei günstigem Klima über die Schneedecke erheben kann (OVERBEEK, 1975). Ein Anstieg der *Juniperus*-Kurve dürfte also einer Klimabesserung entsprechen.

Der Abfall der Kurve am Ende der Zone Ib ist aber ein Anzeichen, daß nunmehr der lichtbedürftige Wacholder wegen der zunehmenden Dichte des Waldes verdrängt wird (IVERSEN, 1949).

Prozentwerte von 3 bis 5 in den Pollendiagrammen zeigen also ein niedriges Wacholdergebüsch an, weil große Sträucher viel mehr Pollen produzieren. Die Juli-Temperatur dürfte damals höher als 10°C gewesen sein. Die hohen *Juniperus*-Werte zeigen, daß während der Zone Ib die Grenzlinie zwischen offenen Parktundren und dichterem Wald das Gebiet Göfis durchlief.

Pollenzone Ic

Ältere Dryas 470–440 cm

Ein überzeugender Nachweis der Zone Ic ist schwierig, weil dieser Klimarückschlag nur kurz war. Die Resultate der an zahlreichen Seekreide-Ablagerungen in den Ost- und Westalpen durchgeführten ¹⁸O/¹⁶O-Analysen (EICHER, 1979) werden bestätigt. Auch alle neuen palynologischen Untersuchungen ergänzen das Bild, daß Bölling und Allerød durch keinen größeren und längeren Klimarückschlag getrennt sind. Alle spätglazialen Abschnitte weisen aber Schwankungen zweiten Grades auf. Deswegen hat WELTEN (1982) vorgeschlagen, im westlichen Teil der Schweizer Alpen die Ältere Dryas als letzte negative Schwankung des Böllings aufzufassen und mit diesem zu vereinigen (siehe Abb. 2 und das Pollendiagramm).

Ein starker zeitweiliger Anstieg von *Betula* ist in Zone Ic erkennbar. *Juniperus* wird verdrängt und verschwindet am Schluß dieser Phase ganz. *Hippophaë* fällt auch stark zurück. Der kurze und scharfe Anstieg von *Salix* und die leichte Zunahme von *Artemisia* nach dem Abfall am Übergang Bölling/Ältere Dryas lassen auf lichte Birkenwälder schließen.

Pollenzone II

Allerød 440–350 cm

Zweite Klimabesserung des jüngeren Spätglazials und kräftige Einwanderung der Kiefer, die nach einer Birkenphase (440–420 cm) und nach einer ständigen Abnahme des NBP-Anteils zu geschlossenen Föhrenwäldern führt. Der leichte *Juniperus*-Anstieg zwischen 390–370 cm belegt, daß in der Mitte dieses Abschnittes in den dichten Wäldern Lichtungen bestanden haben.

Pollenzone III

Jüngere Dryas 350–290 cm

Mit einer leichten Zunahme von *Juniperus* und *Artemisia* sind Vertreter lichtoffener Standorte wieder stärker verbreitet. Es sind geringe Anzeichen für Auflichtungen. Kleine Gesteinsbruchstücke im Profil weisen auch in diese Richtung. Der in den mitteldeutschen Pollendiagrammen faßbare Klimarückschlag ist im Diagramm des Gasserplatzes nahezu nicht registriert worden. *Pinus* bleibt reichlich vorhanden, weil die *Betula*-Werte unter 10 % abfallen.

4. Die Dünnschliffanalyse

Sechs Kalkgyttja-Proben wurden einer Parallelbohrung (ab 314 cm; Grenze III/IV) entnommen. Die Ausschnitte zur Anfertigung der Dünnschliffe sind: 314–328, 328–343, 381–396, 426–441, 460–475 und 475–490 cm. Abb. 4 zeigt ein photographisches Bild der Präparate. Die untersten Proben sind charakterisiert von einer sehr feinen Sedimentschichtung, welche vermutlich einer Jahresablagerungsfolge entspricht. Im Winter war der See zugefroren und wurde überwiegend organogener Kalk abgelagert, weil im Frühjahr und Sommer auch Humus mit abgelagert wurde. Dies kann die ständige Abwechslung der hellen und dunkeln Bänder im Profil erklären. Zwischen 314 und 336 cm sind die Ablagerungen, wahrscheinlich wegen Wellenbewegung und vielleicht auch von lebenden Organismen, zerstört.

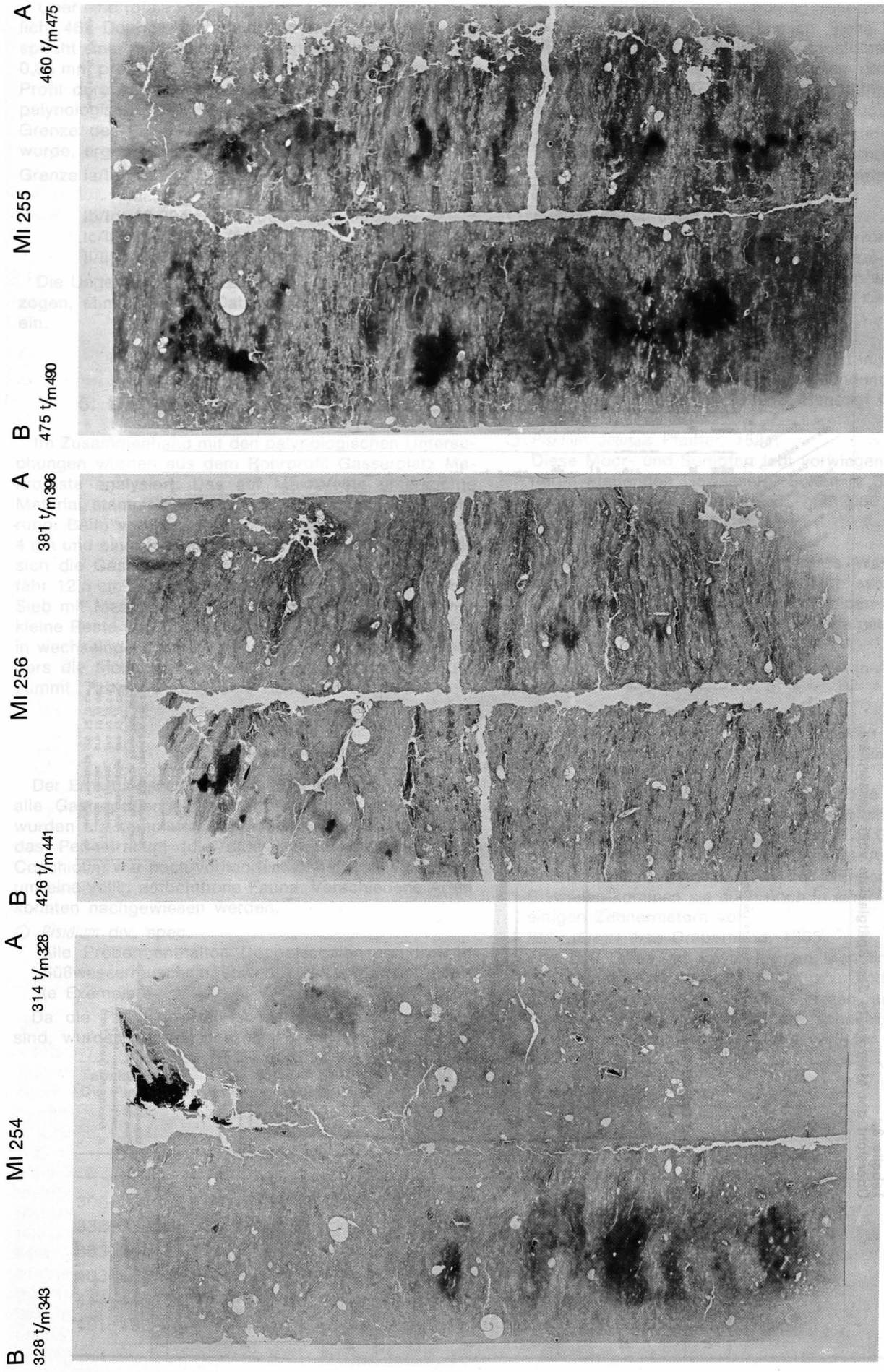


Abb. 4. Dünnschliffe der Seekreideablagerungen weisen in bestimmten Bereichen eine deutliche Jahresschichtung nach. Mittlere Ablagerungsgeschwindigkeit 0,85 mm pro Jahr. Die Muschelschalen zeichnen sich als runde Löcher ab.

Über eine totale Profillänge von 395 mm war es möglich, 462 Doppelschichten zu unterscheiden. Das entspricht einer mittleren Ablagerungsgeschwindigkeit von 0,85 mm pro Jahr. Die Bänder sind unten und oben im Profil durchschnittlich gleicher Dicke. Verwertung der palynologisch festgestellten Grenzlagen, wobei die Grenze der Pollenzonen III/IV auf 10.000 BP gestellt wurde, ergab die nachfolgenden Datierungen:

- Grenze Ia/Ib 12.988 BP (13.000 BP nach MANGERUD et al., 1974)
- Ib/Ic 12.094 BP (12.000 BP)
- Ic/II 11.788 BP (11.800 BP)
- II/III 10.741 BP (11.000 BP)

Die Ungenauigkeit dieser Kalkulation in Betracht gezogen, stimmen diese Datierungen ziemlich gut überein.

5. Die Analyse der Makroreste

Im Zusammenhang mit den palynologischen Untersuchungen wurden aus dem Bohrprofil Gasserplatz Makroreste analysiert. Das auf Makroreste untersuchte Material stammt hauptsächlich von einer Parallelbohrung. Beim verwendeten Bohrsondendurchmesser von 4 cm und einer Probeentnahme pro Zentimeter beliefen sich die Gesamtvolumina der Einzelproben auf ungefähr 12,5 cm³. Die Sedimentmuster wurden auf einem Sieb mit Maschenweite 0,4 mm ausgespült, wobei nur kleine Reste übrigblieben. Diese Rückstände enthielten in wechselnder Menge Pflanzen- und Tierreste. Besonders die Mollusken und die Pflanzenteile wurden bestimmt. Tabelle 2 zeigt eine Übersicht aller Funde.

5.1. Mollusken

Der Erhaltungszustand war auffallend gut. So waren alle Gastropodengehäuse unbeschädigt, die Pisidien wurden als komplette Doppelschaler angetroffen, und das Periostracum (die dünne Schalenoberhaut von Conchiolin) war noch vorhanden. Daher handelt es sich um eine völlig autochthone Fauna. Verschiedene Arten konnten nachgewiesen werden.

- *Pisidium* div. spec.
Alle Proben enthalten Doppelschalen von kleinen Süßwassermuscheln, sowohl juvenile als auch adulte Exemplare.
- Da die *Pisidium*-Arten schwierig zu unterscheiden sind, wurden sie von uns nicht weiter unterteilt. Herr

J. G. J. KUIPER (Paris) war jedoch so freundlich, die Arten von sechs Proben zu bestimmen. Siehe Tabelle 3; die fünf bestimmten Arten werden nachfolgend weiter beschrieben (Ökologie und Vorkommen der Pisidien nach MEIER-BROOK, 1975, und KUIPER, 1974).

- *Pisidium hibernicum* Westerlund, 1894.
In unterschiedlichen Gewässern. Vorzugsweise in schlammreichem Sediment von Seen und Flüssen, besonders auf Stillwasserzonen konzentriert. In vielen Alpenseen, bis 2760 m.
- *Pisidium nitidum* Jenyns, 1832.
In unterschiedlichen Gewässern. Bevorzugt die Stillwasserzone in bewegten Gewässern wie Seen und Tieflandflüsse. In den Voralpenseen auf das Litoral beschränkt; auch in alpinen Seen bis 2650 m. Benötigt ein hohes pH.
- *Pisidium milium* Held, 1836.
In unterschiedlichen Gewässern, meist in schlammreichen Biotopen. In den Voralpen- und Hochalpenseen nicht häufig; bis 2080 m. Benötigt hohe pH-Werte.
- *Pisidium obtusale* Pfeiffer, 1821.
Diese Moor- und Sumpfarth lebt vorwiegend in kleineren stehenden Gewässern. Selten in Seen, hier im bewachsenen Uferbereich; bis 2000 m. Fehlt jetzt in den Hochseen der Alpen.
- *Pisidium lilljeborgii* Clessin, 1886.
Bevorzugt gut durchlüftetes, klares Wasser und einen sandigen Boden. Lebt in Mitteleuropa ausschließlich im (Sub-)Litoral der Hochalpen- und Voralpenseen; auch in Seen einiger Mittelgebirge. Bis 2300 m.

Weiters wurden die folgenden Mollusken-Arten bestimmt:

- *Valvata piscinalis alpestris* Küster, 1852.
Abb. 5a. Die Wasserschnecke *V. piscinalis* ist allein mit der Unterart *Alpestris* in stark wechselnden Anzahlen vertreten. Sowohl sehr juvenile als auch adulte Exemplare (max. 4,0×5,0 mm). Die Tiere leben heute in (sub-)alpinen Seen mit kühlem, klarem, sauberem und basenreichem Wasser. Die Gewässer dürfen stehend sein oder etwas bewegt. Auf feinem Bodenmaterial, besonders in der Nähe der Ufer. Bisweilen kommen sie auch noch in einer Tiefe von einigen Zehnermetern vor.
- *Radix peregra ovata* Draparnaud, 1805.
Abb. 5b. Diese Art ist in kleinen Mengen in verschiedenen Abschnitten des Profils zu finden. Sehr juvenile bis adulte Exemplare treten auf (max. 15,0-9,7 mm). Die weitverbreitete Schnecke lebt in verschiedenen Gewässern, in Wassertiefen von eini-

Tabelle 3.
Die Pisidien-Bestimmung einiger Proben (Analyse J.G.J. KUIPER, Paris).

Proben	Pisidium				
	hibernicum	nitidum	milium	obtusale	lilljeborgii
306-307 cm	6	6	-	-	-
338-339 cm	5	4	1	1	-
383-384 cm	6	5	4	6	-
403-404 cm	19	16	8	-	1
444-445 cm	3	5	-	-	1
491-492 cm	18	15	10	-	-

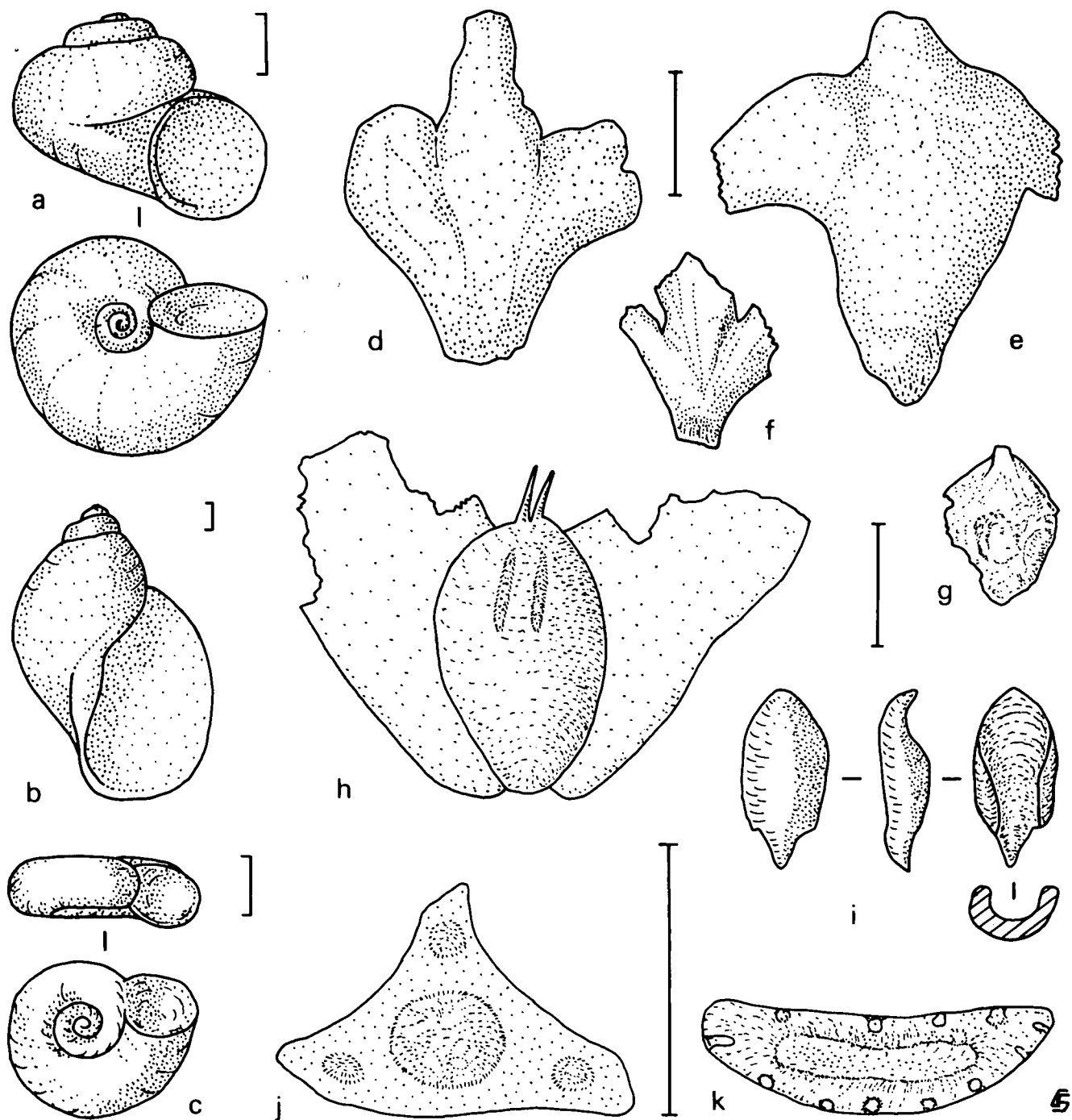


Abb. 5.

Einige Makroreste aus dem Gasserplatz-Bohrprofil 4.

- a) *Valvata piscinalis alpestris* (415–414 cm).
- b) *Radix peregra ovata* (414–413 cm).
- c) *Gyraulus acronicus* (320–319 cm).
- d) *Betula cf. pendula* – Fruchtschuppe (508–507 cm).
- e) *Betula cf. pubescens* – Fruchtschuppe (455–454 cm).
- f) *Betula nana* – Fruchtschuppe (445–444 cm).
- g) *Betula nana* – Frucht (461–460 cm).
- h) *Betula cf. pendula* – Frucht (379–378 cm).
- i) cf. *Juniperus sabina* – Blatt (348–347 cm).
- j) *Pinus cembra* – Querschnitt der Nadel (324–323 cm).
- k) *Pinus silvestris* – Querschnitt der Nadel (405–400 cm).

Zeichnung: W.J. KUIJPER. Maßstab jeweils 1 mm.

gen Zentimetern bis hunderten von Metern. Auf dem Boden und auf Wasserpflanzen. Im Gebirge bis 2500 m.

- *Armiger crista* (L., 1758).
Diese kleine Schnecke ist im Profil Gasserplatz auf 400–370 cm beschränkt (Gehäuse bis max. 2,0×0,75 mm). Tiefer im Profil gibt es nur noch Einzelfunde. Sie bevorzugt pflanzenreiche Teile in stehendem oder etwas bewegtem Gewässer.
- *Gyraulus acronicus* Férussac, 1807.
Abb. 5c. Wie *Armiger crista* besonders im Bereich 395–370 cm vertreten. Juvenile bis fast adulte Individuen sind vorhanden (max. 3,4×1,4 mm). Daneben wurden in anderen Abschnitten der Bohrung noch einige Einzelexemplare angetroffen. *G. acronicus* lebt in stehendem Gewässer (Seen und Weihern) und bevorzugt kühle Gebiete.
- *Bithynia tentaculata* (L., 1758).
Abgesehen von drei Funden zwischen 375–370 cm kommt diese Art nur im Profilabschnitt 320–286 cm vor. Die Zahl der Gehäuse und Opercula zeigt ungefähr die gleiche Verteilung, ein Hinweis für geringen Transport. Gehäuse von juvenil bis adult (max. 11,5×6,6 mm). *B. tentaculata* lebt in stehendem und in bewegtem Wasser, im Uferbereich bis in einer Tiefe von mehreren Zehnermetern. Dabei oft in Gewässern, die reich an organischem Detritus sind. In den Alpen kommt sie bis auf subalpine Höhe vor (max. 2000 m).
- *Sphaerium corneum* (L., 1758).
Einige Doppelschalen um 380 cm, daneben eine bei 507 und bei 288 cm. Juvenil und adult (max. 9,5×7,5×7,2 mm). Diese Süßwassermuschel bevorzugt hohes pH, lebt in verschiedenen Gewässern und ist besonders in flachem Wasser (Uferzone), bisweilen auch in einigen Zehnermetern tiefem Wasser anzutreffen. In Alpenseen bis auf etwa 1700 m.
- *Lymnaea stagnalis* (L., 1758).
Einige Gehäuse von juvenilen Exemplaren (max. 2,5×1,4 mm) wurden ausschließlich im Abschnitt 407–354 cm angetroffen. *L. stagnalis* lebt in stehenden Gewässern, bisweilen in Uferzonen langsam fließender Wasserläufe. Vorzugsweise an vegetationsreichen Stellen. Bis 1700 m.
- *Hippeutis complanatus* (L., 1758).
Einige juvenile und fast adulte Exemplare (max. 2,8×0,8 mm) wurden nachgewiesen. Diese Schnecke lebt hauptsächlich in stehenden, pflanzenreichen Gewässern, besonders in der Uferzone.
- *Vertigo spec.*
In 415–414 cm Tiefe wurde eine Spitze einer rechtsgewundenen Art angetroffen. *Vertigo*-Arten sind kleine Landschnecken mit unterschiedlichen Biotop-Ansprüchen. Sonst gibt es keine Funde von Landschnecken in den Proben.

Die Kalkgyttja ist im Allgemeinen reich an Mollusken, die kleine Proben enthalten von 2 bis 266 Exemplaren. Die Artenzahl ist jedoch gering, nämlich nur 1 bis 9 Arten pro Probe. Insgesamt wurden 14 Arten gefunden. Diese Arten können fast alle sowohl unter kalten als auch unter warmen Verhältnissen leben (Glazial und Interglazial). *Pisidium lilljeborgii*, *Valvata piscinalis alpestris* und *Gyraulus acronicus* sind jedoch besonders aus kaltzeitlichen Ablagerungen bekannt. *Armiger crista*, *Hippeutis complanatus*, *Lymnaea stagnalis*, *Bithynia tentaculata* und *Sphaerium*

corneum treten meist nicht oder nur in geringer Zahl in kühlen Perioden auf.

Daraus wird deutlich, daß die Kalkgyttja mit einer von *Valvata piscinalis alpestris* und *Pisidium*-Arten beherrschten Fauna während einer Kältezeit sedimentiert worden ist. Die Veränderung in Anzahl und Artenzusammensetzung der verschiedenen Abschnitte weisen Klimaveränderungen innerhalb dieser Kälteperiode nach. Die Malakologie kann diese Veränderungen selbst nicht erklären.

Die tiefsten Sedimente der Bohrung, ein blauer See-ton, enthielten überhaupt keine Mollusken. Sie entstanden während bzw. unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises. Sobald die Sedimentierung der Kalkgyttja beginnt, treten auch die ersten Mollusken auf. Auffallend ist, daß seit der ersten Besiedlung des Sees die Mollusken nie mehr verschwinden. Während der verschiedenen durch Pollenanalysen nachgewiesenen Zeitabschnitte (Älteste Dryas bis Anfang des Holozäns) war offenbar das Wasser jeden Sommer eisfrei. Die Tiere müssen von entfernt gelegenen Gewässern eingewandert sein, seitdem Rhein- und Illtalgletscher verschwunden waren und auch ihre Täler sich in große Seen umwandelten.

In einer Tiefe von etwa 510 cm sind zeitweilig *Armiger crista*, *Gyraulus acronicus* und *Sphaeridium corneum* vorhanden und *Valvata piscinalis alpestris* nimmt an Zahl zu. Dieser Abschnitt befindet sich inmitten des Böllings. Am Ende und in der Älteren Dryas treten Artenzahl (bis 6) und Anzahl der Individuen zurück. Nach etwa 440 cm (Anfang Allerød) gibt es wieder eine Zunahme der Schalen.

In einer Tiefe von 400–370 cm gibt es eine deutliche Artenzunahme (bis 11) und einen Gipfel in der *Valvata*-Kurve. Das Pollenprofil zeigt, daß es sich hier um das Allerød handelt. Im nachfolgenden Bereich kann eine Klimaverschlechterung die Ursache für den Rückgang der Arten sein. Das allgemeine Auftreten von *Valvata* in der Jüngeren Dryas ist nicht wie im Allerød mit einer deutlichen Zunahme von anderen Arten verbunden. Oben im Profil geben *Bithynia*, *Gyraulus*, *Hippeutis* und *Sphaerium* wahrscheinliche Anzeichen für den Übergang Spätglazial/Postglazial.

Die Mollusken haben an oder nicht weit von dem bewachsenen Ufer eines nicht sehr kleinen Gewässers gelebt. Besonders *Pisidium lilljeborgii* weist nach, daß es sich um einen See handelt, der stehend oder höchstens etwas bewegt war. Das Wasser war sauber, klar, basen- (kalk-) und sauerstoffreich. Die Wassertiefe kann zwischen einigen Dezimetern und einigen Metern gelegen haben. Wegen des fast völligen Fehlens von Landmollusken dürfte das Ufer nicht in unmittelbarer Nähe der Profilentnahmestelle gelegen haben.

5.2. Andere zoologische Reste

- *Ostracoda* (Muschelkrebse)
befanden sich in den meisten Proben. Diese bis etwa 1 mm langen Kalkschälchen waren als Doppelschalen im Sediment anwesend. Diese Tiere leben in unterschiedlichen Gewässern, wo sie auf der Vegetation oder am Boden herumkriechen. Verschiedene Arten vertragen sogar Austrocknen und Frost. Fossil sind sie aus glazialen und interglazialen Perioden bekannt.

- *Bryozoa* (Moostierchen).
Regelmäßig wurden ein oder mehrere Statoblasten der Art *Cristatella mucedo* L. in den Proben der oberen Hälfte der Bohrung gefunden. Tiefer, im Bölling, nur noch vier Exemplare. Die Art ist in Europa bis zur nördlichen Baumgrenze und in Gebirgsseen bis zur Schneegrenze verbreitet. Sie lebt auf verschiedenen Substraten, besonders auf Pflanzen. Fortpflanzung findet bei 9–30°C statt (LACOURT, 1968). Fossil sind sie aus glazialen und interglazialen Ablagerungen bekannt.
- *Cladocera* (Wasserflöhe)
wurden besonders im oberen Teil der Kalkgyttja als Ehippien (Dauereier) beobachtet. Die Tiere leben in sehr verschiedenen Gewässertypen. Die Ehippien sind frostbeständig. Fossil sind sie aus glazialen und interglazialen Ablagerungen bekannt.
- *Porifera* (Wasserschwämme).
In Probe 339–338 cm wurde ein und in 274–268 cm Dutzende von Gemmula (Überwinterungsorgane) gefunden. Diese Gemmula können Kälte- und Trockenperioden vertragen.
- *Insecta* (Insekten).
Regelmäßig wurden kleine Fragmente von chitinartigem Material beobachtet. Diese Fragmente wurden nicht bestimmt. In fast allen Proben befanden sich Kopfstücke von *Chironomidae* (Zuckmückenlarven). Auch wurden viel Kopfstücke von *Sialis spec.* (Wasserfliege) beobachtet.

Im obersten Teil der Kalkgyttja wurden einige Köcher der Köcherjungfer gefunden. Diese Röhrenchen aus Spinnstoff haben maximal 2 mm Durchmesser und sind bis etwa 1 cm lang. An der Außenseite befinden sich Kalkstückchen und Oogonien von *Chara spec.* Die Larven von *Trichoptera* (Köcherfliegen) waren die Bewohner dieser Köcher.

5.3. Anorganisches Material

In fast allen Proben befanden sich kleine Kalkkonkretionen, bisweilen röhrenförmig. Durch Abdrücke im Material wurde festgestellt, daß der Kalk sich auf den Stengeln von *Chara* abgesetzt hatte.

In sehr geringer Zahl wurden kleine Steinchen und Sandkörner gefunden. Die bis etwa 2 mm großen Steinchen waren meist grau, abgeplattet und eckig. Sie konnten besonders im unteren und im oberen Teil der Kalkgyttja beobachtet werden. Der Sand war meist im untersten Meter des Profils vorhanden.

5.4. Pflanzen

Alle Proben enthalten eine geringe Anzahl von Pflanzenresten. Wir fanden neben einigen (nicht bestimmten) Holzstückchen, Würzelchen, Knospen und Knospenschuppen noch (meist gut erhaltene) Reste einiger Samen, Früchte, Fruchtschuppen, Sporen und Nadeln, die bestimmt werden konnten:

- *Chara spec.*
Von Armelechteralgen wurden insgesamt einige Tausend Sporen (Oogonien) gefunden. Besonders die Abschnitte 500–485 und 395–370 cm, bzw. Bölling und Allerød, enthielten große Mengen. Wie schon erwähnt wurde, dürften viele Kalkstückchen von der Oberfläche der Armelechteralgenstengel

stammen. *Chara* wächst meist in großen Mengen und bestimmt oft den Vegetationsaspekt. Trockenperioden werden meist nicht gut überlebt, tiefer als etwa zehn Meter sind sie selten. Die verschiedenen Arten wachsen hauptsächlich in ruhigem, sauberem und klarem Wasser mit hohem Kalkgehalt. Fossil sind sie aus vielen glazialen und aus interglazialen Ablagerungen bekannt.

- *Betula pendula* Roth (Hänge-Birke),
Betula pubescens Ehrh. (Moor-Birke),
Betula nana L. (Zwerg-Birke).
Von Birken wurden regelmäßig Früchte und Fruchtschuppen gefunden. Besonders im Abschnitt 430–350 cm sind sie stets vorhanden. Die Kurven der Früchte und Fruchtschuppen gleichen einander. Ein Fragment eines männlichen Kätzchens (419–418 cm) enthielt eine große Menge Pollen. Früchte wie Schuppen sind in Form und Ausmaßen variabel. In Probe 445–444 cm könnten eine Schuppe, und in 461–460 cm eine Frucht von *Betula nana* mit Sicherheit bestimmt werden (Abb. 5f und g). Das meiste Material gleicht jedoch *Betula pendula* oder *Betula pubescens* (Abb. 5d, e und h).
Durch die Variationsbreite bezüglich der Formen und durch die Beschädigungen war es nicht möglich, das Material eindeutig den drei genannten Arten zuzuordnen. Derartige Schwierigkeiten wurden auch von WEBER (1977) erwähnt und näher untersucht.
Birken sind Pioniere bei der Waldbildung, sie wachsen auf nassen und trockenen Böden und benötigen viel Licht. In extremen Niveaus wachsen sie oft strauchförmig. Sie sind sehr kälteertragend; fossil aus glazialen und interglazialen Perioden bekannt. In Ablagerungen kalter Perioden kommen sie oft in großen Zahlen vor.
- *Pinus sylvestris* L. (Wald-Kiefer),
Pinus cembra L. (Zirbelkiefer).
Als Großreste dieser Kiefernarten fanden wir Nadeln, Samen, Rinde und Blütenstände. Dieses Material befand sich im Abschnitt 540–505 cm (in geringem Maß) und im Abschnitt 430–268 cm. Von den Nadeln wurden Fragmente wie Spitzen und Basen gefunden. Die Länge war meist nicht mehr zu rekonstruieren, das längste Stück maß 21,0 mm. Eine komplette Nadel hat das Ausmaß 15,5×1,2×0,3 mm.
Die Nadeln sind bisweilen korrodiert und gepreßt. Bei den meisten war der ursprüngliche abgeflachte Querschnitt noch erkennbar (Abb. 5k). In einigen Fällen gibt es Nadeln mit dreieckigem Querschnitt (Abb. 5j): in den Proben 325–324, 324–323, 319–318, 290–286 (1 verkohlt). In 325–324 cm befand sich eine Nadelbasis mit 5 Nadeln, alle anderen (einige Dutzende) Nadelbasen tragen immer 2 Nadeln.
Für die in Frage kommenden Arten wurden einige Floren und die Arbeiten von BOBEK & SCHMIDT (1976), FARJON (1984) und OPRAVIL (1974) berücksichtigt. Aus diesen Angaben leiten wir die Bestimmung ab, und zwar bestimmen wir die 2-nadelige Art mit abgeplatteten Nadeln und ohne Stomata in der Epidermis als *Pinus sylvestris* und die 5-nadelige Art mit dreieckigen Nadeln als *Pinus cembra*. Jedoch ist ein Vorkommen von *Pinus mugo Turra* (Syn. *P. montana* Mill.) möglich, da nicht alle Fragmente eindeutig

bestimmbar waren. Weitere Arten kommen nicht in Frage.

Einige Proben enthielten Pflanzenreste von 0,1 bis etwa 0,5 mm Dicke und mit einer Oberfläche bis zu 2 cm². Die Zellstruktur dieser Stückchen gleicht der auf der Borke (Korkenkambium) von *Pinus* spec. Das Ausmaß der *Pinus* cf. *sylvestris*-Samen variiert von 3,2×1,7×1,1 bis 5,2×2,6×1,9 mm. Die in den Proben regelmäßig gefundenen länglichen Schuppen stammen wahrscheinlich von Knospen von *Pinus* spec. Einige Teile von Blütenständen (männlicher Kätzchen) wurden erkannt (in 341–340, 340–339, 329–328, 321–320, 308–307 cm), in drei Fällen sind sie auf Pollen untersucht worden. Es fanden sich große Mengen von *Pinus*-Pollen.

Pinus sylvestris ist eine Pionierpflanze, kälteresistent und lichtbedürftig. Sie wächst auf unterschiedlichen Böden. In den Alpen kommt sie bis 1600 m vor. Fossil ist sie aus Glazialen und Interglazialen bekannt.

Pinus cembra wächst besonders auf sauren, humosen Steinböden in kaltkontinentaler Klimlage, in den Alpen besonders zwischen 1200 und 2600 m und an der Waldgrenze oft als Strauch. Fossil ist sie aus den wärmeren Perioden innerhalb des Weichselglazials bekannt.

- *Juniperus* cf. *communis* L. (Gemeiner Wacholder) und cf. *Juniperus sabina* L. (Sadebaum).

Einmal wurde ein Samen des Wacholders gefunden, genau im Gipfel der Pollenkurve von *Juniperus*. In Probe 348–347 wurden 6 kleine Blätter gefunden (Abb. 5i). Sie sehen wie die länglichen und im Querschnitt dreieckigen kleinen Blätter von *Juniperus sabina* aus. *J. communis* hat solche kleine Blätter nur auf dem kurzen Stiel der Beere, sie sind meist etwas spitzer und deutlicher dreieckig als beim vorliegenden Material.

J. communis wächst auf trockenen bis feuchten, sonnigen Standorten. Kommt oft als niedriger Strauch bis hoch (1600–2300 m) in den Bergen vor. Fossil selten.

J. sabina wächst auf trockenen, warmen und offenen Hängen, auch unter Kiefern. In den Alpen jetzt bis auf 1900 m.

- *Menyanthes trifoliata* L. (Fieberklee) war mit einem Samen im Allerød vorhanden. Wächst in meist kalkarmen Sümpfen, an Ufern und in kleinen Seen. In den Alpen bis auf 1800 m. Fossil bekannt aus vielen glazialen und interglazialen Ablagerungen, besonders aus Moorgebieten.
- *Carex* spec. fand sich in drei Proben. Die Ausmaße lagen um 1,5×1,0×1,0 mm. Wie andere Seggenarten meist in Vielzahl an verästelten Stellen und Ufern. Bekannt aus vielen glazialen und interglazialen Ablagerungen.
- *Potentilla* spec. Das Fingerkraut ist mit einem Samen von 1,2×0,8×0,6 mm vertreten. Bisweilen häufig in verschiedenen, meist offenen Vegetationsgesellschaften.
- *Selaginella* cf. *selaginoides* (L.) (Dorniger Moosfarn). Eine Makrospore von 0,6 mm Querschnitt in der Probe 443–442 cm. Wächst in (sub-)alpinen offenen Biotopen bis auf 2400 m (Alpen), meist auf kalkhaltigem Substrat, besonders in feuchten Rasengesellschaften.

In einigen Proben wurden vereinzelt Blättchen und Ästchen von Moos entdeckt. In 411–410 cm war eine dünne Schicht mit vielen Moosfragmenten erkennbar. In 460–458 cm drei Blättchen von *Sphagnum* spec. In 503–502 und 395–393 cm Ästchen der Sumpfpflanze *Calliargon* spec. (bestimmt durch A. Touw, Leiden, Niederlande).

Die übrigen Samen im Kalkgyttja-Moor (290–286) sind: *Acer platanoides* (1), *Cladium mariscus* (2), *Eupatorium cannabinum* (3), *Nymphaea alba* (13), *Potamogeton* spec. (3). Im Moor (274–268) sind vorhanden: *Carex* spec. (4), *Cladium mariscus* (1), *Eupatorium cannabinum* (5), *Nymphaea alba* (15), cf. *Tilia platyphyllos* (1), *Typha* spec. (1).

In der Kalkgyttja wurden nur wenige Arten gefunden. Vorherrschend sind *Chara*, *Betula* und *Pinus*. Diese Artenarmut hängt mit der noch artenarmen Vegetation des Spätglazials um den Gasserplatz zusammen.

Im Wasser befand sich während der Sedimentierung der Kalkgyttja eine geschlossene *Chara*-Vegetation (Charatea). Andere Wasserpflanzen fehlten. Einige Uferpflanzen (*Menyanthes*, *Carex*, cf. *Phragmites* und Moos) deuten auf die Nähe der Uferzone. Das Wasser war stark kalkhaltig, klar, sauber und stehend. Die Wassertiefe lag zwischen einigen Dezimetern und einigen Metern.

Der Uferzone entlang wuchsen *Betula*- und *Pinus*-arten. Nach der Anzahl der Pflanzenreste und -arten lassen sich von unten nach oben im Profil die folgenden Abschnitte unterscheiden:

- 550–540 cm keine Bäume und Sträucher
- 540–500 cm Birken, wenig Kiefer
- 500–435 cm Birken selten, Wacholder, keine Kiefer
- 435–410 cm Birken häufig, wenig Kiefer
- 410–350 cm Birken häufig, Kiefer
- 350–300 cm Birken und Kiefer
- 300–265 cm Birken und Kiefer häufig, Artenzunahme

Ähnlich wie Wacholder können Birken und Kiefer in kalter Umgebung als niedrige Sträucher wachsen. *Potentilla* und *Selaginella* sind die einzigen Funde von ausgesprochenen Landkräutern während des Spätglazials. Im Holozän (Moor) erscheinen mehr Arten, u. a. *Nymphaea alba* (Weiße Seerose).

Im Vergleich mit den palynologischen Untersuchungen sehen wir, daß die wenigen *Betula*- und *Pinus*-Reste im Bölling mit dem ersten Anstieg der Pollenkurven dieser Baumarten übereinstimmen. Am Ende dieser Periode gehen die Pollen auf niedrige Werte zurück; Makroreste von *Betula* und *Pinus* fehlen dann fast völlig. Genau in dem Abschnitt mit sehr hohen *Juniperus*-Pollenwerten wurde ein Samen von Wacholder gefunden. Wahrscheinlich war dieser Strauch bis in die Nähe der Seeufer zu finden.

In der Älteren Dryas fehlen *Pinus*-Großreste. Der hohe *Betula* Anteil wird nicht von vielen Großresten begleitet. Erst im Allerød gelangen diese in Massen in das Sediment. Der allmähliche Rückfall von *Betula*-Pollen von etwa 60 % nach 5 % ist in Großrestekurven nicht zu finden. Die Zahlen bleiben (von 435–350 cm) hoch. Erst bei 350 cm (Beginn der Jüngeren Dryas) ist ein Rückfall auf niedrige Werte zu beobachten. Die *Pinus*-Großreste erscheinen im Allerød etwa später als *Betula*. Während Allerød und Jüngerer Dryas sind immer Kiefernadeln bei Pollenwerten von 50 bis 90 % vorhanden.

Pollen von Wasserpflanzen fehlen fast ganz (allein einige *Myriophyllum* und ein *Nymphaea*); das Fehlen von Samen von dieser Gruppe stimmt hiermit überein.

6. Schlußfolgerungen

6.1. Analyse der Makroreste

Trotz der geringen Größe der Proben gaben die Siebrückstände genügend Material für eine Makroresteanalyse. Auch die Analyse jedes Zentimeters des Sedimentprofils erwies sich als sinnvoll; eine etwas geringere Probendichte hätte aber auch einen guten Erfolg gebracht.

Auffallend ist die große Menge der Individuen der Molluskenfauna, der Artenarmut gegenüber. Fauna und Flora deuten auf ein extrem kaltes Milieu hin. Die Kalkgyttja entstand während des Übergangs nach einer weniger kalten Periode, zeigt aber einige Klimaschwankungen. Die eindeutigste Klimabesserung, die durch Mollusken und Pflanzen angezeigt wird, liegt im Abschnitt von 435–350 cm, mit einem Optimum zwischen 400 und 370 cm. Dieser Abschnitt entspricht dem durch die Pollenanalysen datierten Allerød. Die über- und unterliegenden Sedimente weisen kältere Perioden nach. Innerhalb dieser Perioden gibt es allerdings noch geringfügige Temperaturschwankungen, z. B. um 510 cm (Bölling). Der Übergang Jüngerer Dryas – Holozän ist durch einen Temperaturanstieg gekennzeichnet.

Eine ganz eindeutige Korrelierung mit allen Pollenprofilabschnitten ist nicht möglich. Die durch den Kurvenverlauf dokumentierten Veränderungen (besonders der Mollusken) läßt sich nicht immer ursächlich erklären.

Gravierende Veränderungen im Wassermilieu haben nie stattgefunden. Die Profilentnahmestelle lag im gesamten Entwicklungszeitraum ufernah. Die Wassertiefe betrug minimal einige Dezimeter, maximal einige Meter. Das stehende Wasser war immer klar, sauber, kühl und kalkreich. Die Kalkgyttja sedimentierte in dünnen horizontalen Schichten, in denen sich die Reste von kleinen Wassertieren, Wasserpflanzen und Landpflanzen sammelten. Eine geringe Beimischung von Steinchen und Sandkörnern in das feine Sediment wurde besonders im untersten Meter des Profils angetroffen. Zwischen 290 und 285 cm geht die Gyttja allmählich in Moorbildung über. Auch das Moor wurde anfänglich noch im Wasser aufgebaut.

Im Spätglazial bildete der Gasserplatzssee einen dichten Characeenbewuchs, andere Wasserpflanzen fehlten. Bei diesen Characeen lebten Mollusca, Ostracoda, Bryozoa, Cladocera, Porifera und Insekten. Dem Ufer entlang wuchsen einige Sumpfpflanzen; auf dem Land erschienen allmählich mehr Bäume, vor allem Birken, aber auch Kiefern. Diese Baumarten waren im Anfang vermutlich nur als niedrige Sträucher entwickelt.

6.2. Schlußvereisung und Pollenanalyse

Die pollenanalytischen Untersuchungen weisen das Abschmelzen des Illgletschers vor dem Ende der Ältesten Dryas nach. Der Profilaufbau zeigt an der Basis eine dünne blaue Tonschicht. Diese Tonablagerung hängt vermutlich direkt mit dem Verschwinden des Illgletschers zusammen und könnte sich anfänglich bereits randglazial während einer der jüngsten Stillstandsphasen des Feldkircher-Stadiums ausgebildet haben. Da sich nachher nur Wasser von sehr lokaler Herkunft im ehemaligen Gasserplatzssee sammelte, wurde im Spätglazial kaum weiteres klastisches Sedi-

ment abgelagert. Die basale Tonschicht blieb damit äußerst dünn. Die Kalkgyttja-Ausbildung hatte gleich danach, vermutlich ohne großen zeitlichen Abstand und noch während der Pollenzone Ia, angefangen. In Ia dominieren die Pioniergesellschaften. Die Wiederbewaldung in Zone Ib wurde mit einer Juniperus-Hippophaë-Phase eingeleitet, der ein Betula-Anwuchs folgte. Auch Pinus wanderte ein. Der Nachweis der Älteren Tundrenzeit (Ic) ist nicht eindeutig, kommt aber in wenig dichten Baumbirkenwäldern zum Ausdruck. Im Allerød (Zone II) waren bereits geschlossene Wälder vorhanden. Der Klimarückschlag in der Jüngerer Dryas (Zone III) ist hier nahezu nicht registriert.

Interessant ist die markante Einspülung von feinklastischem Material im ufernahen Bereich nach dem Ende des Pleistozäns (siehe die Bohrprofile 1 bis 3 in Abb. 2). Die Ursache ist uns unbekannt. Erst Profil 4 liegt weit genug vom ehemaligen Ufer, um den fast übergangslosen Umschlag zur Moorbildung zu zeigen; die unterschiedlichen Werte der ¹⁴C-Altersbestimmung stimmen damit überein.

Die Rekonstruktion der lokalen Abschmelzgeschichte des Illgletschers, zusammen mit der Palynologie und Limnologie des Gasserplatzes, hat zu genauerer Kenntnis der spätglazialen Umstände und der Landschaftsentwicklung im Bereich Gasserplatz – Göfis beigetragen. Die Schlußvereisung läßt sich morphostratigraphisch ziemlich genau analysieren; die palynologischen Untersuchungen zeigen anschließende regionale und lokale Vegetationsentwicklung, und die Makroresteanalyse führt zum tieferen Verständnis der lokalen Milieufaktoren im Spätglazial.

Gerne übernehmen wir die Empfehlung von W. KRIEG (Naturschau, Dornbirn), „deutlich zu betonen, wie sehr die lokalen Besonderheiten des Gletscherzerfalls (die Trennung von Haupt- und Seitengletschern, etc.) auch lokale Spezialbedingungen schaffen, die zur selben absoluten Zeit verschiedenartige Ausprägungen von Verlandungs- und Pflanzenbesiedlungsvorgängen an den einzelnen Untersuchungsplätzen bewirken“.

Nachwort und Dank

Die Quartärforschung in Vorarlberg konnte seit Jahrzehnten im Rahmen von morphologischen Kartierungspraktika für Studenten des „Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium“ der Universität Amsterdam weiterentwickelt werden. Das laufende Untersuchungsprogramm der „Alpine Geomorphology Research Group“ umfaßt unter anderem die systematische Kartierung des Landes und eine weitgehende Analyse der Landschaftsentwicklung und der unterschiedlichen Quartärablagerungen. Dieser Artikel behandelt einen Teilaspekt der Problematik und ist für die zunehmende Zusammenarbeit verschiedener Subdisziplinen und für das ständig zunehmende Interesse an der alpinen Landschaft charakteristisch.

Die Verfasser danken einigen Kollegen für ihre charmante Mithilfe: Herrn J. G. J. KUIPER (Paris) für die Bestimmung der Pisidienarten. Kollegen JAN VAN MOURIK für seine Assistenz bei den ersten Profilaufnahmen. Den Kollegen JAN RUPKE und HARRY SEJMONSBERGEN für ihre Hilfe bei den geoelektrischen Aufnahmen. MAT DE JONG und JAAP VAN DER MEER für ihre Bemerkungen und ihr ständiges Interesse.

Es wird allmählich zur Tradition, daß unser sehr geschätzter Kollege WALTER KRIEG (Vorarlberger Naturschau) sich bei jedem zu publizierendem Manuskript dafür einsetzt, unsere Texte kritisch durchzulesen und an die deutsche Sprache anzupassen. Außerdem trägt er immer auf humorvolle Weise dazu bei, die notwendigen Kontakte in Vorarlberg für uns zu halten. Auch dafür danken wir ihm sehr!

Literatur

- BERTSCH, A. (1961): Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. – *Flora* **151**, 243–280.
- BEUG, H. J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern). – *Bot. Jahrb. Syst.*, **95**, 373–400.
- BIK, M. J. J. (1960): Zur Geologie und Glazialgeologie des Frödisbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). – Diss. Amsterdam, 175 S.
- BOBEK, M. & R. SCHMIDT (1976): Zur Spät- bis Mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes des Alpenvorlandes (Österreich). Mit Berücksichtigung der Pinus-Arten. – *Linzer biol. Beitr.*, **8**, 95–133.
- CASTEL, I. I. Y. (1984): Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte im Bereich der Äußeren Jungendmoräne bei Bad Waldsee (Baden-Württemberg), BRD. – *Flora*, **175**, 91–101.
- CHEDEL, M. (1986): Pollenanalytische und moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch/Vorarlberg (A). – *Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Zürich*.
- EICHER, U. (1979): die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. – Diss. Univ. Bern, 205 S.
- FARJON, A. (1984): Pines. Drawings and descriptions of the genus Pinus. – Leiden (Brill/Backhuys) 220 S.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – Band 1, Jena.
- FIRBAS, F. (1954): Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. – *Danm. Geol. Undersøgfelse II*, Raekke **80**, 12–21.
- FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella- und Seewerkalkformation (Aptien–Santonien) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Diss. Univ. Zürich.
- GRAAFF, L. W. S. DE (1986): Zur Deglaziationsgeschichte der Walgaausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Sattens. – *Exkursionsführer Österr. Geol. Ges.*, 43–46.
- GRAAFF, L. W. S. DE (in Vorber.): Die Morphostratigraphie der Schlußvereisung in Vorarlberg.
- GRAAFF, L. W. S. DE, M. G. G. DE JONG, J. RUPKE & J. VERHOFSTAD (1987): A geomorphological mapping system at scale 1 : 10.000 for mountainous areas. – *Z. Geomorph.*, **31/2**, 229–242.
- HAAGSMA, K. (1974): Geomorfologische en glaciaal-geologische onderzoeken in de Wallgau (Vorarlberg, Oostenrijk). – Dissertation, Univ. v. Amsterdam, 165 S.
- HANTKE, R. (1970): Zur Diffluenz des Würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. – *Vjschr. Natf. Ges. Zürich* **115/1**, 101–126.
- HANTKE, R. (1978, 1980, 1983): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Band 1, 2 und 3, Thun (Ott-Verlag).
- HEISSEL, W., R. OBERHAUSER & O. SCHMIDEGG (1967): Geologische Karte des Walgaus 1 : 25.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- IVERSEN, J. (1949): The influence of prehistoric man on vegetation. – *Danm. Geol. Undersøg.* **4**, R. 3, 6, 25 S.
- JONG, M. G. G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of W. Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. – *Diss. Publ. Fys. Geogr. & Bodemk. Lab., Univ. V. A'dam.* nr. **36**, 186 S.
- JORDI, U. (1977): Geomorphologische Untersuchungen im unteren Saminatal, im äußeren Walgau und in der Umgebung von Feldkirch. – *Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Bern*.
- JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletscherge-schichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch (Ostschweiz/Vorarlberg). – *Thesis, Geograph. Bernensia G 27*, Geogr. Inst. Univ. Bern.
- KELLER, O. & E. KRAYSS (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm–Stein am Rhein). – *Eclogae Geol. Helv.* **73/3**, 823–833.
- KELLER, O. & E. KRAYSS (1987): Die hochwürmezeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – *Geographica Helvetica*, **2**, 169–178.
- KELLER, O. & E. KRAYSS (1988): Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum (Tettang–Füramoos). Führer f. d. Quartärexkursion der Unversitäten Stuttgart–Hohenheim und Zürich–Irchel.
- KRASSER, L. (1936): Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzerwaldes. – *Zeitschr. f. Gletscherk.*, **24**, 99–121.
- KRAYSS, E. & O. KELLER (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazial. – *Phys. Geogr.* **1**, Zürich, 205–214.
- KUIPER, J. G. J. (1974): Die Pisidien der Hochalpengewässer. – *Arch. Moll.*, **104**, 1–27.
- LACOURT, A. W. (1968): A monography of the freshwater Bryozoa-Phylacolaemata. – Brill Leiden, *Zoöl. Verh.*, **93**, 159 S.
- MANGERUD, J., S. T. ANDERSEN, B. BERGLUND & J. J. DONNER (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, **3**, 109–128.
- MEIER-BROOK, C. (1975): Der ökologische Indikationswert mitteleuropäischer Pisidium-Arten (Mollusca, Eulamellibranchiata). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **26**, 190–195.
- MOURIK, J. M. VAN (1986): In W. KRIEG & J. VERHOFSTAD (Ed.) (1986): *Gestein und Form, Landschaften in Vorarlberg*, 209 S., Dornbirn (Hecht Verlag).
- OBERHAUSER, R. (1979): Helvetikum, Südliche Flyschzone und Quartär am Rheintalrand und im westlichen Walgau. Mit Beiträgen von R. HANTKE (Zürich) & E. VONBANK (Bregenz). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.* **61**, 57–70.
- OPRAVIL, E. (1974): Gattung Pinus L. im tschechoslowakischen Quartär. – 1. *Acta Musei Silesiae, Ser. C. Dendrologia XXIII*, 67–81.
- OVERBEEK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. – Neumünster (Wachholtz Verlag), 719 S.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der spät- und postglazialforschung in Tirol. – *Österr. Geogr. Gesellsch., Jahrb.* **76/77**, 11–18.
- SCHMEIDL, H. (1971): Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet. – *Eisz. u. Gegenw.*, **22**, 110–126.
- SEIJMONSBERGEN, A. C. & K. VAN WESTEN (1988): Erläuterungen zu den geomorphologischen, geotechnischen und Naturgefahrenkarten des Hinteren Bregenzerwaldes (Vlb. Austria).
- SIMONS, A. L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – *Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Reihe A, Band 1, Bregenz*, 257 S.
- WEBER, B. (1977): Contribution à l'étude du tardiglaciaire de la région lémanique. Le profil de St. Laurent à Lausanne III. Etude des macrorestes végétaux. – *Ber. Schweiz. Bot. Ges.*, **87**, 207–226.
- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura. – *Pflanzengeogr. Kommission der Schweizer. naturf. Gesellschaft, Beiträge zur geobot. Landesaufn. der Schweiz*, Heft **48**, 143 S.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen. – *Bern – Wallis, Denkschr. Schw. Nurf. Ges.*, **95**, 1–104.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Jänner 1989.

Petrologische, mineralogische und chemische Untersuchungen an Turbiditen und Hemipelagiten aus der Molassezone Oberösterreichs

Von HERMANN HUEMER*)

Mit 10 Abbildungen und 4 Tabellen

*Oberösterreich
Molassezone
Haller Serie
Untere Puchkirchener Serie
Hemipelagit
Turbidit
BOUMA-Zyklus*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 27-33, 44-51

Inhalt

Zusammenfassung	415
Abstract	415
1. Einleitung	415
2. Geologie	416
3. Probenbeschreibung und -aufbereitung	417
4. Granulometrie	418
4.1. Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz	418
4.2. Momentstatistik und Parameterkorrelation	418
4.3. CM-Norm	419
5. Mineralanalysen	419
6. Geochemische Analysen	420
7. Zusammenfassende Bemerkungen	423
Dank	423
Literaturverzeichnis	423

Zusammenfassung

An ausgewählten Abfolgen von Feinkornsedimenten aus der Molassezone Oberösterreichs wurde versucht, mit Korngrößen-, Mineral- und Spurenelementanalysen turbiditische und hemipelagische Sedimente zu unterscheiden.

Die Turbidite (Intervall C bis E) zeichnen sich durch eine kontinuierliche Veränderung ihrer faziellen Eigenschaften zum Hangenden hin aus. So wurden eine positive Gradierung mit den sich daraus ergebenden Veränderungen der statistischen Parameter, eine Zunahme der Tonminerale und eine Abnahme von Quarz und Calcit sowie Veränderungen der Gehalte an Spurenelementen in Abhängigkeit vom Mineralbestand ermittelt.

Im Intervall F kommt es zu keiner weiteren Kornverfeinerung. Statt dessen konnte gelegentlich eine Zunahme der Sand- bzw. Siltfraktion, z.B. durch Fossilien festgestellt werden. Der Tonmineralgehalt steigt in diesem Abschnitt nicht weiter an. Quarz und Calcit treten stark zurück, ebenso wie die in Calcit angereicherten Spurenelemente Sr und Mn. Die von den Tonmineralen adsorbierten Elemente Cu, V, Ni und Cr erreichen andererseits entsprechende Höchstwerte. Dies wird als Übergang zur normalen Beckensedimentation interpretiert, sodaß diese Sedimente vom eigentlichen Turbidit abgegrenzt werden müssen.

Abstract

The petrological, mineralogical and geochemical properties of fine-grained sediments of the Upper Austrian "Molassezone" have been investigated in order to distinguish between turbiditic and hemipelagic layers.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. rer. nat. HERMANN HUEMER, Institut für Geochemie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

The turbidites (interval C to E) are remarkable for their continuous variation of properties continuing to the top. Positive grading is accompanied by changes of statistical parameters, an increase of clay-minerals and a decrease of quartz and calcite as well as variations in trace elements due to mineralogical composition.

Interval F develops from interval E. Rather than a decrease of grain size an increase of the sand and silt fraction can be observed (due to fossils). The content of clay-minerals depends directly on grain size distribution and obtains the highest values within one sequence. So do the values of Cu, V, Ni and Cr which are adsorbed by clay minerals. On the other hand, quartz and calcite decrease to a minimum and so do the trace elements Sr and Mn which are bound mainly to calcite.

No more variation of data is supposed to represent normalization of deposition. Therefore, those sediments may be classified as "hemipelagites" and have to be separated from the actual turbidites.

1. Einleitung

Die asymmetrische Anlage des Molassebeckens mit flachem Schelf im Norden und steilen Hängen im Süden und beträchtliche maximale Wassertiefen lassen zumindest zeitweilig Bedingungen vermuten, die einem Turbiditbecken entsprechen.

Turbiditbecken sind normalerweise einer Orogenzone vorgelagert, zu der sie parallel verlaufen. Ihr Randbereich ist generell schmal und relativ steil. Die Sedimentation erfolgt aus Trübeströmen, die hauptsächlich durch "slumps" (Rutschungen) ausgelöst werden und

sich rasch über die Hänge der Becken bewegen. An den tiefsten Stellen bilden sie fächerartige Akkumulationen. In den distalen Bereichen der Fächer lagern sich feinkörnige, gradierte Silte ab. Darüber können sich unter bestimmten Voraussetzungen auch hemipelagische, tonige Lagen ausbilden.

Die verschiedenen Intervalle solcher Abfolgen wurden von BOUMA (1962) mit den Buchstaben A bis E bezeichnet. VAN DER LINGEN (1969) erweiterte dieses Modell um den hemipelagischen/pelagischen Abschnitt F. Unvollständige Abfolgen bilden die Regel. Sie werden u.a. von BOUMA (1962), WALKER (1978), PIPER (1978), STOW & SHANMUGAM (1980) und READING (1986) diskutiert.

Einen guten Überblick über die verfügbare Literatur (bis 1984) bietet dazu die 2. Ausgabe von „Sedimentary Environments and Facies“ von READING (1986).

Das pelitische Intervall E besteht aus den feinsten Partikeln des Trübestroms und leitet zur „normalen“ Beckensedimentation, die sich im pelagischen oder hemipelagischen Intervall F manifestiert, über.

Der Abschnitt F unterscheidet sich von turbiditischen Sedimenten vor allem dadurch, daß praktisch keine systematischen vertikalen Änderungen im Kornaufbau festzustellen sind. Er enthält im wesentlichen homogene, siltige Tone. Eine untergeordnet vorhandene Sandfraktion kann von biogenen Partikeln gebildet werden. Strömungsinduzierte Strukturen fehlen, Bioturbation hingegen ist typisch. Bei den grabenden Organismen handelt es sich um solche, die an feinkörnige Sedimente, niedrige Sedimentationsraten und strömungsfreie Bedingungen angepaßt sind, womit sie einen entscheidenden Unterschied zu den Faunen in Turbiditen und in Konturiten darstellen (GONTHIER et al., 1984).

Weitere Literaturhinweise, zusammenfassende Definitionen sowie verschiedene Faziesmodelle zur Interpretation von feinkörnigen Tiefwassersedimenten bieten STOW & PIPER (1984).

2. Geologie

Die Molassezone von Oberösterreich wird im Norden vom Kristallin der Böhmisches Masse und im Süden durch die Flyschzone bzw. das Helvetikum begrenzt. Die maximale Breite des Molassebeckens wird auf rund 200 km geschätzt (WAGNER et al., 1986).

Die Schichtfolge der Molassezone beginnt über dem Kristallin der Böhmisches Masse und wird in den prä-tertiären Untergrund und die tertiären Molassesedimente unterteilt.

Das Molassestadium begann im Obereozän mit Seichtwasserablagerungen wie Sandsteinen und Lithothamnienkalk (WAGNER, 1980), ging in den Fischeschiefern des Lattorf über zu Sedimenten größerer Tiefe und kehrte in den hellen Mergelkalken des Rupel, aus denen sich die Bändermergel entwickelten, wieder zum epikontinentalen Charakter zurück, der sich bis in die Tonmergelstufe fortsetzte. Die mit den Bändermergeln einsetzende Schlierfazies zeigt den Beginn der kontinuierlichen Absenkung des Molassebeckens an (BRAUMÜLLER, 1961), was mit der Subduktion des Untergrundes unter die Zentralalpen in Verbindung gebracht werden kann. Die Folge war eine Einengung und Stapelung bzw. Verschuppung der Sedimente von Flysch, Helvetikum und Molasse (WAGNER et al., 1986).

Im Eger setzte sich die Schlierfazies in die Puchkirchener Serie fort. Diese enthält am südlichen Rand Grobkornsedimente, die aus den Gerölldeltas der alpinen Flüsse, aus Schlamm- und aus Trübestromen stammen und die das wichtigste Erdgas-Speicherstein der oberösterreichischen Molasse (MALZER, 1981) repräsentieren. Zwischen diesen Konglomerat- und Sandsteinlagen findet man gelegentlich dunkle, äußerst feinkörnige, geringmächtige Einschaltungen, deren hemipelagischer Charakter zu untersuchen war.

Zwischen Eger und Eggenburg endeten die Bewegungen der Schuppen. Die transgredierende Haller Serie enthält hauptsächlich einförmige Tonmergelgesteine, die nach PETERS (1936) als „Haller Schlier“ bezeichnet werden. Abb. 1 gibt die paläogeographische Verbreitung der Molasseserien östlich vom Inn wieder (aus KOLLMANN, 1977).

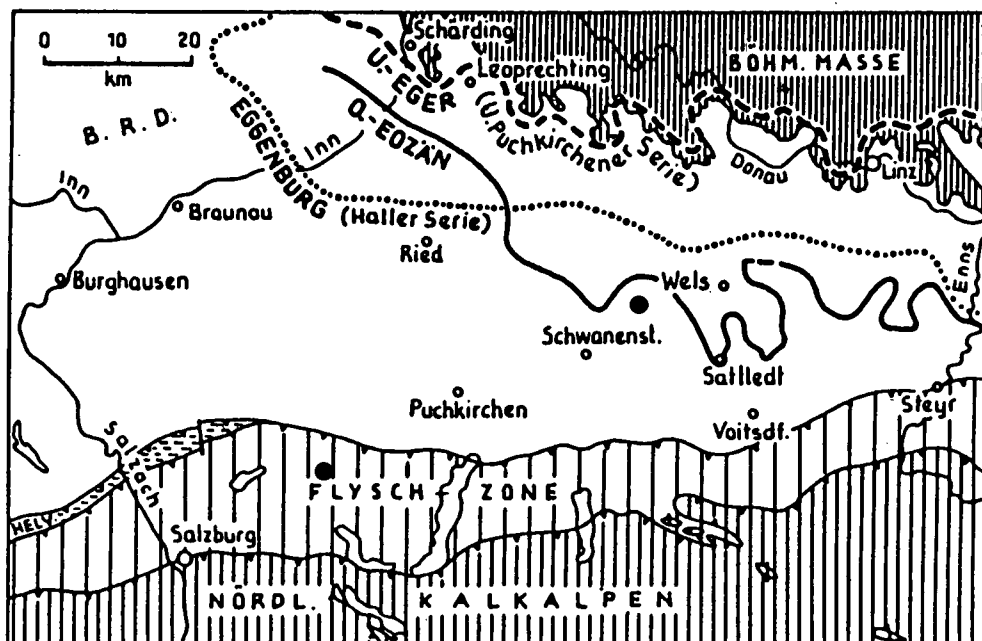


Abb. 1. Paläogeographische Verbreitung der Molasseserien östlich vom Inn. Nach KOLLMANN & MALZER (aus K. KOLLMANN, 1977). Auskeilungslinien am Molassenordrand von Obereozän, Untereger und Eggenburg. ● = Probenahmepunkte.

3. Probenbeschreibung und -aufbereitung

Die Proben 1A, 1B und 2B stammen aus der Bohrung Oberhofen 1 der Rohöl-Ausfindungs GmbH. (RAG) aus der Unteren Puchkirchner Serie (Teufe zwischen 4072 und 4074 m). Für Vergleichszwecke standen Proben vom „Haller Schlier“ (Haller Serie) aus der

Bohrung Offenhausen 14 zur Verfügung (Teufe zwischen 722 und 723 m; Bezeichnung: 5B).

Die beprobten Bohrkernabschnitte sind in HUEMER (1988) dargestellt und im Detail beschrieben.

Für die Probenaufbereitung wurden die separierten Intervalle in zwei Teile geteilt, von denen der eine für die Bestimmung des Hauptmineralbestandes und des

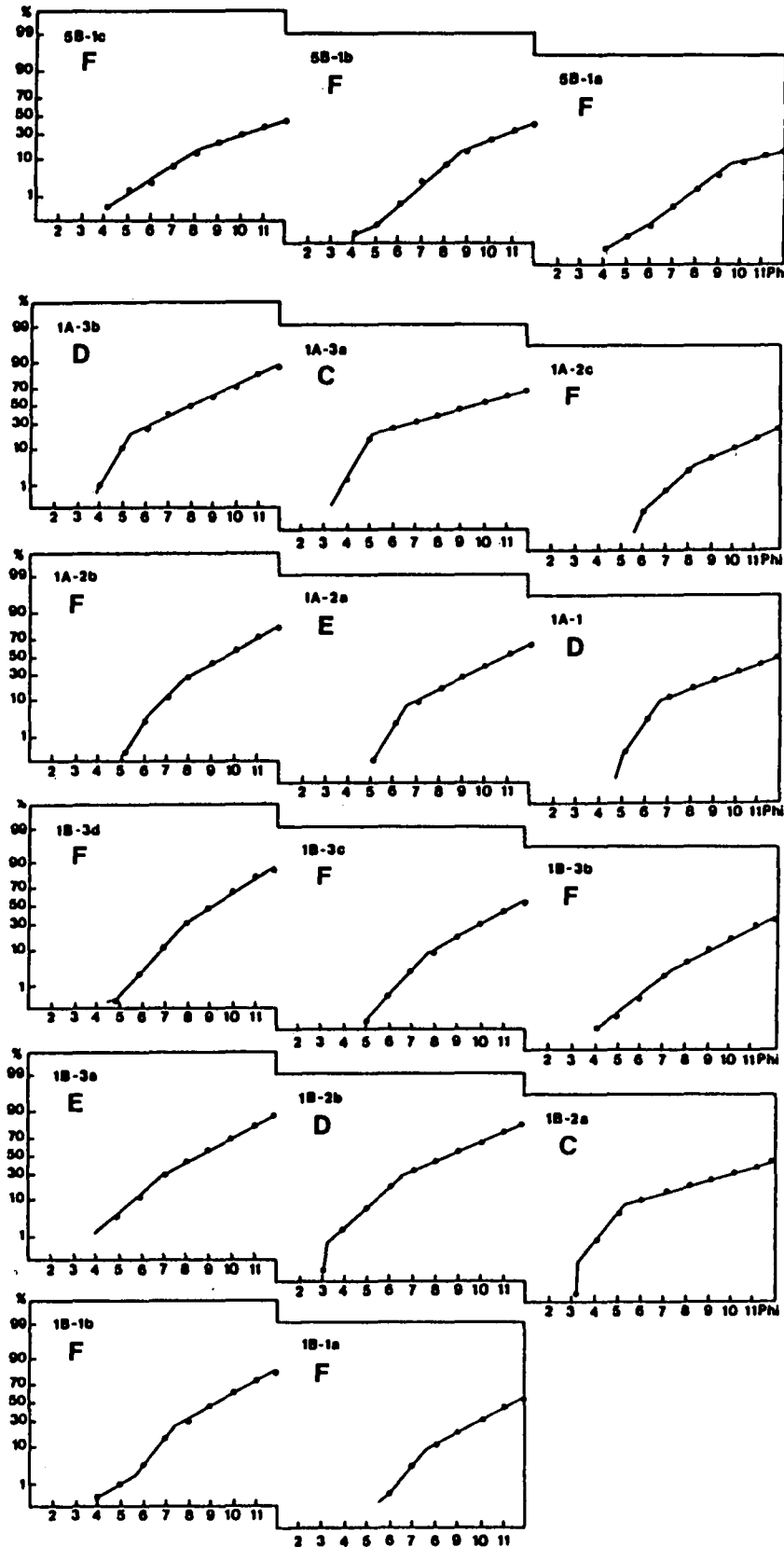


Abb. 2.
Kornsummenkurven der Sedimentabfolge 1B - 1A und vom Haller Schlier 5B im Wahrscheinlichkeitsnetz.
Die Buchstaben kennzeichnen das jeweilige BOUMA-Intervall

Chemismus, der andere Teil für die Korngrößen-, Ton- und Schwermineralanalysen verwendet wurde.

Bei der Wahl des Aufbereitungsverfahrens muß darauf geachtet werden, daß die Korngrößenverteilung nicht verändert wird, daß im Hinblick auf mineralogische Untersuchungen Tonminerale nicht zerstört werden und daß sich keine schwerlöslichen Salze bilden (MÜLLER, 1964).

Andererseits muß das Gestein vollständig in seine Einzelkomponenten zerlegt werden, um die Korngrößenverteilung quantitativ erfassen zu können. Dafür mußten die Karbonatzemente sowie die an den Mineraloberflächen adsorbierten mehrwertigen Kationen entfernt werden. Diesen Bedingungen wurde durch die Behandlung der Proben mit EDTA-Lösung am besten entsprochen (GLOVER, 1961; HEROLD, 1970).

4. Granulometrie

Die Korngrößenverteilung (als Abbild der bei der Sedimentation herrschenden Strömungsbedingungen) wurde durch Siebung und Sedimentation ermittelt.

In Hinblick auf die gegebenen Korngrößenverhältnisse erfolgte die Klassierung des Grobanteils bis 0,032 mm Durchmesser durch Naßsiebung. Dabei wurden Siebe mit Maschenweiten von 0,250 mm, 0,125 mm, 0,063 mm und 0,032 mm verwendet. Die Fraktionen <0,032 mm wurden mit einem SEDIGRAPH 5000 ET der Firma MICROMERITICS (Georgia, USA) gemessen.

Die Daten wurden über das Computerprogramm SEDPAK (MALECKI, 1985) ausgewertet. Einschränkend ist hinzuzufügen, daß im Zuge der Aufbereitung neben den Zementen auch ein unbestimmter Anteil detritärer Karbonate weggelöst wurde, der somit nicht in die weiteren Untersuchungen eingegangen ist.

Die Proben wurden nach dem Benennungsdreieck Sand-Silt-Ton nach FÜCHTBAUER (1959) und MÜLLER (1961) klassifiziert (Tab. 1). In den Intervallen C bis E

Tabelle 1.
Prozentuelle Häufigkeiten der Sand-, Silt- und Tonfraktionen und Benennung nach MÜLLER (1961) und BOUMA (1961).

	Sand%	Silt%	Ton%	MÜLLER	BOUMA
5B-1c	0.3	21.5	78.2	silt.Ton	F
5B-1b	0.2	34.7	65.1	Siltton	F
5B-1a	0.4	34.1	65.5	Siltton	F
1A-3b	0.5	60.4	39.1	Tonsilt	D
1A-3a	5.8	63.3	30.9	Tonsilt	C
1A-2c	0.0	36.7	63.3	Siltton	F
1A-2b	0.0	42.6	57.4	Siltton	F
1A-2a	0.0	50.0	50.0	Tonsilt	E
1A-1	0.0	69.7	30.3	Tonsilt	D
1B-3d	0.1	45.4	54.5	Siltton	F
1B-3c	0.1	38.6	61.3	Siltton	F
1B-3b	0.8	47.1	52.1	Siltton	F
1B-3a	1.2	52.3	46.5	Tonsilt	E
1B-2b	6.2	69.1	24.7	ton.Silt	D
1B-2a	11.0	57.0	32.0	sand.Tonsilt	C
1B-1b	0.3	43.7	56.0	Siltton	F
1B-1a	0.0	39.6	60.4	Siltton	F
2B-3b	0.0	42.5	57.5	Siltton	F
2B-3a	0.0	48.2	51.8	Siltton	E
2B-2	1.6	67.8	30.6	Tonsilt	C/D
2B-1b	0.0	42.6	57.4	Siltton	F
2B-1a	0.0	40.7	59.3	Siltton	F

dominieren demnach Silte mit zunehmendem Tonanteil. In F schließlich nimmt der Ton in der Regel mehr als 50 % ein.

4.1. Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz

Mit Hilfe der im Wahrscheinlichkeitsnetz in mehrere Geraden zerfallenden Summenkurven lassen sich Rückschlüsse auf die am Aufbau einer Suspension beteiligten Kornpopulationen ziehen. Daraus kann auf die möglichen Transportarten bzw. auf den Zustand des Sediments vor der Ablagerung geschlossen werden.

Versuche mit ausgeflockten Suspensionen (KRANCK, 1975) ergaben, daß sich bei Strömungsgeschwindigkeiten, unter denen sich Körner mit einem Durchmesser >150 Mikrometer ablagern, keine Aggregate („flocs“) bilden. Je geringer die Turbulenzen werden, desto feiner sind die abgesetzten Korngrößen und desto stärker tendieren die Feinanteile dazu, auszuflocken. Bei „well flocculated suspensions“ koagulieren nur jene Partikel, die kleiner sind als der Modalwert. Jene, die größer sind und jene, die zur häufigsten Korngröße gehören, lagern sich als Einzelkörner ab („single grain population“). Somit müssen die feineren Partikel Flocken in der Größe der Partikel mit der häufigsten Größe gebildet haben, da sie unter den gleichen Bedingungen wie diese abgesetzt wurden („floc population“).

Die Kornsummenkurven der betrachteten Proben zerfallen im Wahrscheinlichkeitsnetz (Abb. 2) zumeist in zwei Geraden, von denen jene im größeren Bereich nach obigen Erkenntnissen der „single grain population“ entspricht, während die Gerade im Feinbereich mit der „floc population“ korreliert werden kann.

Hemipelagite zeichnen sich dadurch aus, daß ihr Anteil an „floc population“ größer und die kleinste Korngröße der „single grain population“ (Korngröße beim „truncation point“) kleiner ist als in Turbiditen. Dies steht in Einklang mit dem Fehlen von Turbulenzen während der hemipelagischen Sedimentation.

Eine nur wenige Prozent umfassende Population am groben Kurvenende, die gelegentlich in den pelitischen Sedimenten auftritt, ist wahrscheinlich in erster Linie auf Fossilien (Foraminiferen) zurückzuführen.

4.2. Momentstatistik und Parameterkorrelation

Die Berechnung der statistischen Parameter Mittelwert, Sortierung und Schiefe aus den Korngrößenanalysen erfolgte mittels Momentstatistik (vgl. MARSAL, 1979). Sie sind in Tab. 2 angegeben.

Über den Mittelwert (mean) können Turbidite und Hemipelagite am deutlichsten unterschieden werden, wie die Korrelation mit Sortierung und Schiefe, mit Mineralgehalt und mit Chemismus zeigt (Abb. 3, 6, 7).

Mit der Sortierung (standard deviation) ist eine eindeutige Unterscheidung von turbiditischen und hemipelagischen Sedimenten nicht möglich, obwohl bei den größeren Ablagerungen im allgemeinen eine schlechtere Sortierung festgestellt wurde. Aus den Steigungen der Kurven im Wahrscheinlichkeitsnetz ergibt sich für die „single grain populations“, besonders für jene der Turbidite, eine bessere Sortierung als für die „floc populations“.

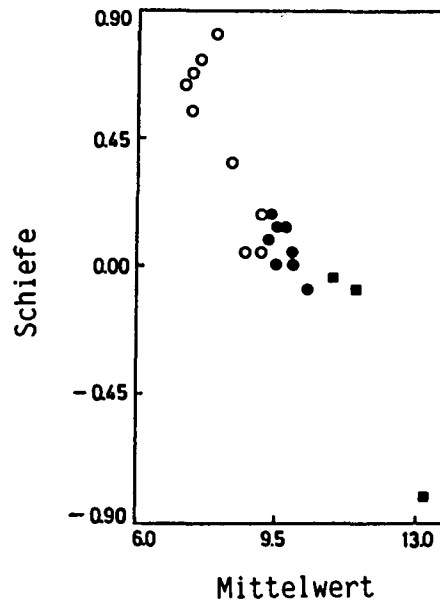
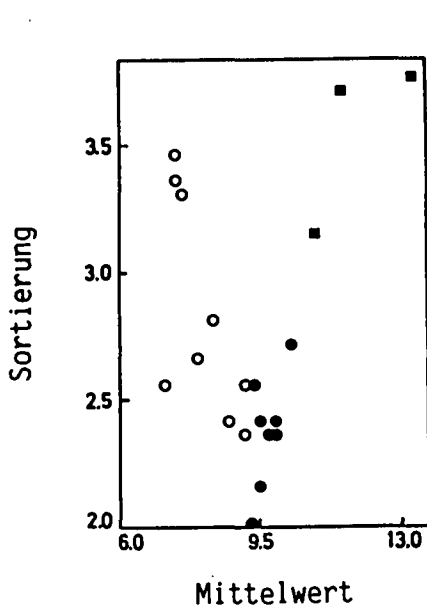


Abb. 3.
Parameterkorrelation: Mittelwert gegen Sortierung und Schiefe.
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite;
■ = Haller Schlier.

Die Schiefe (skewness) zeigt deutlichere Unterschiede. Sie ist in Turbiditen stärker positiv, während Hemipelagite annähernd symmetrisch verteilt sind und mitunter auch negative Koeffizienten (bis $-0,77$) erreichen.

Als Ursache für die schlechte Sortierung und die schiefe Verteilung kommen Transport- und Ablagerungsmechanismen ebenso wie analytische Ursachen im Zuge der Dispergierung in Frage (HOUGH, 1940).

Tabelle 2.
Statistische Parameter: mean, st.-dev standard deviation, skewn skewness.
D1 = Korngröße bei 1 % der Summenkurve; D50 Median (bei 50 % der Summenkurve).

	mean	st.-dev.	skewn	D1 in mm	D50 in mm
5B-1c	13.20	3.79	-0.77	0.039	0.0001
5B-1b	11.00	3.16	-0.03	0.021	0.0009
5B-1a	11.59	3.72	-0.08	0.049	0.0008
1A-3b	8.37	2.80	0.38	0.060	0.0040
1A-3a	7.53	3.48	0.70	0.107	0.0137
1A-2c	10.44	2.70	-0.06	0.020	0.0009
1A-2b	9.74	2.37	0.16	0.020	0.0014
1A-2a	9.32	2.59	0.22	0.030	0.0020
1A-1	7.98	2.67	0.82	0.042	0.0079
1B-3d	9.47	2.04	0.18	0.019	0.0017
1B-3c	10.01	2.37	0.00	0.024	0.0011
1B-3b	9.41	2.59	0.09	0.057	0.0018
1B-3a	8.89	2.44	0.08	0.070	0.0025
1B-2b	7.29	2.57	0.63	0.112	0.0104
1B-2a	7.48	3.37	0.56	0.117	0.0119
1B-1b	9.69	2.41	0.14	0.024	0.0015
1B-1a	10.00	2.41	0.02	0.023	0.0012
2B-3b	9.57	2.15	0.02	0.020	0.0014
2B-3a	9.29	2.36	0.05	0.032	0.0018
2B-2	7.66	3.30	0.74	0.072	0.0109
2B-1b	9.79	2.39	0.14	0.023	0.0014
2B-1a	9.89	2.43	0.05	0.023	0.0012

4.3. CM-Norm

Die CM-Norm nach PASSEGA (1957) erlaubt Rückschlüsse auf die Transportart bzw. den Ablagerungsbe- reich eines Sediments.

Durch die Korrelation des groben 1 %-Wertes C mit dem Median M lassen sich verschiedene Felder im CM-Diagramm abgrenzen, die, von rezenten Ablagerungs- räumen abgeleitet, verschiedenen Sedimentations- milieus zugeordnet werden können (PASSEGA & BYRAMJEE, 1969).

Wie Abb. 4 zeigt, ergeben sich aus den vorliegenden Untersuchungen für die Intervalle C und D die Felder für gleichförmige Suspensionen.

Dem Intervall E und den Hemipelagiten entspricht das Feld der Stillwassersedimente. Dabei ist festzuhalten, daß sich die Proben vom Haller Schlier nicht durch kleinere Grobwerte, jedoch durch die kleinsten Medianwerte auszeichnen. Die Hemipelagite liegen generell in einem Bereich mit weniger als 1 % Sandfraktion und mehr als 50 % Tonfraktion.

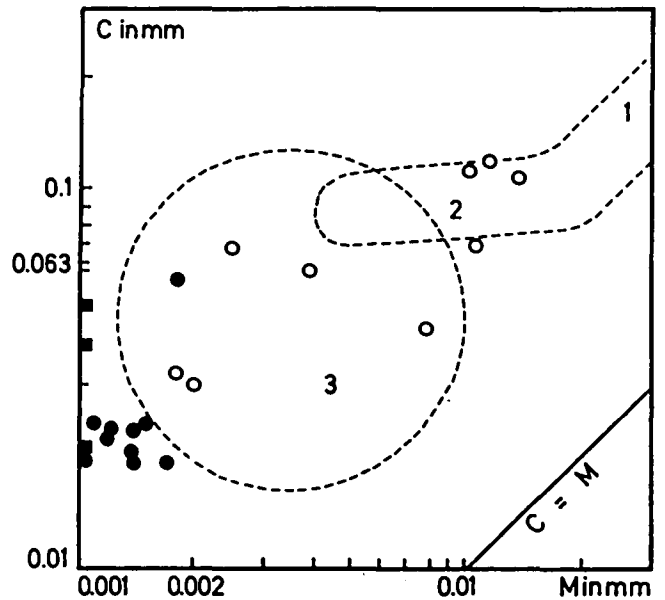


Abb. 4.
CM-Diagramm (nach PASSEGA & BYRAMJEE, 1969).
M = Median, C = Coarse-Wert; Bereich der gradierten Suspension (1), der ho- mogenen Suspension (2) und der Stillwassersedimente (3).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

5. Mineralanalysen

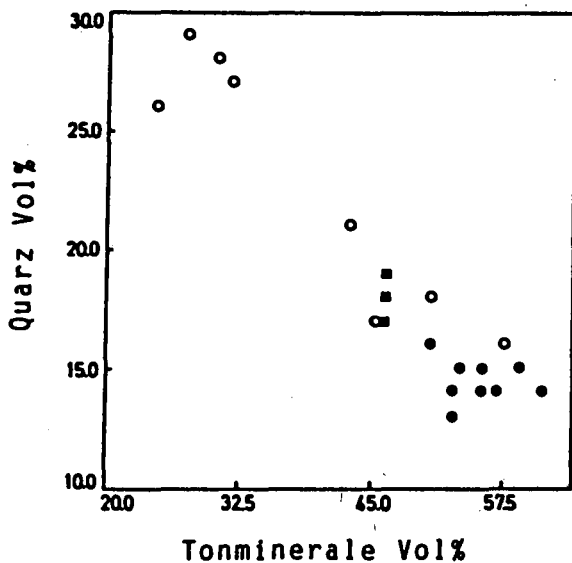
Die mineralogischen Untersuchungen wurden mittels Röntgendiffraktometrie durchgeführt. Die Präparateher- stellung und die Auswertung der Röntgendiffrakto- gramme basiert auf Anleitungen von AUGUSTIN-GYURITS et al. (1983).

Die Analysen ergaben als wichtigste Hauptgemengteile in den Gesamtproben Glimmer, Chlorit sowie Quarz und Karbonate. Von untergeordneter Bedeutung sind Plagioklas und Kalifeldspat sowie Pyrit (Tab. 3). Die Karbonate umfassen Calcit, Dolomit, Ankerit und in der Haller Serie auch Siderit.

Tabelle 3.
Relative Häufigkeiten der wichtigsten Minerale in % (bestimmt nach einem modifizierten Verfahren nach SCHULTZ, 1964).
Tm = Tonminerale; Qz = Quarz; Cc = Calcit; R = Feldspäte, Karbonate ohne Calcit, Pyrit.

	Tm	Qz	Cc	R
5B-1c	47	17	16	20
5B-1b	47	18	15	20
5B-1a	47	19	17	17
1A-3b	43	21	9	27
1A-3a	28	29	19	24
1A-2c	56	15	5	24
1A-2b	57	14	6	23
1A-2a	51	18	9	22
1A-1	35	24	13	28
1B-3d	56	14	6	24
1B-3c	54	15	7	24
1B-3b	51	16	7	26
1B-3a	47	17	8	28
1B-2b	31	28	14	27
1B-2a	32	27	17	24
1B-1b	53	14	6	27
1B-1a	53	13	5	29
2B-3b	61	14	5	20
2B-3a	58	16	6	20
2B-2	25	26	21	28
2B-1b	59	15	4	22
2B-1a	57	14	5	24

Bei den in der Tonfraktion dominierenden Mineralen handelt es sich um Glimmer, Chlorit und Smektit bzw. mixed layer-Phasen (in der Unteren Puchkirchener Serie) mit Schichtabständen zwischen 12 und 14 Angström. In der <0,2 Mikrometer-Fraktion tritt Quarz nicht mehr auf. Chlorit ist stark reduziert. Andererseits erreichen schlecht geordnete Illite sowie Smektite bzw. mixed layer-Phasen hier ihr Verteilungsmaximum.



Die Verteilung von Quarz, Calcit und Tonmineralen-gesamt läßt zwei gegenläufige Tendenzen erkennen: Beim Übergang von turbiditischen zu hemipelagischen Abschnitten nimmt der Tonmineralgehalt sprunghaft zu. Dagegen nehmen der Anteil an Quarz und der Calcit-Gehalt ab (Abb. 5). Im Haller Schlier ist der Calcit-Gehalt stark erhöht, sodaß diese Proben nicht im üblichen Trend liegen. (Die Mengen an Dolomit und Ankerit bleiben relativ konstant, was wahrscheinlich auf sekundäre Entstehung zurückzuführen ist).

Somit kann das Vorherrschen von Quarz und Calcit als Merkmal turbiditischer Sedimente, eine Übermacht an Tonmineralen als Eigenschaft hemipelagischer Ablagerungen betrachtet werden. Diese Beziehungen kommen auch in der Korrelation mit der mittleren Korngröße zum Ausdruck (Abb. 6). Markante Unterschiede im Tonmineralbestand von Turbiditen und Hemipelagiten bestehen nicht (HUEMER, 1988).

Die mikroskopische Auswertung der Schwermineralpräparate (Korngrößenfraktion 63 bis 32 Mikrometer) stützte sich im wesentlichen auf die Mineralbeschreibungen von MILNER (1962) und BOENIGK (1983). Die häufigsten transparenten Minerale in beiden Sedimenttypen sind Granat, Turmalin, Apatit, Hornblende, Rutil und Zirkon. Daneben finden sich noch Staurolith und Titanit. Spinell tritt praktisch überall in Spuren auf.

Der Anteil an opaken Phasen ist in den tonigen Sedimenten der Intervalle E und F stark erhöht, eignet sich jedoch auch nicht für deren sichere Unterscheidung.

6. Geochemische Analysen

Im Rahmen geochemischer Untersuchungen erwiesen sich Mn, Sr und Kohlenstoff sowie Cu, Ni, Cr, V und organischer Kohlenstoff als für eine Unterscheidung von turbiditischen und hemipelagischen Sedimenten geeignete Parameter (Tab. 4).

Die Bestimmung von Kohlenstoff erfolgte an einem Carbon-Sulfur Determinator LECO CS-244 (Leco Corporation, St. Joseph, Michigan, USA).

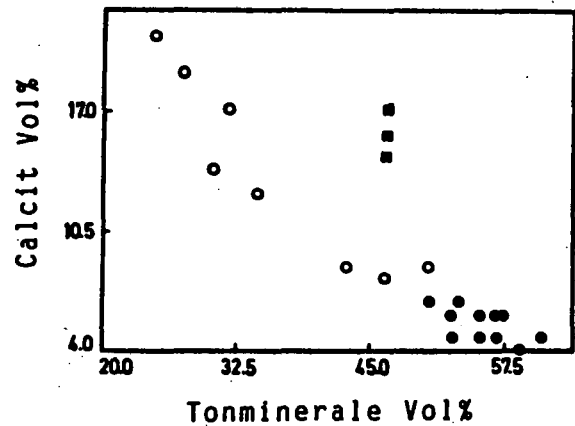


Abb. 5.
Korrelationsdiagramme: Tonminerale gegen Quarz und Calcit (in Vol-%).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

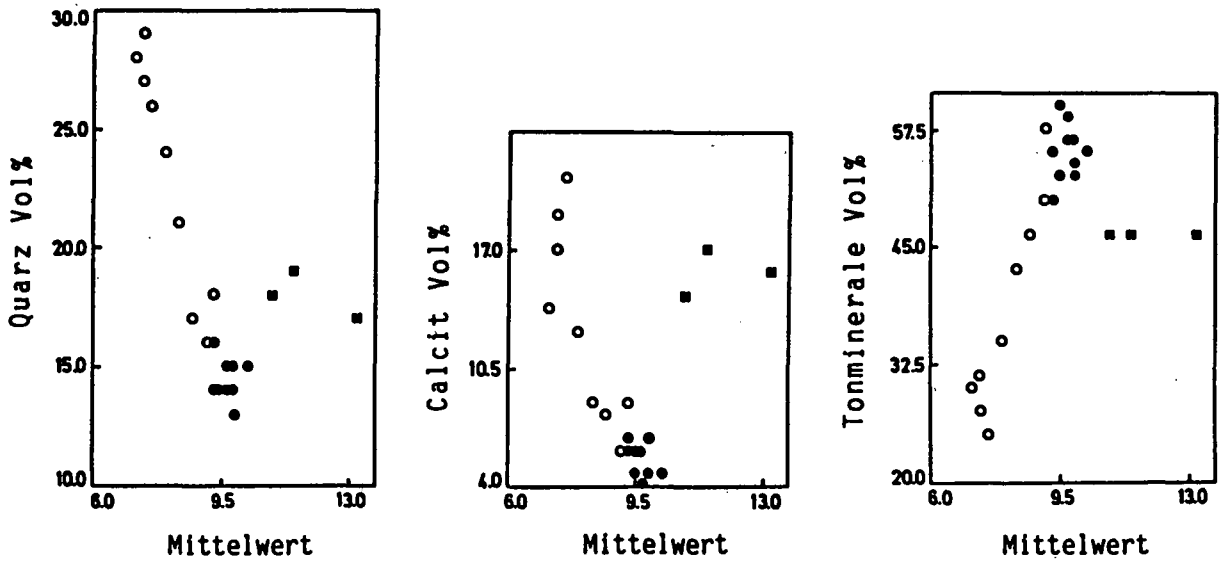


Abb. 6.
Korrelationsdiagramme: Mittelwert gegen Quarz, Calcit und Tonminerale (in Vol-%).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

Während der Gehalt an C-gesamt der Calcitverteilung folgt, nimmt der Anteil an organischem Kohlenstoff mit abnehmender Korngröße zu und erreicht in den hemipelagischen Abschnitten die höchsten Werte (bis 0,75 %).

Neben dem Tonmineralgehalt kann auch die Menge an C-org. die Häufigkeit bestimmter Spurenelemente wie Ni, V, Cu u.a. durch die Bildung organo-metallischer Verbindungen beeinflussen.

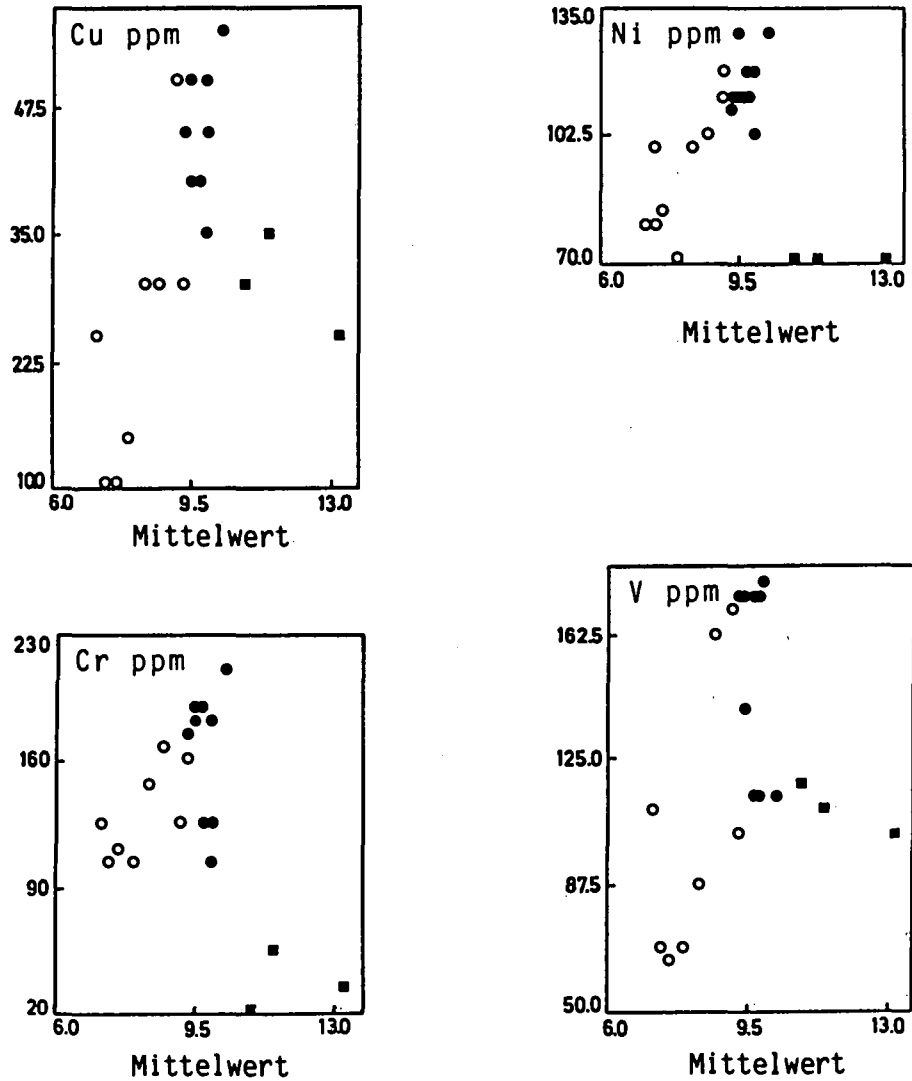


Abb. 7.
Korrelationsdiagramme: Mittelwert gegen Cu, Ni, Cr und V (in ppm).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

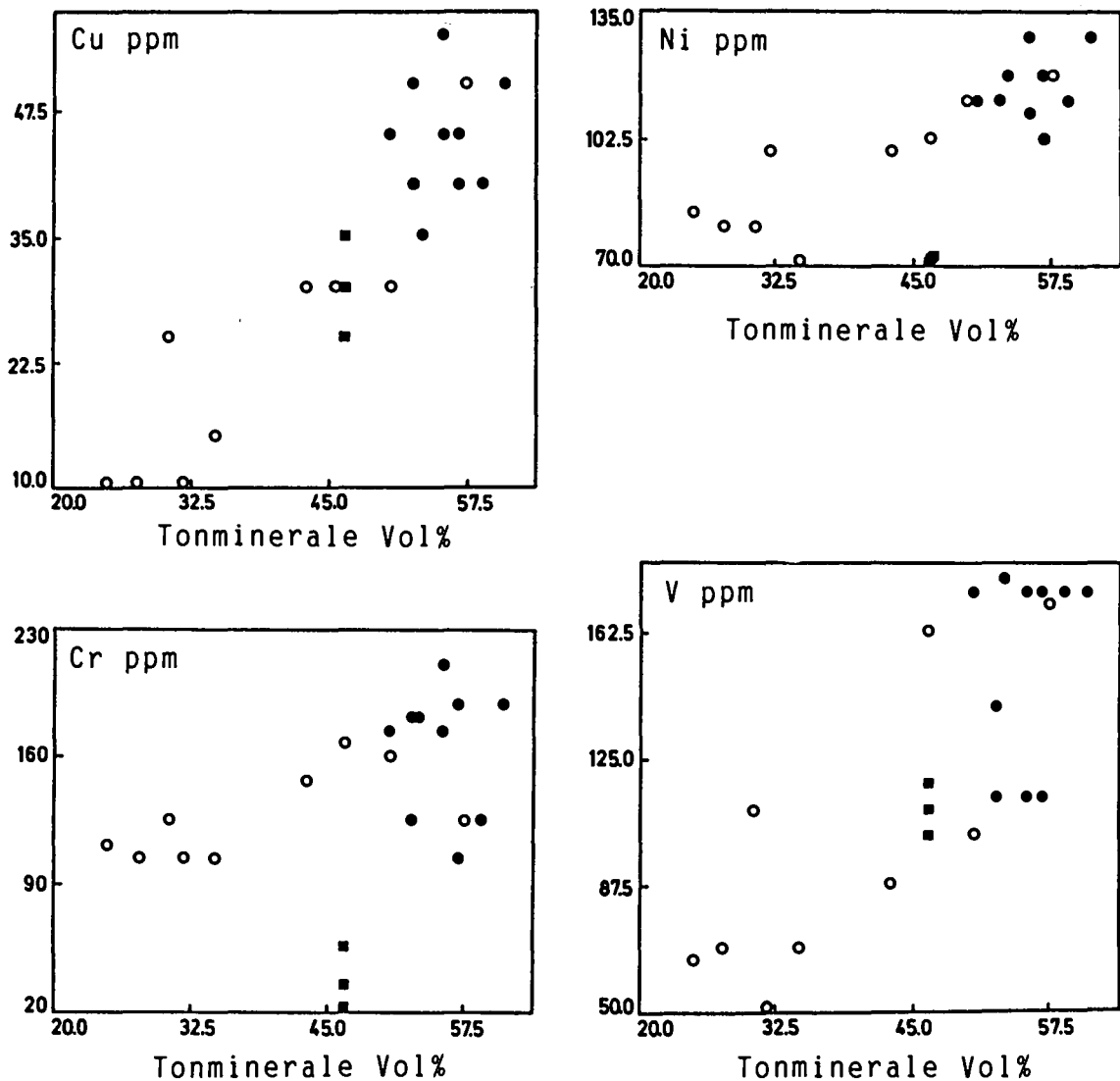


Abb. 8.
Korrelationsdiagramme: Tonminerale (in Vol-%) gegen Cu, Ni, Cr und V (in ppm).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

Tabelle 4.
Relative Häufigkeiten der Spurenelemente Cr, Ni, Cu, V, Mn und Sr (in ppm) sowie von C-gesamt und C-organisch (in %).

	Cr	Ni	Cu	V	Mn	Sr	C-ges	C-org
5B-1c	40	70	25	105	530	165	3.86	
5B-1b	20	70	30	120	555	145	3.97	
5B-1a	60	70	35	110	545	150	3.80	
1A-3b	150	100	30	90	390	100	3.19	0.71
1A-3a	105	80	10	70	495	195	3.62	0.36
1A-2c	210	130	55	115	355	70	2.96	0.72
1A-2b	190	120	40	115	355	75	2.95	0.73
1A-2a	165	115	30	105	370	95	3.29	0.67
1A-1	110	70	15	70	435	140	4.15	0.37
1B-3d	180	110	45	175	375	60	3.45	0.63
1B-3c	185	120	35	180	375	75	3.13	0.75
1B-3b	180	115	45	175	385	80	3.58	0.63
1B-3a	170	105	30	165	395	120	3.37	0.59
1B-2b	125	80	25	110	500	165	4.39	0.53
1B-2a	110	100	10	50	465	210	4.57	0.39
1B-1b	185	115	40	140	410	65	4.58	0.69
1B-1a	130	115	50	115	385	80	3.44	0.69
2B-3b	190	130	50	175	335	85	2.70	
2B-3a	125	120	50	170	375	85	2.93	
2B-2	115	85	10	65	500	185	4.58	
2B-1b	130	115	40	175	335	85	2.90	
2B-1a	105	105	45	175	330	85	2.88	

Für den Nachweis von Mn, Sr, Cu, Ni, Cr und V wurde ein Atom-Absorptions-Spektrophotometer von PERKIN-ELMER (für V mit Graphitrohrküvette) verwendet. Davor wurden die analysefein gemahlten Proben mit Perchlorsäure (70 %ig) und Flußsäure (40 %ig) aufgeschlossen. Nähere Angaben zur Methodik sind dem Handbuch und der „Methodensammlung“ von PERKIN-ELMER (1971, Bodenseewerk Perkin-Elmer & Co GmbH/Überlingen) zu entnehmen.

Die Gehalte an Cu, Ni, Cr und V steigen im allgemeinen mit zunehmender Feinkörnigkeit (Abb. 7) bzw. mit steigendem Tonmineralegehalt der Proben an (Abb. 8). Demnach weisen die turbiditischen Sande innerhalb einer Abfolge in der Regel die niedrigeren Werte auf, während in den überlagernden Peliten die Gehalte kontinuierlich zunehmen, bis sie sich in den als Hemipelagite eingestufteten Sedimenten stabilisieren.

Mn und Sr entsprechen in ihrem Verteilungsmuster weitgehend dem Calcit- und Quarz-Trend (Abb. 9). Dies bedeutet, daß sie sich entgegen den dem Tonmineraltrend folgenden Elementen in den grobkörnigen Sedimenten anreichern (Abb. 10).

Der Haller Schlier stellt auch hier eine Ausnahme dar, indem er häufig in das Feld der Turbidite fällt. Beson-

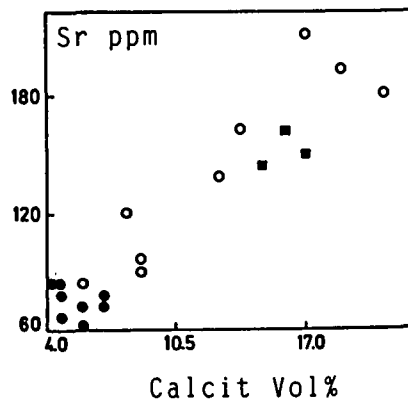
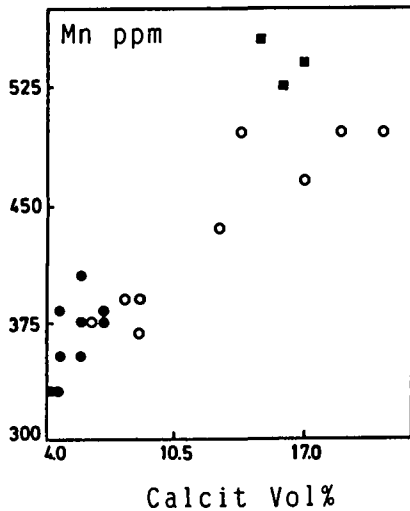


Abb. 9.
Korrelationsdiagramme: Calcit (in Vol-%) gegen Mn und Sr (in ppm).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

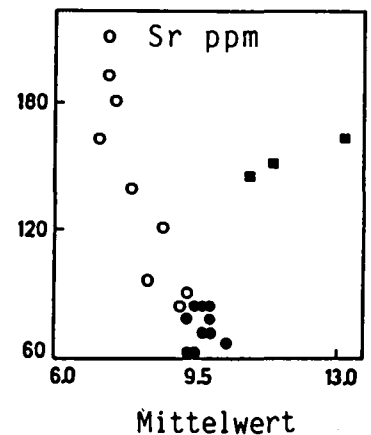
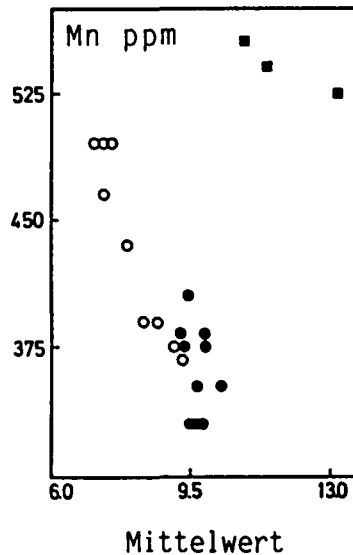


Abb. 10.
Korrelationsdiagramme: Mittelwert gegen Mn und Sr (in ppm).
○ = Turbidite; ● = Hemipelagite; ■ = Haller Schlier.

ders markant sind die extrem niedrigen Ni- und Cr-Werte und äußerst hohe Gehalte an Mn (vgl. Tab. 4).

7. Zusammenfassende Bemerkungen

Nach den vorliegenden Ergebnissen (vgl. HUEMER, 1988) unterscheiden sich turbiditische Feinkornsedimente von hemipelagischen besonders durch die mittlere Korngröße, durch das Verhältnis von „single grain“ zu „floc-population“ und deren Korngrößenverteilung sowie die Korrelation von Median und Coarse-Wert (CM-Norm).

Auch Korrelationsdiagramme von Mittelwerten gegen Mineralgehalte und Mittelwerten gegen Spurenelementgehalte sowie von Mineralen gegen Spurenelemente ergeben für eine Unterscheidung brauchbare Trends. Dabei korrelieren hohe Quarz- und Calcitgehalte mit groben, hohe Tonmineralgehalte mit feinen mittleren Korngrößen.

Cu, V, Ni, Cr und C-org. erreichen parallel zum Tonmineralgehalt in Hemipelagiten die höchsten Werte. Sr und Mn hingegen sind vorwiegend an Calcit gebunden, der ebenso wie Quarz in turbiditischen Ablagerungen verstärkt auftritt.

Die Proben aus dem Haller Schlier weisen zwar die feinsten Korngrößenmittelwerte auf, enthalten aber we-

sentlich mehr Calcit als Hemipelagite aus der Unteren Puchkirchener Serie. Damit verbunden sind höhere Gehalte an Mn und Sr und niedrigere Werte von Cu, Ni, Cr und V. Dies deutet auf geänderte Sedimentationsbedingungen im Becken der Haller Serie hin, die sich in einer verstärkten Karbonatproduktion manifestieren.

Dank

Für die Bereitstellung der Bohrkerne danke ich Herrn Dr. L. WAGNER (Rohöl-Aufsuchungs GmbH.). Weiters ergeht mein Dank an die Herren Prof. Dr. H. KURZWEIL und Doz. Dr. F. KOLLER (Inst. f. Petrologie der Universität Wien), an Herrn Doz. Dipl.-Ing. Dr. H. MÜLLER (Inst. f. Baugeologie und Bodenforschung der Universität für Bodenkultur in Wien) und an die Herren Dr. P. KLEIN und Dr. R. ROETZEL (GBA Wien). Frau Th. BAUER gebührt mein Dank für die graphische Ausführung der Diagramme. Die Untersuchungen wurden im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführt.

Literatur

AUGUSTIN-GYURITS, K. et al.: Untersuchungen zur Genauigkeit semiquantitativer Aussagen auf röntgenographischem Weg zum Mineralbestand des frostkritischen Anteiles von Korngemischen. – Forschungsauftrag des Bundesministeriums für Bauten und Technik, Wien 1983.

- BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. – 158 S., 77 Abb., 4 Taf., 8 Tab., Stuttgart (Enke) 1983.
- BOUMA, A.H.: Sedimentology of some Flysch Deposits (a graphic Approach to Facies Interpretation). – Amsterdam (Elsevier) 1962.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z., **77**, 509–520, 1961.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, **12/8**, 605–613, Hamburg 1959.
- GLOVER, E.D.: Method of solution of calcareous materials using the complexing agent, EDTA. – Jour. Sed. Petrol., **31**, 622–626, 1961.
- GONTHIER, E.G., FAUGERES, J.C., STOW, D.A.V.: Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. – In: Fine-grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. (Ed. by D.A.V. STOW & D.J.W. PIPER). – Geological Society, Special Publication No 15, 1984.
- HEROLD, R.: Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. – Diss. Univ. München, 1970.
- HOUGH, J.L.: Sediments of Buzzards Bay, Massachusetts. – Jour. Sed. Petrol., **10**, 19–32, 1940.
- HUEMER, H.: Granulometrische, mineralogische und geochemische Methoden zur Unterscheidung von turbiditischen und hemipelagischen Feinkornsedimenten an Bohrkernen aus der Molassezone Oberösterreichs. – Diplomarbeit Univ. Wien, 1988.
- KOLLMANN, K.: Die Öl-Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. – Erdöl-Erdgas Z., **93** (Sonderheft), 36–49, 1977.
- KRANCK, K.: Sediment deposition from flocculated suspensions. – Sedimentology, **22**, 111–123, 1975.
- MALECKI, G.: SEDPAK. – Geologische Bundesanstalt Wien, 1985.
- MALZER, O.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse, Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – Erdöl-Erdgas Z., **97**, 20–28, 1981.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Auflage, Stuttgart (Schweizerbart) 1979.
- MILNER, H.B.: Sedimentary Petrography, Band I, Methods in Sedimentary Petrology. – London (George Allen & Unwin Ltd.) 1962.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Min., Mh., 148–163, Stuttgart 1961.
- MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil I: Methoden der Sediment-Untersuchung. – Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- PASSEGA, R.: Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. – Jour. Sed. Petrol., **34/4**, 830–847, Tulsa, Oklahoma 1957.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, Amsterdam 1969.
- PERKIN-ELMER: Handbuch und Methodensammlung. – Bodenseewerk Perkin-Elmer & Co GmbH/Überlingen, 1971.
- PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Wien 1936.
- PIPER, D.J.W.: Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. – In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches (Ed. by D.J. STANLEY & G. KELLING). – 163–175, Stroudsburg (Dowden, Hutchinson and Ross) 1978.
- READING, H.G.: Sedimentary Environments and Facies. – 2. Auflage, Blackwell Scientific Publications 1986.
- STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W.: Deep-water fine-grained sediments: facies models. – In: Fine-Grained Sediments: Deep-water Processes and Facies. (Ed. by D.A.V. STOW & D.J.W. Piper). – Geol.Soc., Special Publication No 15, 1984.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G.: Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep sea and ancient flysch sediments. – Sed.Geol., **25**, 23–42, 1980.
- VAN DER LINGEN, G.J.: The turbidite problem.- N.-Z. Jour. Geol. Geophys., **12**, 7–50, Wellington, 1969.
- WAGNER, L.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse, Teil II: Die Sandsteine des Obereozän. – Erdöl-Erdgas Z., **96**, 338–346, 1980.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W.: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **102/1**, 12–19, 1986.
- WALKER, R.G.: Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **62**, 932–966, 1978.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. April 1989.

Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg)

Von CHRISTIAN L. LENGAUER & JOSEF-MICHAEL SCHRAMM*)

Mit 16 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 123

*Salzburg
Nördliche Grauwackenzone
Metamorphose
Mineralchemismus
Chlorit-Kristallinität
Illit-Kristallinität*

Inhalt

Zusammenfassung	425
Abstract	425
1. Einleitung	425
2. Methodik	425
3. Mineralneubildungen	427
4. Illit-Kristallinität	427
5. Muscovitchemismus	431
5.1. Muscovitbarometrie	432
5.2. Diskussion	435
6. Chloritchemismus	436
7. Chlorit-Kristallinität	437
8. Erztexturen	440
Dank	440
Literatur	440

Zusammenfassung

Am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Leogang, Salzburg) werden in altpaläozoischen Phylliten (aufgrund der Illit-Kristallinitäts-Daten: Übergangsbereich Anchi-/Epizone) zwei Hellglimmer-Populationen (K-reiche Muscovite mit intermediären Celadonitanteilen) nachgewiesen. Beide sind Produkte niedertemperierter Metamorphoseereignisse. Die phengitreichere und mehr druckbetonte Population wird dem variszischen Geschehen zugeschrieben. Die Daten der Illit-Kristallinität zeigen denselben Trend wie jene der Chlorit-Kristallinität und stehen in Einklang zum hier beobachteten Erstauftreten von Pyrophyllit und Paragonit.

Abstract

Two different groups of potassic white mica with intermediate celadonite contents, occur at the northern margin of the Paleozoic Greywacke Zone (Eastern Alps, Salzburg). They are affected by very low grade to low grade metamorphic Variscan as well as Alpine metamorphic events. The phengitic population will be interpreted as intermediate-pressure formation during Variscan metamorphism. Data of Illite- and Chlorite-crystallinity are corresponding with pT-conditions similar to first appearance of Paragonite and Pyrophyllite.

1. Einleitung

Im Rahmen einer montangeologischen Bearbeitung der Cu-Ni-Co-(Pb-Hg)-Lagerstätte Leogang wurden die Auswirkungen des variszischen und alpidischen Metamorphosegeschehens – unter besonderer Berücksichtigung der erreichten Maximaltemperaturen – untersucht, zumal die thermische Sensibilität der Erzparagenesen verglichen mit deren Druckempfindlichkeit wesentlich größer ist. Es galt daher zwei Fragen zu klären:

- Welche maximalen Drucke und Temperaturen können bei einer epigenetischen Vererzung angenommen werden? Dies gilt nur für mineralführende Lösungen, welche variszisch oder alpidisch synorogen in die erzführenden Karbonate eindringen.
- Wie hat sich im Falle prämetamorpher Vererzungen das Metamorphosegeschehen auf die existierenden Erzparagenesen ausgewirkt?

Eine ausführliche geologisch-tektonische Beschreibung der Lagerstätte mitsamt deren Rahmen gibt C.L. LENGAUER (1989).

2. Methodik

Zur Erfassung der Metamorphoseentwicklung der Lagerstätte Leogang wurden 75 Gesteinsproben (Wild-

*) Anschrift der Verfasser: Dr. CHRISTIAN L. LENGAUER, Univ.-Doz. Dr. JOSEF-MICHAEL SCHRAMM, Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34/III, A-5020 Salzburg.

PROBE PETROGRAPHIE(<2µm) MUSKOVIT CHLORIT

PROBE	PETROGRAPHIE(<2µm)				MUSKOVIT				CHLORIT					
	mu	chl	qu	ab pa pa/mu	Sonstige	IK ² I(004)/I(002)	d(002)	b ₀ (060)	CK ³ (001)	CK ³ (002)	c(004)	b ₀ (060)		
G7	Pellit	70	10	10	-	10	0.33	0.31	10.008	8.990	0.31	0.27	14.141	9.240
G23	Psammit	40	40	10	10	-	0.31	0.37	10.002	8.993	0.29	0.26	14.141	9.286
G28	Psammit	40	35	10	5	5	0.30	0.33	10.039	9.014	0.29	0.25	14.153	9.302
G29	Psammit	50	25	20	5	-	0.31	0.25	10.025	9.015	0.29	0.25	14.167	9.302
G71	Pellit	85	-	10	-	-	0.34	0.20	9.983	8.971	-	-	14.115	9.290
G72	Pellit	35	35	25	5	-	0.32	0.46	9.984	8.998	-	-	-	-
G81	Pellit	85	-	5	-	5	0.31	0.24	10.016	9.015	-	-	-	-
G96	Psammit	35	35	15	5	5	0.30	0.30	10.008	9.003	0.27	0.25	-	-
G117	Pellit	30	30	20	10	-	0.31	0.35	10.028	9.028	0.29	0.31	14.169	9.287
G1	Psammit	40	30	15	10	-	0.29	0.30	10.044	9.010	-	-	14.114	9.292
G3	Pellit	40	25	15	10	5	0.27	0.28	10.007	9.004	0.27	0.27	14.149	9.297
G4	Psammit	60	20	20	-	-	0.29	0.35	10.022	9.011	0.29	0.27	14.136	9.295
G6	Psammit	40	25	10	5	5	0.29	0.40	9.987	9.004	0.26	0.25	14.147	9.298
G24	Pellit	50	30	10	10	-	0.28	0.28	9.997	9.001	0.29	0.28	14.125	9.298
G25	Pellit	45	30	15	5	-	0.27	0.33	10.021	9.008	0.25	0.25	14.132	9.284
G26	Psammit	25	40	15	20	-	0.27	0.41	-	-	0.25	0.26	-	-
G27	Pellit	60	30	10	-	-	0.29	0.22	10.004	9.007	0.31	0.28	14.143	9.297
G46	Psammit	50	20	20	10	-	0.28	0.37	9.947	9.000	0.29	0.21	14.129	9.285
G62	Pellit	45	30	15	5	5	0.26	0.30	9.942	9.014	0.27	0.24	14.131	9.264
G63A	Pellit	70	20	5	5	-	0.27	0.26	9.936	9.029	0.29	0.26	14.139	9.258
G64	Pellit	50	40	10	-	-	0.29	0.33	9.937	9.012	0.27	0.26	14.130	9.285
G69	Psammit	50	20	15	-	5	0.26	0.31	-	-	0.23	0.23	-	-
G76	Pellit	55	30	10	5	-	0.26	0.18	9.976	9.009	0.28	0.24	14.113	9.341
G100	Pellit	60	20	10	5	-	0.27	0.33	9.998	9.030	0.27	0.29	-	-
G102	Pellit	55	20	10	5	5	0.28	0.23	9.992	9.007	0.30	0.30	14.130	9.292
G104	Pellit	50	35	10	5	-	0.26	0.27	10.015	9.008	0.24	0.25	14.145	9.298
G105	Pellit	50	30	10	5	-	0.27	0.24	10.032	9.015	0.28	0.29	14.143	9.286
G107	Psammit	70	5	15	10	-	0.27	0.17	10.027	8.995	-	-	-	-
G113	Pellit	55	25	5	5	5	0.27	0.27	9.963	8.997	0.26	0.23	14.130	9.288
G115	Pellit	50	30	10	10	-	0.29	0.36	9.981	8.995	0.27	0.26	14.114	9.282
G116	Pellit	55	25	10	5	-	0.29	0.27	9.994	9.011	0.28	0.30	14.118	9.293
G139	Psammit	60	25	10	5	-	0.29	0.23	9.983	9.024	-	-	14.150	9.292
G140	Pellit	65	20	15	-	-	0.27	0.32	9.983	9.028	-	-	14.127	9.274
G141	Pellit	55	20	10	5	-	0.28	0.27	10.013	9.006	-	-	14.136	9.281
G142	Pellit	55	30	10	5	-	0.28	0.38	9.978	9.009	0.28	0.28	14.144	9.289
G143	Pellit	40	35	-	15	5	0.29	0.39	9.909	9.031	0.31	0.28	14.137	9.287
G147	Pellit	55	30	10	5	-	0.27	0.27	9.963	9.019	0.27	0.26	14.136	9.283
G148	Pellit	80	15	5	-	-	0.27	0.23	9.968	9.025	0.28	0.29	14.143	9.295
G150	Pellit	75	15	5	5	-	0.27	0.25	9.953	9.033	-	-	14.166	9.266
G35	Pellit	60	30	5	5	-	0.24	0.28	10.131	9.005	0.28	0.24	14.177	9.290
G41	Pellit	60	25	10	5	-	0.25	0.30	10.011	8.998	0.25	0.24	14.133	9.290
G50	Psammit	75	15	10	-	-	0.25	0.28	9.930	9.027	-	-	14.135	9.269
G59	Pellit	50	35	10	5	-	0.25	0.37	9.930	8.992	-	-	14.123	9.263
G103	Psammit	40	30	15	-	5	0.21	0.31	9.978	9.011	0.23	0.20	14.140	9.284
G111	Pellit	40	25	15	10	5	0.25	0.27	9.982	9.005	0.24	0.24	14.159	9.277
G145	Pellit	55	30	5	5	-	0.24	0.26	9.951	9.030	0.27	0.27	14.147	9.295
G146	Pellit	50	30	10	5	-	0.25	0.28	9.975	8.999	0.24	0.23	14.136	9.285
G151	Pellit	40	40	10	5	-	0.24	0.24	9.956	9.012	0.27	0.24	14.150	9.276
G152	Pellit	85	5	10	-	-	0.25	0.22	10.011	9.007	-	-	14.131	9.296
G153	Psammit	45	30	15	10	-	0.24	0.27	10.005	9.010	0.24	0.23	14.131	9.287
G154	Pellit	50	30	10	5	-	0.23	0.28	10.015	9.022	0.25	0.23	14.142	9.303
G155	Pellit	55	35	5	5	-	0.25	0.36	9.960	9.004	0.24	0.22	14.135	9.274
G156	Psammit	30	30	15	10	5	0.23	0.37	9.997	9.010	0.23	0.22	14.147	9.288
G157	Pellit	50	30	10	-	5	0.22	0.37	9.984	9.010	0.22	0.24	14.120	9.292
G158	Pellit	50	35	10	5	-	0.23	0.31	9.959	9.005	0.23	0.20	14.121	9.292
G159	Pellit	60	30	5	5	-	0.25	0.32	9.992	9.004	0.24	0.25	14.128	9.292
G160	Pellit	40	40	5	5	5	0.21	0.33	9.955	9.000	0.22	0.22	14.131	9.284
G161	Pellit	60	20	10	5	5	0.25	0.24	10.007	9.001	0.24	0.25	14.131	9.281

Tabelle 1.
 Urliste der untersuchten Proben aus dem Bereich Schwarzleotal-Astzkopf-Hochwartgraben.
 IK = Illit-Kristallinität, CK = Chlorit-Kristallinität, mu = Muscovit bzw. Illit, chl = Chlorit, qz = Quarz, ab = Albit, pa = Paragonit, pa/mu = Paragonit/Muscovit mixed-layer, kao = Kaolinit, ctd = Chloritoid, pyp = Pyrophyllit, cor = Corrensit.

schönauer Schiefer, Südfaziesdolomite) nach dem u.a. bei M. FREY (1978) dargestellten Präparations- und Analyseverfahren mittels Röntgendiffraktometer und Guinier-Kamera untersucht.

Die Messungen der Illit-Kristallinität (IK) und Chlorit-Kristallinität (CK) erfolgten unter nachstehenden Gerätebedingungen: Siemens Typ F: 40 kV, 30 mA, CuK_α, Ni-Filter, Röhren-/Detektorblende 1/0,25°, Zählrate 1·10³-4·10², Zählintervall 1 sec, Goniometergeschwindigkeit 2,5°/min, Papiervorschub 5 cm/min.

Alle Messungen wurden dreimal wiederholt und am IK-Standard MF1046-1 kalibriert. Die Auswertung der Halbhöhenbreite erfolgte visuell und wurde in Δ²Θ umgerechnet.

Für die Guinier-Durchstrahlungsaufnahmen (Enraf Nonius FR522) galten folgende Bedingungen: 40 kV, 20 mA, CuK_{α1} (Johanson Quarz-Monochromator). Als interner Standard diente Quarz. Die Auswertung erfolgte visuell (±0,01 mm = 0,005° 2Θ). Der individuelle Meßfehler wurde durch mindestens dreimaliges, unabhängiges Messen minimiert.

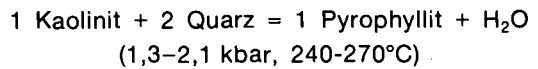
Die Pyrophyllituntersuchungen erfolgten mittels Diffraktometer (Siemens D500): 40 kV, 30 mA, CuK_α, Sekundär-Graphitmonochromator, Stepscan 0,008° 2Θ/3 sec, Blenden 1/1/0.5/0.016° 2Θ. Die Gitterparameter wurden mit dem APPLEMAN & EVANS-Algorithmus verfeinert.

3. Mineralneubildungen

Metamorphe Mineralneubildungen im Westabschnitt der Grauwackenzone wurden bisher an Meta-

vulkaniten (E. COLINS et al., 1980) sowie an feinklastischen Metasedimenten (J.-M. SCHRAMM, 1977, 1980) untersucht (Abb. 1). In der vorliegenden Arbeit werden diese Ergebnisse bestätigt: In Diabasen konnten Stilpnomelan und Pumpellyit röntgenographisch nachgewiesen werden. In der Fraktion <2µm der Wildschönauer Schiefer stellen Paragonit/Muscovit mixed-layer sowie Paragonit die häufigsten Mineralneubildungen. Margarit konnte in den Südfaziesdolomiten nicht nachgewiesen werden.

Pyrophyllit, als Indikator mineral einer schwachen Metamorphose, tritt lokal gesteinsbildend am Nöckelberg und im Schwarzleotal auf. Das deutet auf anchi- bzw. epizonale Prägung hin. Dieser Übergangsbereich entspricht der von M. FREY (1987 a) referierten Reaktion



Tatsächlich können in der anchizonalen Probe noch Spuren von Kaolinit nachgewiesen werden, wohingegen in G80 der Kaolinit gänzlich zur Pyrophyllit reagiert ist (Abb. 2). In beiden Fällen liegt Pyrophyllit in trikliner Modifikation vor (M. FREY, 1988): a = 5,168(7), b = 8,974(7), c = 9,352(5), α = 91,19(5), β = 100,26(5), γ = 90,02(5).

4. Illit-Kristallinität

Die umfassende Repräsentanz von Kaliumhellglimmern in den Gesteinen der Grauwackenzone ermöglicht mittels der Bestimmung der Gitterordnungsgrade (Illit-

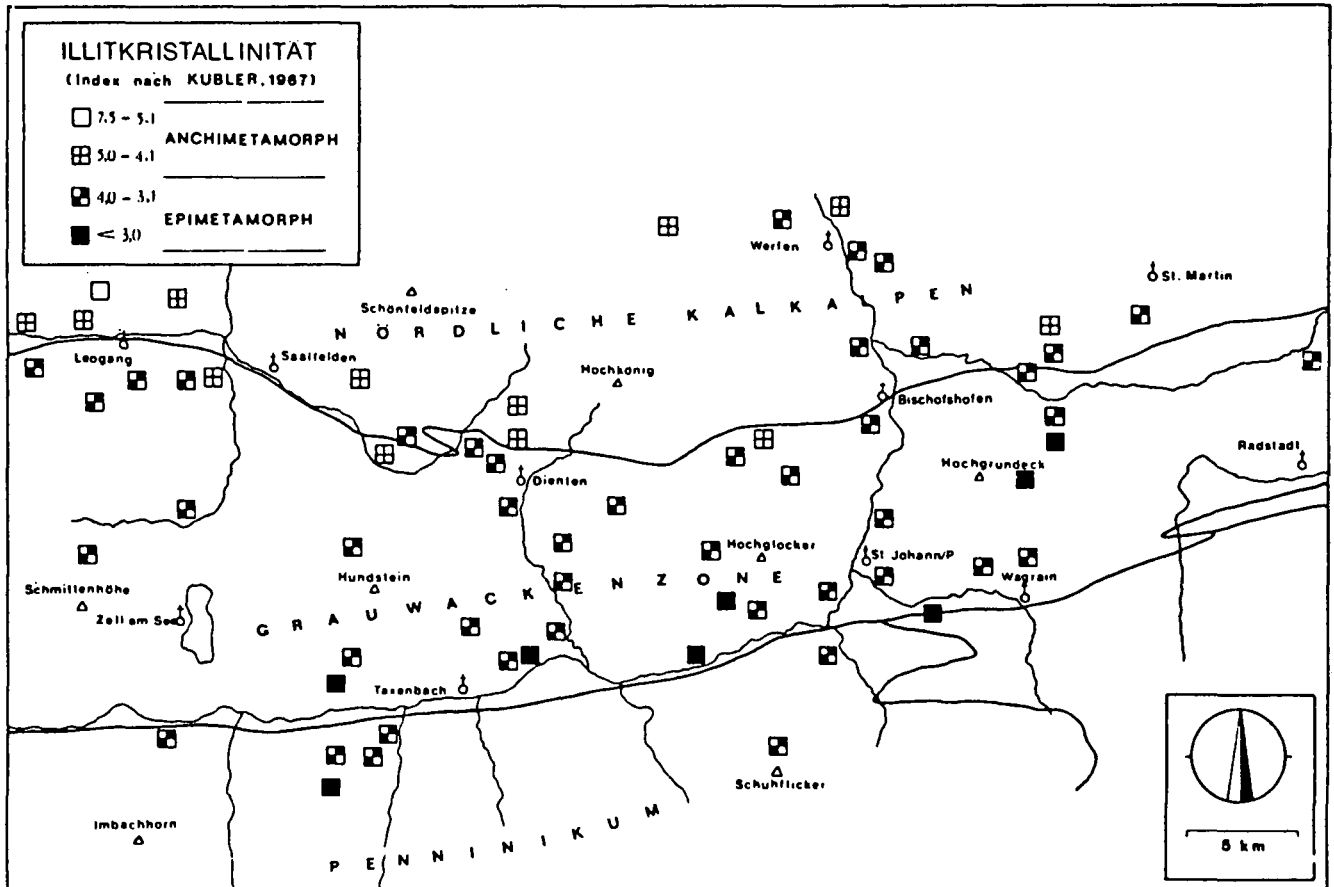


Abb. 1. Werte der Illit-Kristallinität (Kübler-Index) in den Metasedimenten der Grauwackenzone zwischen Zell am See und Radstadt. Aus D. BECHTOLD et al. (1981).

880628A1 680/GES.GEST/DEKARB/LEN
 WED 29-JUN-88 18:22:45
 Anode : Cu K1 Lambda : 1.54060
 M. time: 3.000, Step size: 0.008 [SS]
 Start at 2Theta 2.000 Theta 1.000

880628A2 69/GES.GEST/DEKARB/LEN
 WED 29-JUN-88 18:29:21
 Anode : Cu K1 Lambda : 1.54060
 M. time: 3.000, Step size: 0.008 [SS]
 Start at 2Theta 2.000 Theta 1.000

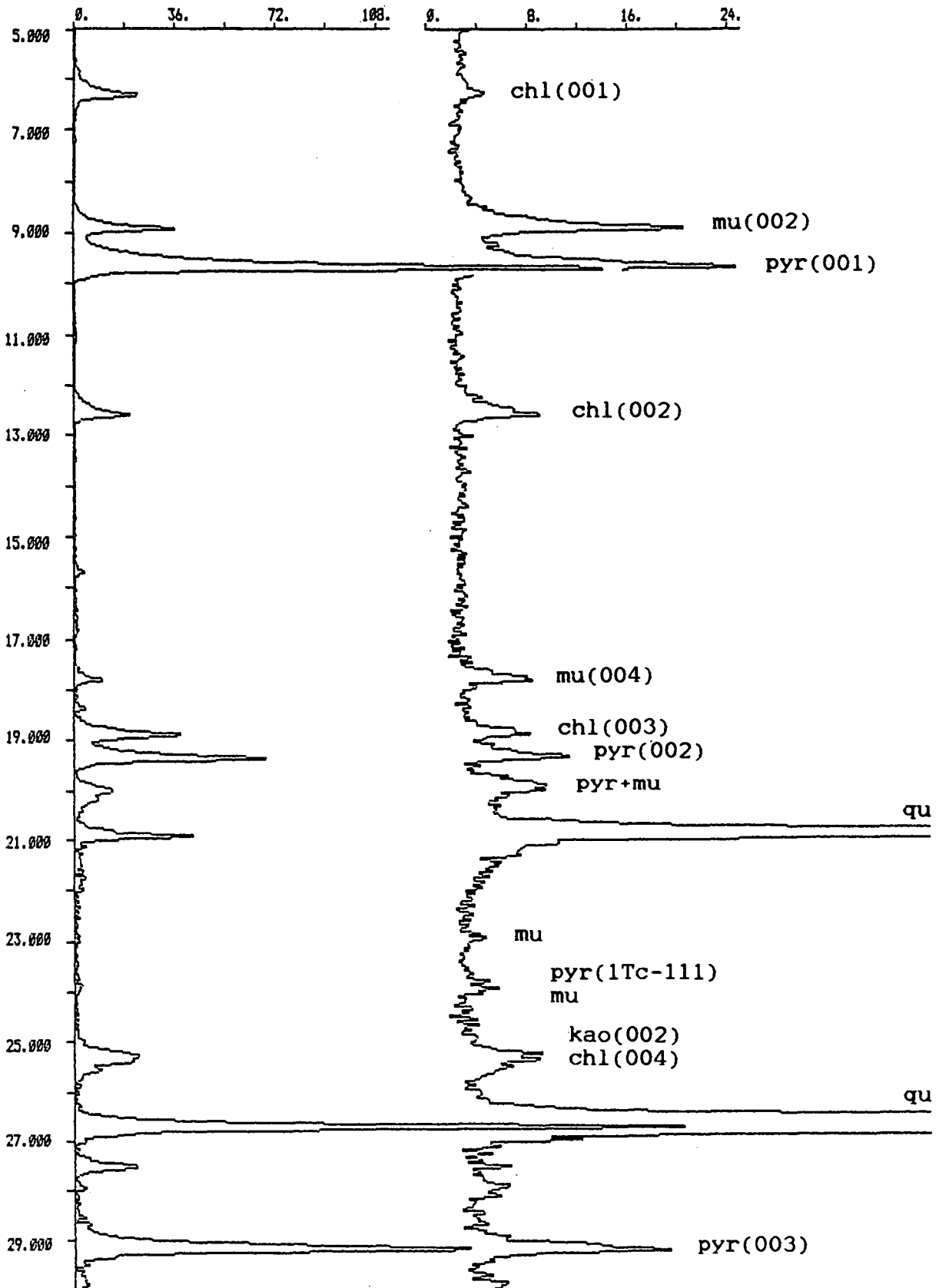


Abb. 2.
 Diffraktogramme von pyrophyllitreichem Wildschönauer Schiefer.
 G9 = Nöckelberg; G80 = Schwarzleotal, Thomanalm.
 Chl = Chlorit, Mu = Muscovit, Pyp = Pyrophyllit, Qz = Quarz, Kao = Kaolinit.

Kristallinität, IK) durchaus verlässliche Abschätzungen der Metamorphoseintensität. M. FREY (1986) faßt folgende Grenzwerte zusammen:

- DIAGENESE $7,5 \text{ mm} \equiv 0,42^\circ \Delta 2\theta \approx \text{ca. } 200^\circ\text{C}$
- ANCHIZONE = sehr schwache Metamorphose $4,0 \text{ mm} \equiv 0,25^\circ \Delta 2\theta \approx \text{ca. } 300^\circ\text{C}$
- EPIZONE = schwache Metamorphose (H.G.F. WINKLER, 1979)

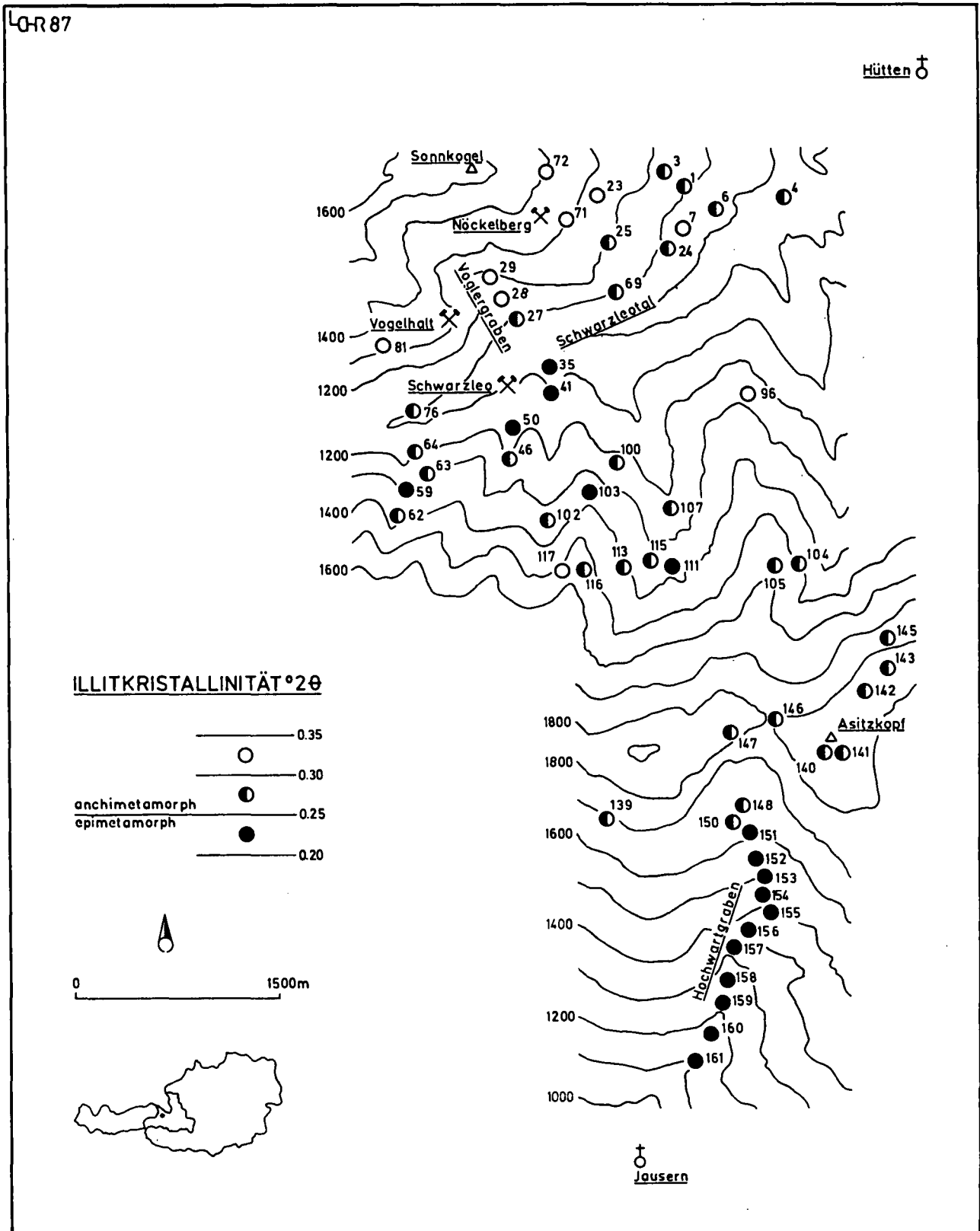


Abb. 3. Verteilung der Illit-Kristallinität (Kübler-Index) im Bereich der Lagerstätte Leogang. Revier Nöckelberg, Vogelhalte, Schwarzleo.

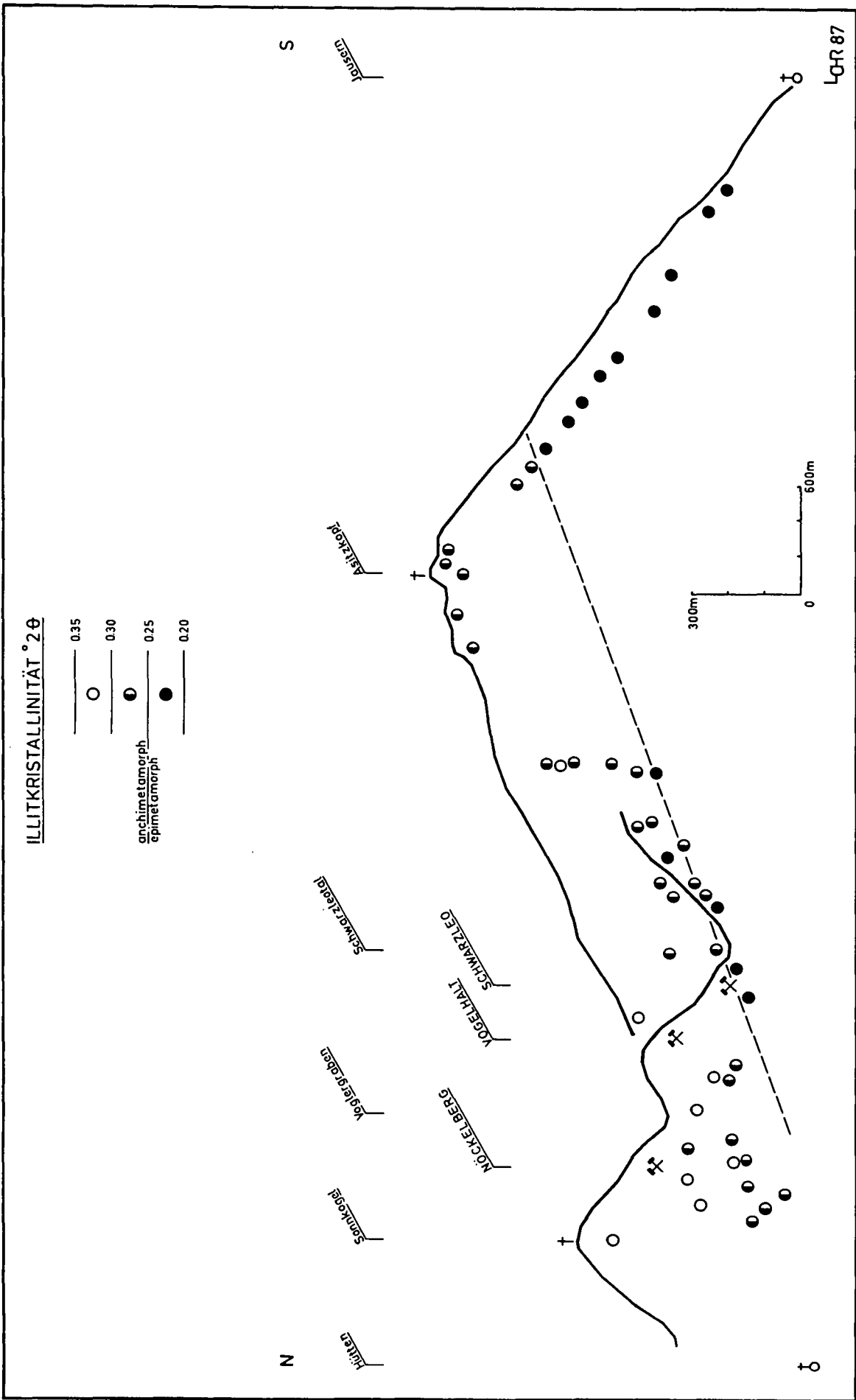


Abb. 4. Räumliche Verteilung der Illit-Kristallinität, dargestellt in einem schematischen N-S-Profil (überhöht) durch den Lagerstättenbereich Leogang.

Neben zahlreichen Einflußgrößen (Streß, Korngrößen-effekte, Koinzidenz der Basalreflexe mit anderen Phyllosilikaten, Präparations- und Meßbedingungen) wird die Illit-Kristallinität vor allem von der Temperatur bestimmt (M. FREY, 1987b).

Bei der gegebenen geologisch-tektonischen Position der Lagerstätte Leogang lassen sich an Hand der Übersicht von D. BECHTOLD et al. (1981) Gitterordnungen erwarten, welche dem Übergangsbereich von Anchi- zur Epizone entsprechen (Abb. 1). Die Untersuchungen ergaben nun für den Bereich des Reviers Schwarzleo eine in Bezug auf die Lagerstättengeneese bedeutsame IK-Anomalie (Abb. 3) mit der Interpretationsmöglichkeit eines, wie auch immer verursachten, erhöhten Wärmeflusses. Demzufolge entstand die Lagerstätte Leogang u.a. epigenetisch, im Zuge eines spät- bis postalpidischen Magmatismus. Die Berücksichtigung der rezenten Morphologie klärt dies jedoch unkompliziert. Die „Anomalie“ im Bereich des Reviers Schwarzleo resultiert aus einem Schnitteleffekt der flach nordfallenden Isofläche der Epimetamorphose mit dem rezenten Erosionsrelief des Schwarzleotal (Abb. 4).

Weiters zeigt sich, daß die nördlich gelegenen Reviere Vogelhalte und Nöckelberg einer anchizonalen, das Revier Schwarzleo einer epizonalen Beanspruchung ausgesetzt waren. Für die beiden nördlichen Reviere lassen sich maximale Temperaturen um 250°C, für das südliche Revier Temperaturen um 300°C abschätzen.

Da sowohl die IK wie auch das Vitrinit-Reflexionsvermögen temperaturempfindliche Maßstäbe darstellen (M. FREY, 1980; D.W. HOUSEKNECHT & S.M. MATHEWS, 1985), wurden von R.F. SACHSENHOFER (Leoben) 10 ausgewählte Schwarzphyllitproben kohlenpetrographisch untersucht. Dabei zeigte sich, daß der Großteil des dunklen Farbpigments der Phyllite auf feindispers verteilten Pyrit zurückzuführen ist. Die letztlich an nur zwei Proben möglichen Reflexionsmessungen bestätigen zwar den allgemeinen Trend, erlauben jedoch keine detaillierten Aussagen.

5. Muskovitchemismus

Zur Untersuchung des mineralchemischen Verhaltens der Muscovite wurden zwei röntgenographische Diskriminationsverfahren vorgenommen. Nach J. ESQUEVIN (1969) soll ähnlich wie bei den Chloriten (K. OINUMA et al., 1972) ein Zusammenhang zwischen dem Al/(Fe+Mg)-Verhältnis und den Intensitäten der Basalreflexe bestehen, was wiederum den Grad der Illit-Kristallinität bestimmt. Dies wurde von zahlreichen Autoren, u.a. A. PADAN et al. (1982), bezweifelt. Auch die in Abb. 5 dargestellte Punktwolke läßt keine signifikante Korrelation zwischen IK und Intensitätsverhältnis erkennen. Im Bereich der besseren Gitterordnung kann

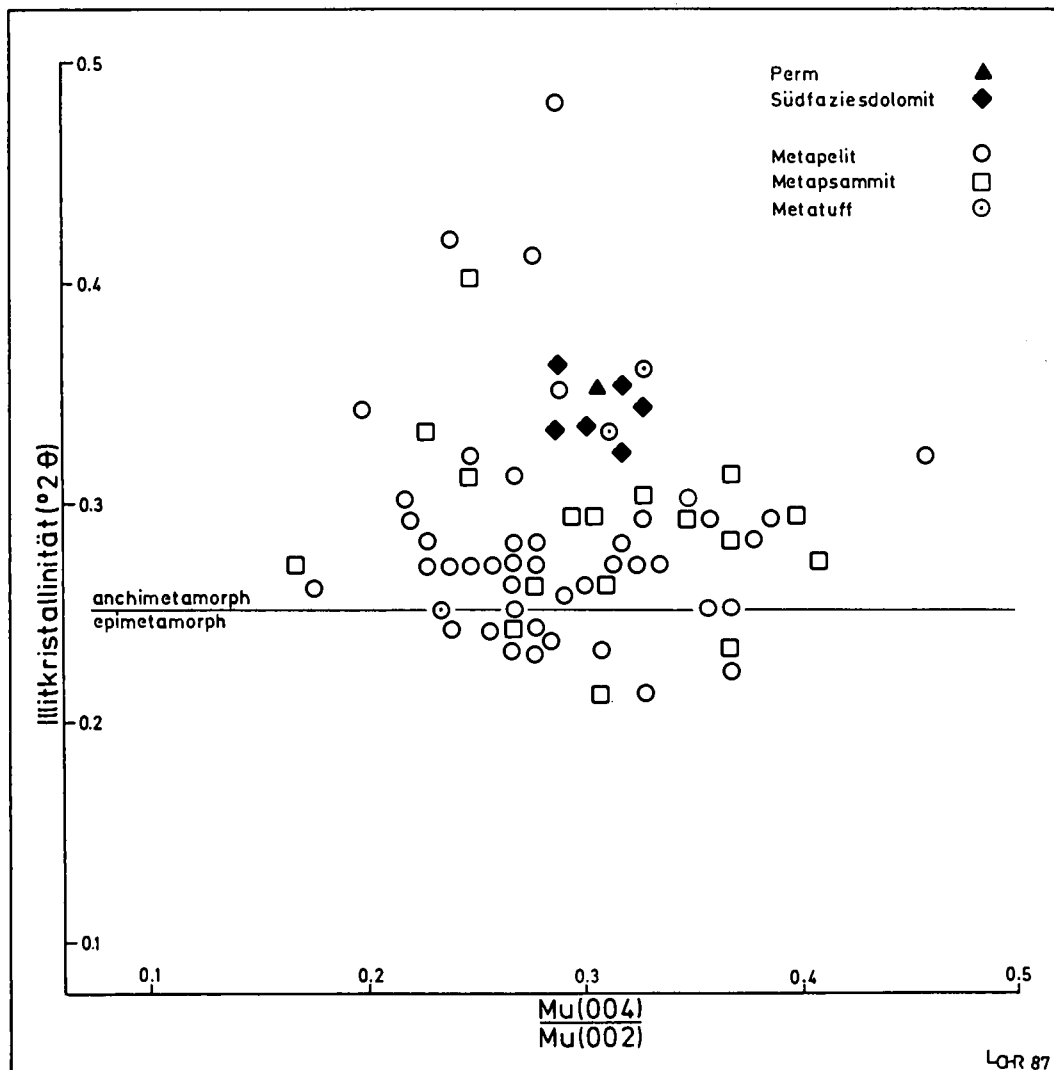


Abb. 5.
Beziehung zwischen Illit-Kristallinität (Kübler-Index) und Intensitätsverhältnis I(004)/I(002) von Muscovit im Diagramm nach J. ESQUEVIN (1969).

lediglich eine geringere Streuung der Intensitätsverhältnisse beobachtet werden, was einer zunehmenden Homogenisierung des chemischen Gleichgewichts entspricht.

Besser fundierte Aussagen zum Chemismus der Muscovite ermöglichen die Gitterkonstanten. Nach C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI (1976, 1986) läßt sich an Hand der druck-, aber auch temperaturabhängigen Na-K- bzw. Al-(Fe+Mg)-Substitution eine rasche Metamorphosetypisierung vornehmen. Um primäre Schwankungen im Mineralchemismus zu erfassen, wurden zur Interpretation die Mittelwerte der verschiedenen Metamorphosestufen herangezogen (A. PADAN et al., 1982). Die Probenpunkte stimmen mit dem Bereich einer niedertemperaturierten Metamorphose mit geringen Drucken überein. Die Mittelwerte korrelieren mit der entsprechenden Referenzlinie. Generell liegen K-reiche Muscovite mit intermediären Celadonitanteilen vor (Abb. 6).

Neben der chemischen Veränderung bewirken die prograden pT-Bedingungen auch strukturelle Transformationen im Aufbau der Muscovite, wobei Übergänge von 1Md zu 2M1-Polytypen festgestellt wurden. J.C. HUNZIKER et al. (1986) zeigen, daß diese Prozesse be-

vorzugt in der Anchizone ablaufen. Die untere Nachweisgrenze der 1Md-Modifikation liegt – bei Anwendung röntgenographischer Methoden – um 15 Vol-%. In den Proben des Bereichs der Lagerstätte Leogang konnten keine Anteile von 1Md-Polytypen nachgewiesen werden. Dies stimmt mit den Ergebnissen aus der Grauwackenzone von J.-M. SCHRAMM (1980) und L. RATSCHBACHER & K. KLIMA (1985) überein.

5.1. Muscovitbarometrie

Gestützt auf die theoretischen Arbeiten von B. VELDE (1965) entwickelten F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974) eine rationelle Methode zur Druck-Kalibrierung einer begrenzten tektonischen Einheit auf der Basis der positiven Korrelation von Druck und Celadonitgehalt der Muscovite. Als Fe/Mg-Quelle kämen der detritäre phengitische Glimmeranteil oder koexistierende – typisch für anchizonale Bedingungen – eisenreiche Chlorite in Betracht. Folgende Bedingungen (A. PADAN et al., 1982; L. RATSCHBACHER & K. KLIMA, 1985) begrenzen die Methode:

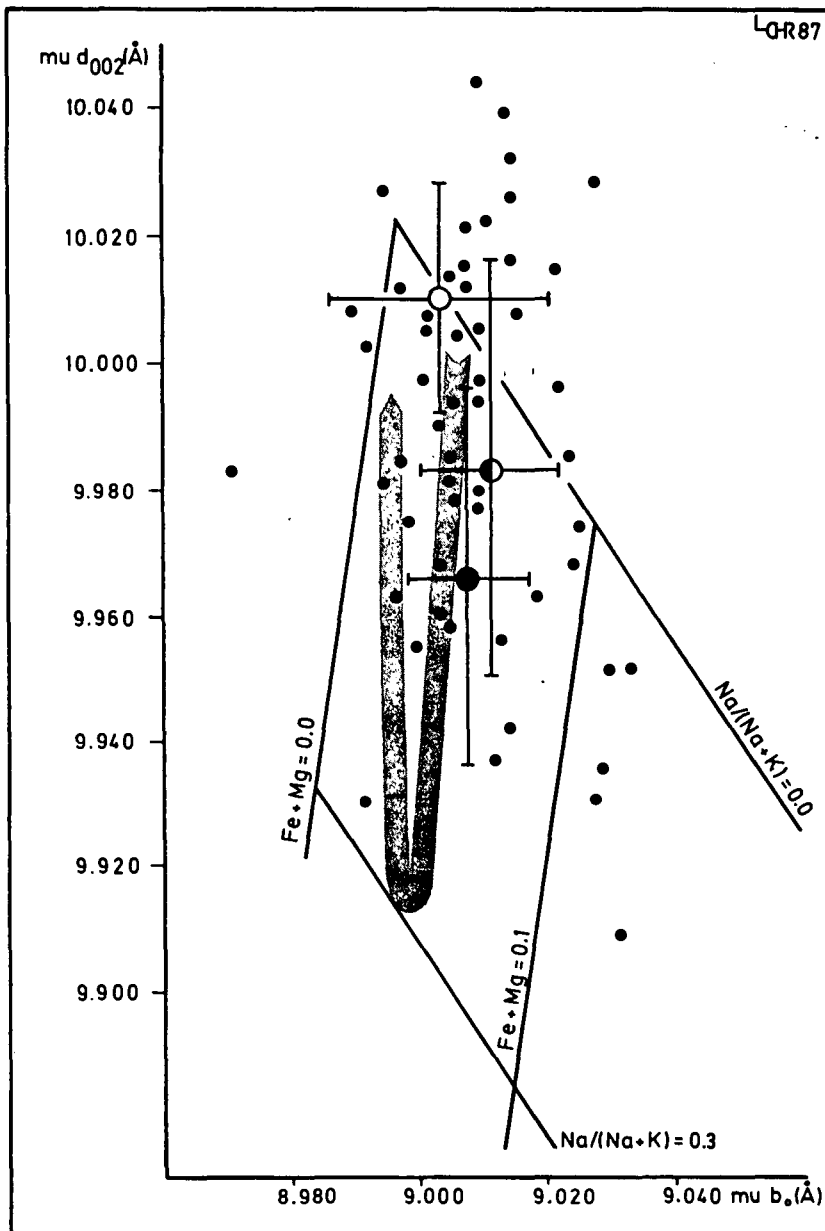


Abb. 6.

Lage der Probenpunkte im Diskriminationsdiagramm nach C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI (1976). Pfeil = Referenzlinie für Muscovite bei geringem Druck und steigender Temperatur; IK-Symbole wie in Abb. 3.

- Annähernd gleiche Temperaturbedingungen im Untersuchungsgebiet.
- Mittlere Anchizone als untere Grenze, zumal sich die Muscovite bei geringeren Drucken nicht signifikant chemisch ändern. Vielmehr dominieren in diesem Bereich die Einflüsse des primären Ablagerungsmilieus.
- Weitgehend konstanter Gesteinschemismus.
- Koexistierende Al-reiche Phasen (Pyrophyllit, Chloritoid) bewirken keine signifikanten Änderungen der b_0 -Werte. Dies widerspricht den Ergebnissen von L. RATSCHBACHER.
- Erstauftreten von Biotit als obere Grenze, da der bevorzugte Fe-Mg-Einbau in das Biotitgitter bei ansteigender Temperatur den Celadonitgehalt im Muscovit wieder abnehmen läßt (J.E. LINDQVIST & T. WIDMARK, 1986).

Zur Kritik (der Celadonitgehalt wäre durch das Sedimentationsmilieu kontrolliert) aufgrund experimenteller Untersuchungen (H.J. MASSONE & W. SCHREYER, 1987) sei bemerkt, daß Interpretationen nicht auf Einzelmessungen, sondern auf statistischer Basis erfolgen (C.V. GUIDOTTI & F.P. SASSI, 1986). Zusätzlich wurden in dieser Arbeit - im Gegensatz zu früheren Arbeiten - die Gitterkonstanten an Präparaten $<2\mu\text{m}$ und nicht an Gesamtgesteinspräparaten bestimmt. Somit ist eine Verfälschung durch detritäre Glimmer weitgehend auszuschließen. Ebenso ist eine Verwendung der Guinier-Kamera wegen deren besserer Auflösung und Intensi-

tätsausbeute im hohen Winkelbereich gegenüber Diffraktometeranalysen zu bevorzugen. Bei Anwendung der Muscovitbarometrie in höhermetamorphen Einheiten (H. DIETRICH, 1983) gelten die aufgrund der Biotit-sprossung erwähnten Einwände.

Die Auswertung der Daten erfolgt entweder an Hand des arithmetischen Mittels oder kumulativer Häufigkeitskurven. Der Vorteil graphischer Darstellungen liegt in der raschen Erfassung von Hellglimmerpopulationen. F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974) unterscheiden vier barometrische Metamorphosetypen, welche innerhalb eines Druckbereichs zwischen ca. 2 und 7 kbar liegen:

- A) BOSOST
Abukuma-Typ mit Andalusit und Cordierit, aber ohne Chlorit; mean = 8,994(9), n = 132.
- B) NEW HAMPSHIRE
Andalusitführende obere Grünschieferfazies zwischen Abukuma- und Barrow-Typ; mean = 9,011(10), n = 17.
- C) EASTERN ALPS
Barrow-Typ ohne Biotit und Granat; mean = 9,038(8), n = 100.
- D) SANBAGWA
Glaukophanführende Grünschieferfazies mit Lawsonit; mean = 9,054(6), n = 34.

Die Summenkurve der b_0 -Werte aus dem Bereich Leogang entspricht weitgehend der Referenzlinie „New Hampshire“ (Abb. 7). Ein Mittelwert von 9,010(11) stimmt mit den Werten aus dem Ostabschnitt der

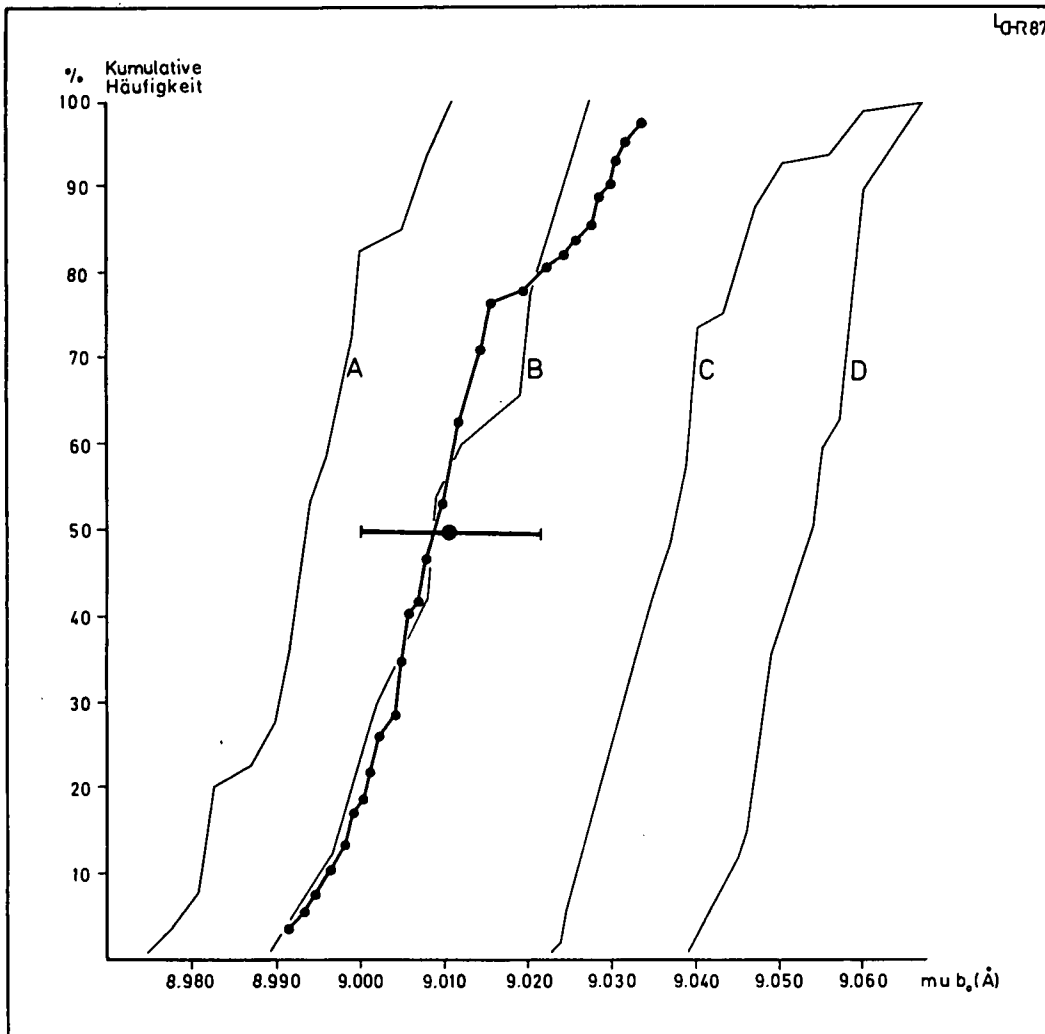


Abb. 7. Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus dem Bereich Leogang). mean = 9,010(11), n = 58; A, B, C, D = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974). Definition siehe Text.

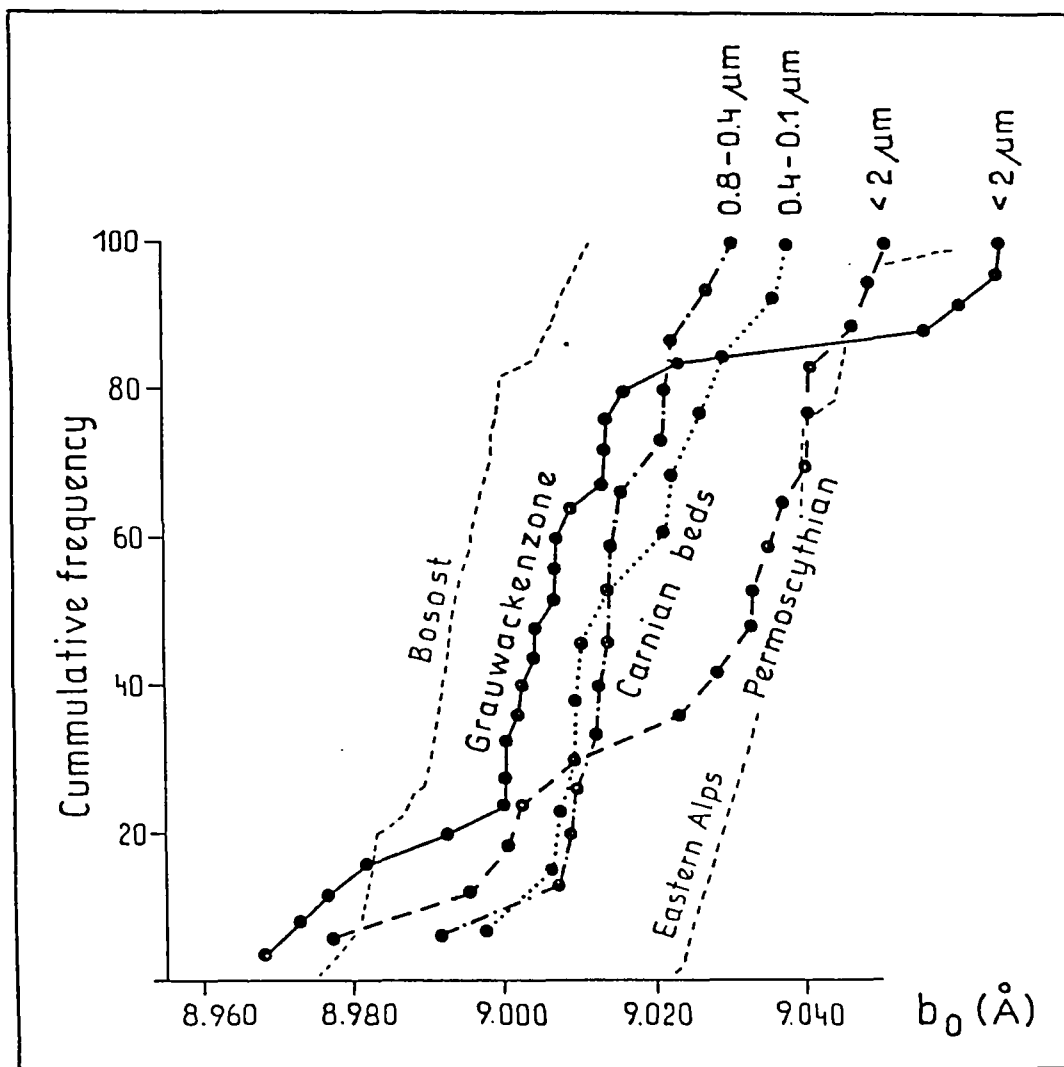


Abb. 8. Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus verschiedenen geologischen Einheiten der Ostalpen). Grauwackenzone: mean = 9.009(25), $n = 25$; Bosost, Eastern Alps = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974), Definition s. Text.

Grauwackenzone (mean = 9,013(25), $n = 44$; L. RATSCHBACHER & K. KLIMA, 1985) sowie mit Werten aus der Salzburger Grauwackenzone (mean = 9,009(25), $n = 25$; M. KRÁLIK & J.-M. SCHRÁMM, in Vorbereitung) überein. Der Grund für die etwa doppelt so große Standardabweichung der beiden Vergleichsergebnisse ist darauf zurückzuführen, daß bei diesen Untersuchungen größere heterogene Bereiche beprobt wurden, was stärker divergierende Rahmenbedingungen zur Folge hat. Es wäre aber auch eine Überlappung von mindestens zwei Hellglimmergenerationen denkbar.

Auffällig an der ermittelten Summenkurve ist die Unterbrechung der Kontinuität gegen die größeren b_0 -Werte. Bei Anwendung der sedimentpetrographischen Diskriminationsanalyse nach G.S. VISHNER (1969) kann eine zweite Subpopulation von Hellglimmern belegt werden (Abb. 9).

Im Histogramm (Abb. 10) zeigen sich die beiden Populationen ebenfalls. Ein an deren Werten vorgenommener Student t-Test ergab einen t-Wert von 10,99 bei einem Schwellwert $t(99\%) = 2,67$ und $n = 56$. Die Populationen können daher als voneinander unabhängig angenommen werden (D. MARSAL, 1979). Die Daten sind für Population I: mean = 9,005(7), $n = 44$ und für Population II: mean = 9,027(4), $n = 13$.

Nach dem von C. CIPRIANI et al. (1968) festgelegten Unterscheidungskriterium zwischen Muscovit und Phengit liegt Population I zur Gänze im Muscovitfeld, Population II hingegen im Grenzbereich Muscovit/

Phengit. Da keine Beeinflussung durch Al-reiche Mineralparagenesen festgestellt werden konnte, liegt die Schlußfolgerung auf zwei unterschiedliche barometrische Ereignisse nahe. Um sicherzugehen, daß der statistischen Unabhängigkeit der Populationen auch geologische Bedeutung beigemessen werden kann, ist zu diskutieren, ob nicht eine Doppelhäufigkeit vorliegt. Dies würde zutreffen, wenn Population I höheren, Population II niedrigeren IK-Werten zugeordnet werden kann, was für mangelhafte Sorgfalt während des Präparationsvorganges sprechen würde.

Erwartungsgemäß müßte zwischen IK (Temperatur) und b_0 -Werten (Druck) eine geringe Abhängigkeit bestehen, wie A. PADAN et al. (1982) durch Untersuchungen in den Anden und Kaledoniden nachweisen konnten. In den untersuchten Proben besteht ebenfalls nur eine geringe Abhängigkeit zwischen den beiden Metamorphoseparametern (Abb. 11). Die Trends der beiden Populationen stimmen mit den angegebenen Referenzlinien überein. Population I und II belegen verschiedene Druck-, aber vergleichbare Temperaturbereiche.

Man kann daher annehmen, daß im Untersuchungsgebiet zwei barometrische Ereignisse nachvollziehbar sind. Population I liegt im Bereich des "New Hampshire"-Typs, Population II liegt zwischen den barometrischen Milieus des "New Hampshire" und "Eastern Alps"-Typs (Abb. 12). Die größere Steigung der ermittelten Summenkurven gegenüber vergleichbaren Untersuchungen geht auf den kleinregionalen Rahmen des

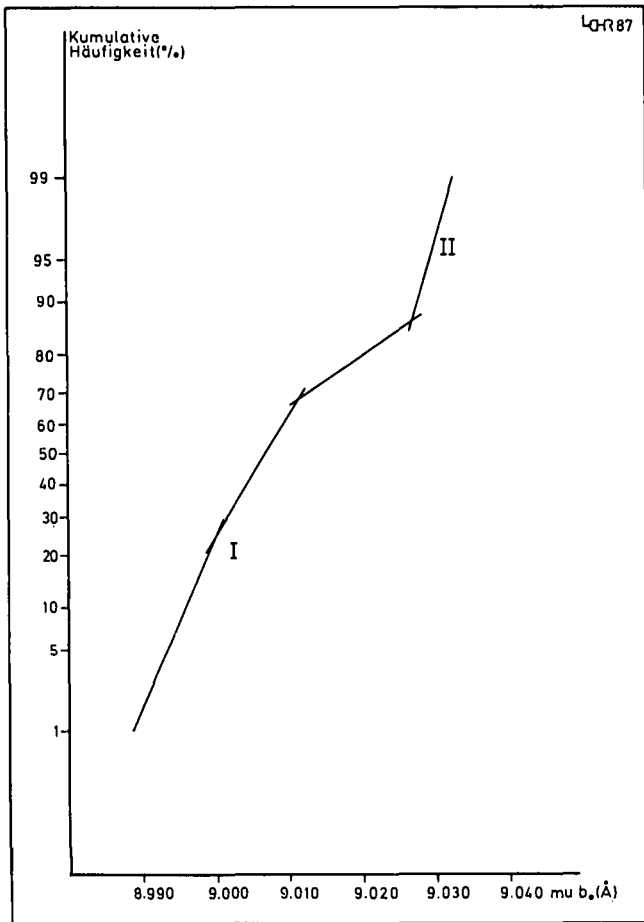


Abb. 9.
Summenkurve der b_0 -Werte von Hellglimmern (Bereich Schwarzleotal) im Wahrscheinlichkeitsnetz nach G.S. VISHN (1969).
I = Population I; II = Population II (s. Text).

Gebiets zurück, wodurch eine Überlappung mehrerer Populationen vermieden wurde. Referenzlinie (C) zeigt in ihrem oberen Verlauf eine deutliche Unterbrechung ihrer Kontinuität. Sie gleicht dem Kurvenverlauf von Population I+II (vgl. Abb. 7). Auch dabei könnte es sich um eine Überlagerung zweier Populationen handeln.

5.2. Diskussion

Zwei barometrische Ereignisse lassen prinzipiell drei geologische Modelle als Interpretation zu:

POPULATION I: VARISZISCH

POPULATION II: ALPIDISCH

- Pro: In den schweizerischen und italienischen Alpen konnten Muscovitaggregate nachgewiesen werden, deren Kern von einer phengitischen Hülle umgeben ist (S. GRAESER & E. NIGGLI, 1967).
- Contra: Geologisch jüngere Ereignisse dokumentieren sich wesentlich häufiger als ältere. Außerdem würden die so angenommenen Werte eine barometrische Anomalie am Nordrand der Grauwackenzone bedeuten, wofür nach derzeitigem Kenntnisstand kein geologisches Modell gefunden werden kann.

POPULATION I: ALPIDISCH

POPULATION II: VARISZISCH

- Pro: Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordrand der Grauwackenzone, wo die alpidische Metamorphose einen geringeren Einfluß hatte, sodaß es während der alpidischen Phasen zu keiner vollständigen Rekristallisation der variszischen Hellglimmer kam. Ähnliche Beobachtungen konnte G. JUNG (1980) an paläozoischen Gesteinen der östlichen Grauwackenzone mit K/Ar-Datierungen machen. Dies setzt voraus, daß erreichte chemische Gleichgewichte in den

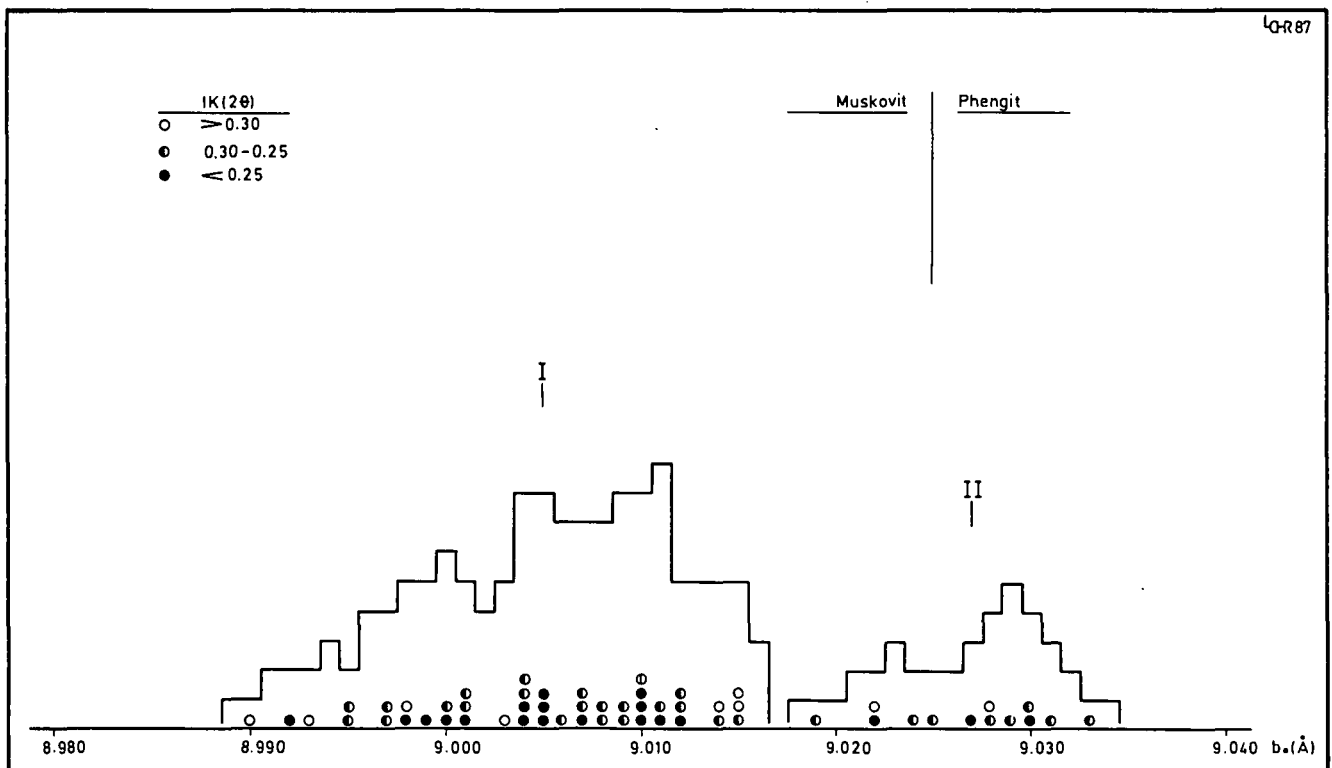


Abb. 10.
Histogramm der b_0 -Werte der Hellglimmer.
Grenze Muscovit/Phengit = 9.25 Å (nach C. CIPRIANI et al., 1968); I: mean = 9.005(7), n = 44; II: mean = 9.027(4), n = 13.

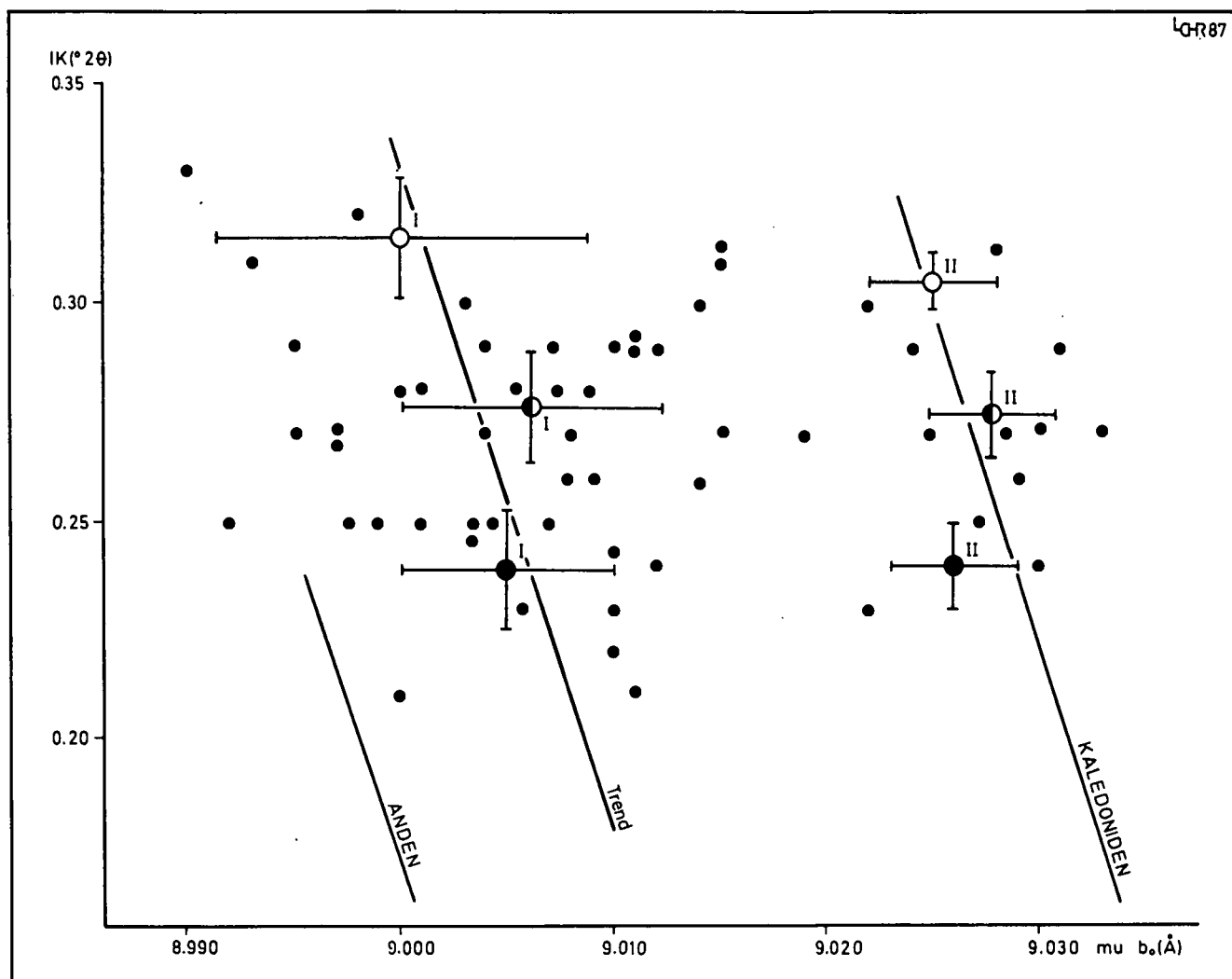


Abb. 11.

Beziehung zwischen IK und b_0 -Werten der Hellglimmer.

Anden, Kaledoniden = Referenzlinien nach A. PADAN et al. (1982); IK-Symbole s. Abb. 3.

Muscoviten bei geänderten Rahmenbedingungen bestehen bleiben.

- Contra: Isotopenmessungen an Muscoviten aus diesem Bereich der Grauwackenzone ergaben weitgehend frühalpide Alter (M. KRALIK et al., 1987).

POPULATION I: ALPIDISCH

POPULATION II: ALPIDISCH

- Pro: Analog der Metamorphoseentwicklung im Penninikum der Hohen Tauern können die beiden Populationen der frühalpide Hochdruckmetamorphose mit Lawsonit/Glaukophanfazies und der eoalpinen Grünschieferfazies zugeordnet werden (W. FRANK et al., 1987). In den Erzen der Lagerstätte Leogang treten zwei alpidische Erzbildungsphasen auf (W.H. PAAR & T.T. CHEN, 1985).
- Contra: Nach M. KRALIK et al. (1981) treten im anchizonalen Bereich des Salzburger Raums vereinzelt Isotopen-Mischalter auf. In der Erzgenese der Lagerstätte sind auch frühvariszische Vererzungsanteile vorhanden (C.L. LENGAUER, 1989). Da die phengitischen Muscovite keine tektonische Bevorzugung aufweisen, ist die Möglichkeit einer Hochschuppung tieferer Einheiten der Wildschönauer Schiefer nicht anzunehmen.

Nach dem bisherigen Erkenntnisstand kann man den Argumenten des zweiten Modells den Vorzug geben, da mit ihm eine gute Übereinstimmung mit regionalgeologischen und erzmineralogischen Beobachtungen erzielt werden kann. Weitere Beiträge zur Klärung dieses Problems werden aus Altersdatierungen an Hellglimmern der beiden Populationen erwartet.

6. Chloritchemismus

Um Hinweise auf das Verhalten der Chlorite unter den verschiedenen Metamorphosebedingungen zu erhalten, wurde der Chemismus der autigenen Chlorite mit röntgenographischen Methoden bestimmt. Ziel der Untersuchungen war es unter anderem, Beziehungen zwischen Muscovit und Chlorit zu finden. Der Chemismus wurde nach der von R. WETZEL & W.B. STERN (1973) angegebenen Strukturformel errechnet.

Die Gitterkonstanten zeigen bei den c_0 -Werten eine statistische Gleichverteilung mit $\text{mean} = 14,14(1)$, $n = 53$ und bei den b_0 -Werten eine clusterartige Verteilung mit $\text{mean} = 9,287(9)$, $n = 51$. Die Chlorite weisen unterteilt nach Metamorphosestufen, sowohl im Al^{IV}- als auch im Fe^{VI}-Gehalt eine Abhängigkeit von der Meta-

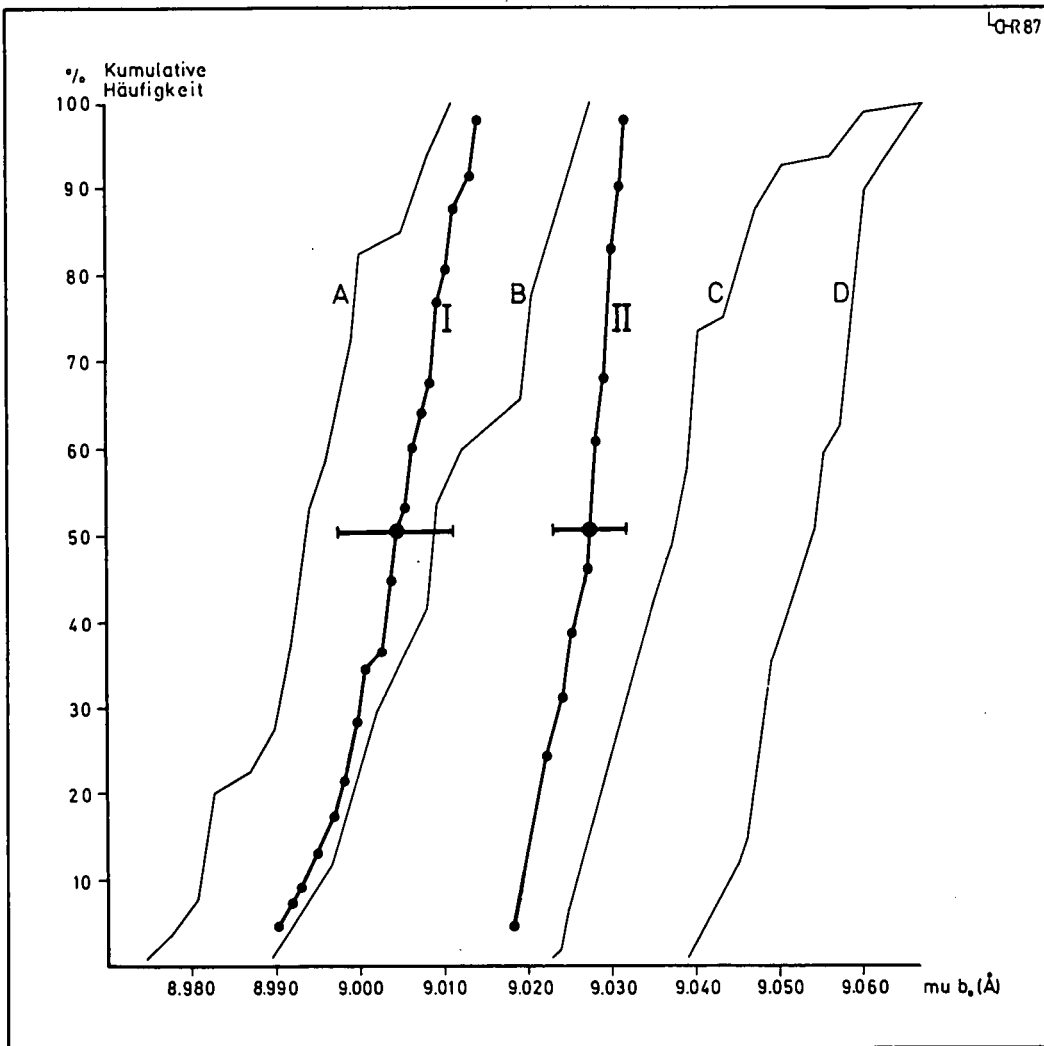
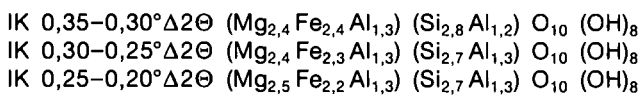


Abb. 12.
Darstellung der kumulativen Häufigkeit der b_0 -Werte (Hellglimmer aus dem Bereich Schwarzeotal).
I: mean = 9.005(7), n = 44;
II: mean = 9.027(4), n = 13;
A, B, C, D = Referenzlinien nach F.P. SASSI & A. SCOLARI (1974), Definition s. Text.

morphoseintensität auf. Die Mittel der Stufen ergeben folgende Strukturformeln:



Die Werte stimmen mit den von M. FREY (1978) für die Anchi- bzw. Epizone röntgenographisch ermittelten Strukturformeln überein. Die Zunahme der Al-Gehalte in der tetraedrischen Position wird nach M. CATHELINÉAU & D. NIEVA (1985) mit steigenden Bildungstemperaturen erklärt. Nach der angegebenen Korrelation würden die errechneten Al^{IV} -Werte Temperaturen von 250–300°C entsprechen, was mit den Ergebnissen der IK übereinstimmt. Im Gegensatz dazu nimmt das Fe/Mg-Verhältnis mit steigender Metamorphose ab. Diese Beobachtung wird durch die Arbeiten von C.D. CURTIS et al. (1985) und E. WYBRECHT et al. (1985) bestätigt. J.B. HAYES (1970) stellte beim Übergang von diagenetischem zu epimetamorphen Chlorit eine Abnahme des Fe-Gehaltes fest, aber die Al^{IV} -Korrelation verläuft negativ.

Man kann schließen, daß Chlorit der Hauptlieferant für den steigenden Celadonitgehalt von Muscovit bei zunehmenden pT-Bedingungen ist. Im chemischen Klassifikationsschema der Chlorite nach M.D. FOSTER (1962) liegen die untersuchten Proben im Grenzbereich Brunsvigit-Rhipidolith.

7. Chlorit-Kristallinität

Wie bei den Illiten kommt es auch bei den Chloriten zu strukturellen Transformationen im Verlauf einer progressiven pT-Beanspruchung. Dabei wird primärer Ib-Chlorit über Zwischenstufen bei 150–200°C in den stabilen IIb-Polytyp überführt (J.B. HAYES, 1970). Diese Zunahme der Gitterordnung bewirkt ebenfalls eine Abnahme der Halbhöhenbreiten der beiden ersten Basalreflexe, wodurch ein Zusammenhang zwischen Illit- und Chlorit-Kristallinität (CK) gegeben sein sollte.

Trotz der schwächeren Intensität zeigen die 001-Reflexe eine geringere Streuung als die Werte der 002-Reflexe. Der Grund dürfte im Vorhandensein von Kaolinitrelikten und verschiedenen koinzidierenden Phasen (mixed-layer) liegen. Zusätzlich ist der störende Einfluß einer hohen Untergrundstreuung bei Fe-hältigen Substanzen in Betracht zu ziehen.

Die prinzipielle Anwendbarkeit der Methode läge darin, daß es im Bereich der Epizone zu einer relativen Zunahme der Chloritanteile kommt, wodurch auch die 001-Reflexe mit der nötigen Intensität vorliegen. Bei der Verfälschung der IK-Werte durch koinzidierende mixed-layers könnten etwaige Erkenntnislücken ausgefüllt werden. Als apparative Grundlage sind niederenergetische Röntgenquellen (Fe, Cr) oder Sekundärmonochromator Voraussetzung. Als zusätzliche Variable muß die Abhängigkeit der Peakintensitäten vom Chemismus (K. OINUMA et al., 1972) in Betracht gezogen werden.

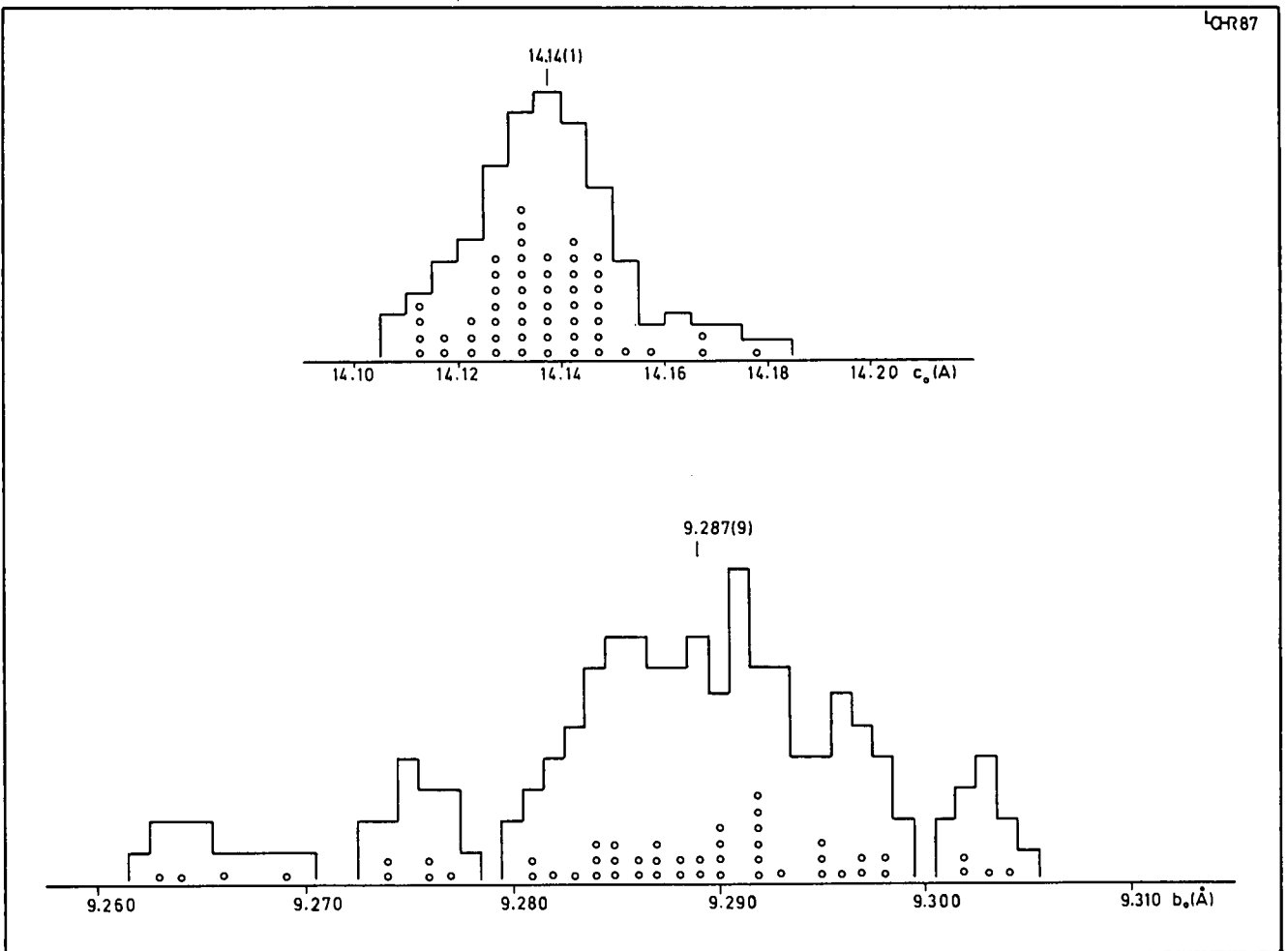


Abb. 13.
Histogramm der c_0 - und b_0 -Werte von Chloriten der Fraktion $<2\mu\text{m}$ (Bereich Leogang).
 c : mean = 14.14(1), n = 53; b : mean = 9.287(9), n = 51.

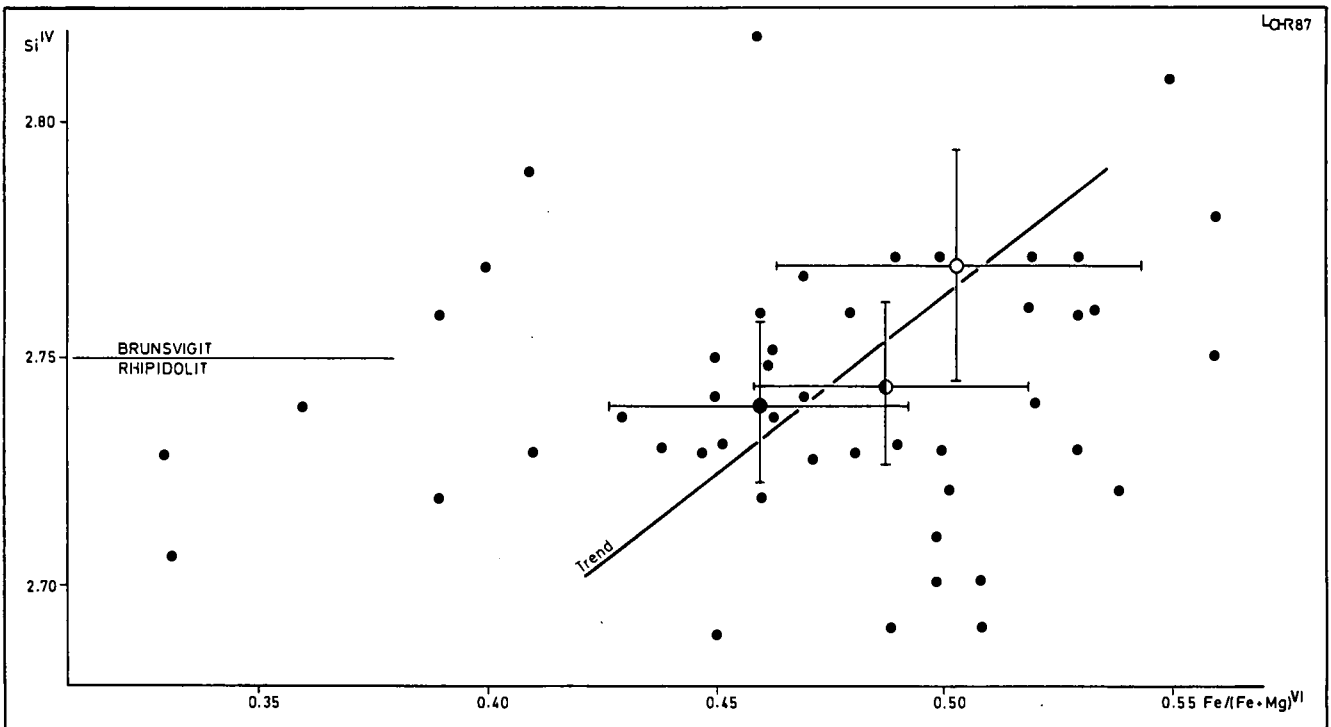
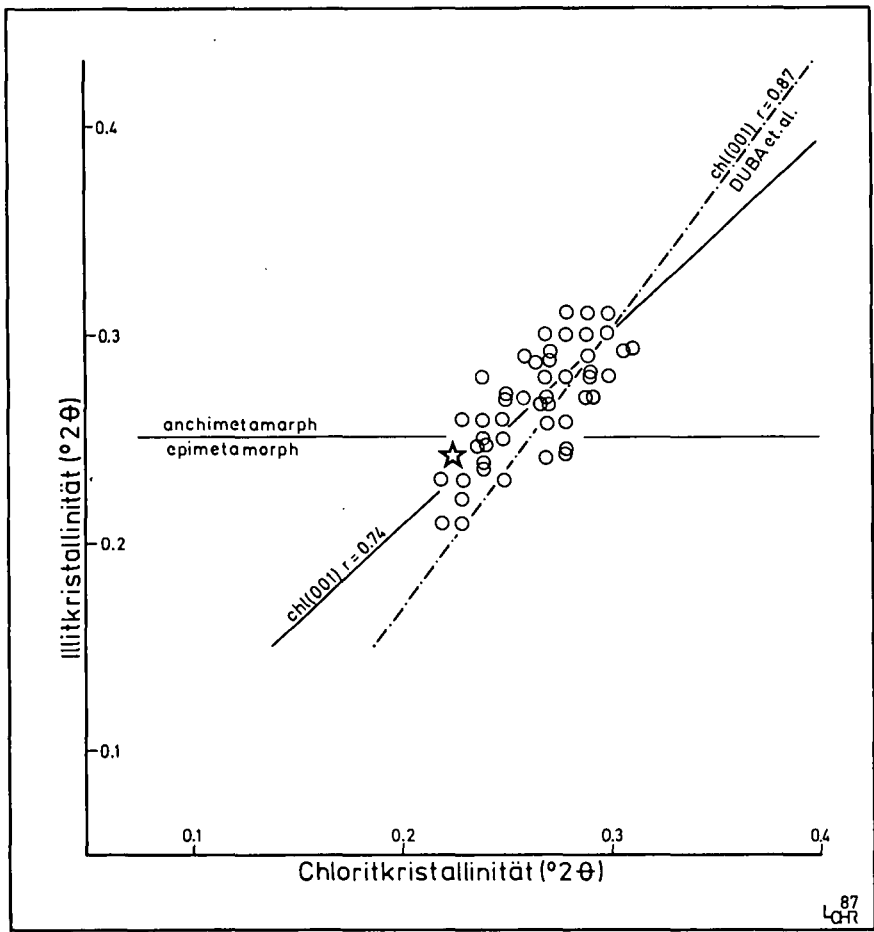
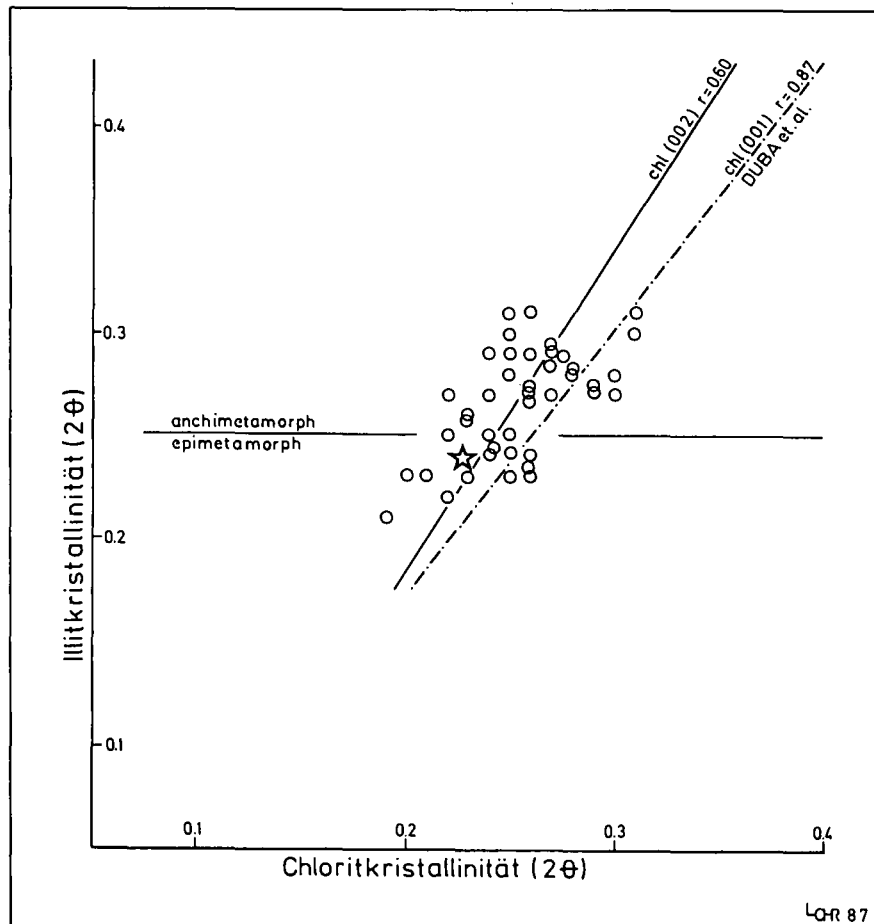


Abb. 14.
Lage der Probenpunkte im Chlorit-Klassifikationsdiagramm nach M.D. FOSTER (1962).
IK-Symbole s. Abb. 3.



◀ a

Abb. 15.
 Beziehung zwischen Chlorit- und Illit-Kristallinität.
 Referenzlinie nach D. DUBA & A.E. WILLIAMS-JONES (1983); Stern = Lage des IK-Standards MF 1046-1.
 a) IK vs. CK(001-Peak).
 b) IK vs. CK(002-Peak).



◀ b

8. Erztexturen

In den verschiedenen Erzparagenesen des Lagerstättenraums weisen mehrere Erztexturen auf einen kausalen Zusammenhang mit der thermischen Komponente variszischer und alpidischer Metamorphose hin:

Pyrit als Haupterz der Brandenschiefer weist eine deutliche Zonierung mit einschlußreichem Kern und randlich ausgeheiltem Rekristallisationsaum auf.

Im Revier Schwarzleo führt jungpaläozoischer, massiver Galenit „annealing“-Texturen (vgl. P. RAMDOHR, 1980, Fig. 441).

Im Galenit liegt Millerit als Pseudomorphose nach Ni-Thiospinell (Polydymit) vor. Diese Umwandlung, nach der Reaktion



ist als sekundäre thermische Beanspruchung interpretierbar.

Im Revier Nöckelberg zeigt butzenförmiges Fahlerz im Kern „annealing“-Texturen, im Randbereich Rekristallisationen. Pyritvererzungen hingegen lassen wegen der anchizonalen Bedingungen keine thermischen Reaktionen erkennen.

Dank

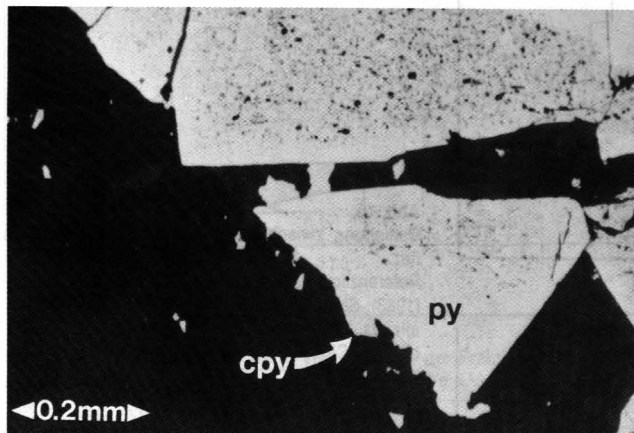
Wir danken der Abteilung Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenlehre des Institutes für Geowissenschaften (Prof. Dr. G. AMTHAUER) für die Unterstützung zu dieser Arbeit. Besonderer Dank gilt Prof. Dr. E. KIRCHNER für anregende Diskussionen. Weiters danken wir Prof. Dr. W.H. PAAR und Dr. E. DACHS (alle Salzburg) für kritische Anmerkungen zur Erzmineralogie bzw. Muskovitbarometrie. Die Anschliffe wurden dankenswerterweise von W. WALDHÖR angefertigt.

Literatur

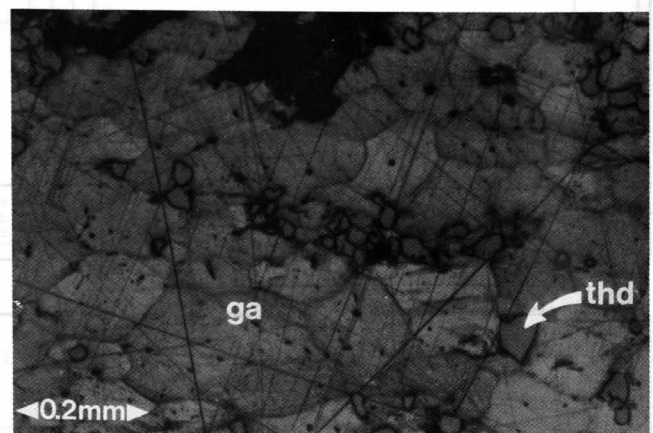
BECHTOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM, J.-M. (1981): Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg (Österreich). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10/11**, 305–353.

CIPRIANI, C. et al. (1968): La composizione della miche chiare in rapporto co le costanti reticolare e col grado metamorfico. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **24**, 153–187.

CATHELINEAU, M. & NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235–244.



▲ a
▼ c



▲ b
▼ d

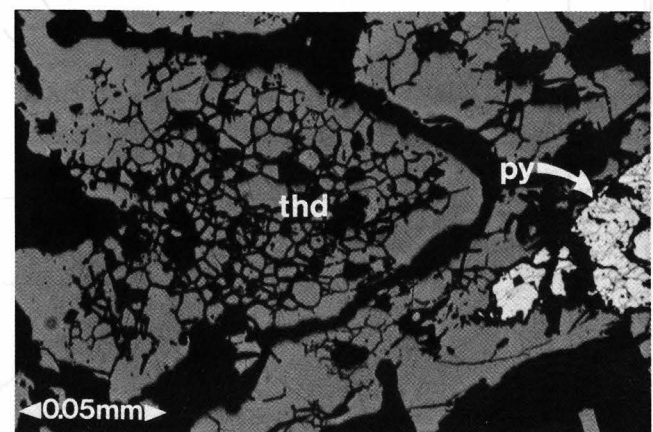
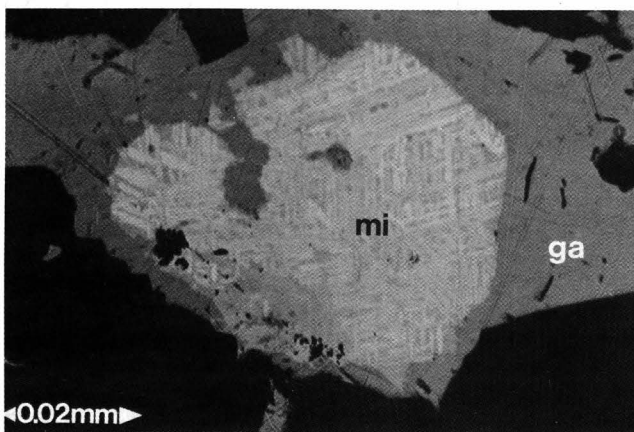


Abb. 16.

- a) Pyrit (py) mit randlicher Rekristallisation, Chalkopyrit (cpy). Brandenschiefer Hochwartgraben; G152, 5x, //N, Luft.
 b) Massiver Galenit (ga) mit Fahlerz (thd). Revier Schwarzleo, Erasmusgrube, Sammlung St.Peter; Strukturätzung (HNO₃ 1 : 1, 30 sec); 5x, //N, Luft.
 c) Milleritpseudomorphose (mi) nach Polydymit in Galenit (ga) mit Fahlerz (thd) und Pyrit (py). Revier Schwarzleo, Erzkendlgraben, Tar15; 20x, //N, Öl.
 d) Fahlerz (thd) mit Rekristallisationsaum und Annealing-Textur, py = Pyrit. Revier Nöckelberg, Brandstattötzt, E9b; 20x, //N, Öl.

- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 343–378.
- CURTIS, C.D. et al. (1985): Composition Variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. – Min. Mag., **49**, 352, 375–386.
- DIETRICH, H. (1983): Zur Petrologie des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – TMPM, **31**, 235–257.
- DUBA, D. & WILLIAMS-JONES, A.E. (1983): The Application of Illite Crystallinity, Organic Matter Reflectance and Isotopic Techniques to Mineral Exploration: A Case Study in Southwestern Gaspe, Quebec. – Econ. Geol., **78**, 1350–1363.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. – Bull. Cent. Rech. Pau. (SNPA), **3**, 147–153.
- FOSTER, M.D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. – Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., **414-A**, 1–33.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and tectonic history of the central Tauern window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, Wien (Deuticke).
- FREY, M. (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. – Journ. Petrol., **19**, 95–135.
- FREY, M. et al. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – Ecl. Geol. Helv., **73/1**, 173–203.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – SMPM, **66**, 13–27.
- FREY, M. (1987a): The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H₂O, Helvetic Alps, Switzerland. – SMPM, **67**, 1–11.
- FREY, M. (1987b): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. – In: FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism, 9–58, Glasgow (Blackie).
- GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; Ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. – In: Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 18.–21. 4. 1966, 89–104, Neuchâtel (Baconnière).
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1976): Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. N. Jb. Miner. Abh., **127**, 97–142.
- HAYES, J.B. (1970): Polytypism of Chlorite in Sedimentary Rocks. – Clays and Clayminerals, **18**, 285–306.
- HOUSEKNECHT, D.W. & MATTHEWS, S.M. (1985): Thermal Maturity of Carboniferous Strata, Ouachita Mountains. – AAPG Bull., **69**, 3, 335–345.
- HUNZIKER, J.C. et al. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**, 157–180.
- JUNG, G. (1980): Radiometrische Altersdatierungen und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am steirischen Erzberg. – Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S15, **1**, 20–27.
- KRALIK, M., THÖNI, M. & FRANK, W. (1981): Metamorphoseuntersuchungen in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich. – Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt S15, **2**, 37–42.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Wien (Deuticke).
- LENGAUER, C.L. (1989): Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang (Salzburg). – Diss. Naturw. Fak. Univ. Salzburg, 164 Bl., Salzburg.
- LINDQVIST, J.E. & WIDMARK, T. (1986): Paragenetical influence on Fe-Mg content in white K-micas from pelitic rocks in the central Scandinavian Caledonides. – N. Jb. Miner. Abh., **155**, 3, 305–317.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Aufl., 192 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. – Contrib. Mineral. Petrol., **96**, 212–224.
- ONUMA, K. et al. (1972): Triangular Diagrams in Use of Survey of Crystal Chemistry of Chlorites. – Proc. Int. Clay Conf. Madrid, 123–130, Madrid.
- PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1986): Zur Mineralogie von Cu-Ni-(Co)-Pb-Ag-Hg-Erzen im Revier Schwarzleo bei Leogang, Salzburg, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **78**, 125–148.
- PADAN, A., KISCH, H. & SHAGAM, R. (1982): Use of Lattice Parameter b₀ of Dioctahedral Illite/Muscovite for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. – Contrib. Mineral. Petrol., **79**, 85–95.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltenal, Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 151–173.
- RAMDOHR, P. (1980): The ore minerals and their intergrowth. – 2. Aufl., 1205 S., Oxford (Pergamon Press).
- SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 1–45.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A. (1974): The b₀ Value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. – Contrib. Mineral. Petrol., **45**, 143–152.
- SCHRAMM, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchi-metamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/2**, 3–20.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 379–384.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. – Am. Jour. Sci., **263**, 886–913.
- VISHER, G.S. (1969): Grain Size Distribution and Depositional Processes. – Journ. Sediment. Petrol., **39/3**, 1074–1106.
- WETZEL, R. & STERN, W.B. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. – SMPM, **53**, 273–296.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. 5. Aufl., 348 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer).
- WYBRECHT, E. et al. (1985): Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism: data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Marocco). – Min. Mag., **49**, 352, 401–412.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. April 1989.

Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin

By MICHAL NEMČOK, FRANTIŠEK MARKO, MICHAL KOVÁČ & LÁSZLÓ FODOR*)

With 16 Figures

ČSSR
Wiener Becken
Neogen
Tektonik
Paläostress

Contents

Zusammenfassung	443
Abstract	443
1. Introduction	443
2. The Lower Miocene Time	445
3. The Lower to Middle Miocene Transition Period	449
4. The Middle Miocene Period	452
5. The Upper Miocene to Pliocene Period	453
6. Conclusions	455
References	456

Zusammenfassung

Eine geodynamische Rekonstruktion der neogenen Geschichte des NE-Teils des Wiener Beckens und der angrenzenden Teile der Kleinen Karpathen auf der Basis von ökostratigraphischen, sedimentologischen und strukturellen Daten wird vorgestellt.

Die tektonische Entwicklung des Gebietes und die Sedimentation wurden durch wechselnden Paläostress kontrolliert. Die Achse des maximalen Kompressions-Stresses war in einer subhorizontalen Ebene wirksam und rotierte schrittweise von NW-SE nach NE-SW.

Im Unter-Miozän wurde die Falten- und Überschiebungstektonik abgelöst von Blattverschiebungen mit maximaler Kompression in NW-SE-Richtung.

Das Mittel-Miozän war charakterisiert durch ausgedehnte Blattverschiebungen mit NE-SW-Kompression.

Während des Ober-Miozäns und Pliozäns herrschte Zerrungs-Tektonik mit einer NW-SE-gerichteten Achse maximaler Dehnung vor.

Abstract

The geodynamical reconstruction of the Neogene history of the NE part of the Vienna Basin and of adjacent parts of the Malé Karpaty Mts. is based upon ecostratigraphical, sedimentological and structural data.

The tectonical development of the area and sedimentation were controlled by changing paleostress. The axis of the maximum compressional stress was effective in a subhorizontal plane and rotated gradually from NW-SE to NE-SW.

In the Lower Miocene time the fold-overthrust tectonics was followed by strike-slip faults with the NW-SE maximum compressional stress.

The Middle Miocene stage was characterized by extensive strike-slip faults with the NE-SW maximum compressional stress.

During the Upper Miocene and Pliocene the extension tectonics with the NW-SE maximum extension axis prevailed.

1. Introduction

The purpose of the geodynamical reconstruction of the Neogene history of the NE part of the Vienna Basin and adjacent parts of the Malé Karpaty Mts., of the Brezovské pohorie Mts. and Myjavská pahorkatina upland is the elucidation of the genesis of intramontane depressions of the Western Carpathians. The depressions formed in the area affected by fading subduction of the North-European platform beneath the overriding system of Carpathian-Pannonian blocks (the subduction passed into a continent-continent type collision), and by the elevation of the asthenosphere in the Pannonian region.

In the Neogene time the formation of basins and deposition were controlled by regional faults whose kinematic regime reflects the stress field of particular stages. The stress formed the faults or controlled the kinematic regime of older faults. This led to the so called kinematic fluctuation of faults (MONTENAT et al., 1987). Tectonic activity of regional significant faults has been derived on the basis of the study of mesoscopical structures at representative localities (Fig. 1).

*) Authors' addresses: MICHAL NEMČOK, Dionyz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, ČSSR-81704 Bratislava; FRANTIŠEK MARKO, MICHAL KOVÁČ, Geological Institute of the Centre of Geoscience Research, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, ČSSR-81473 Bratislava; LÁSZLÓ FODOR, Loránd Eötvös University, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest.

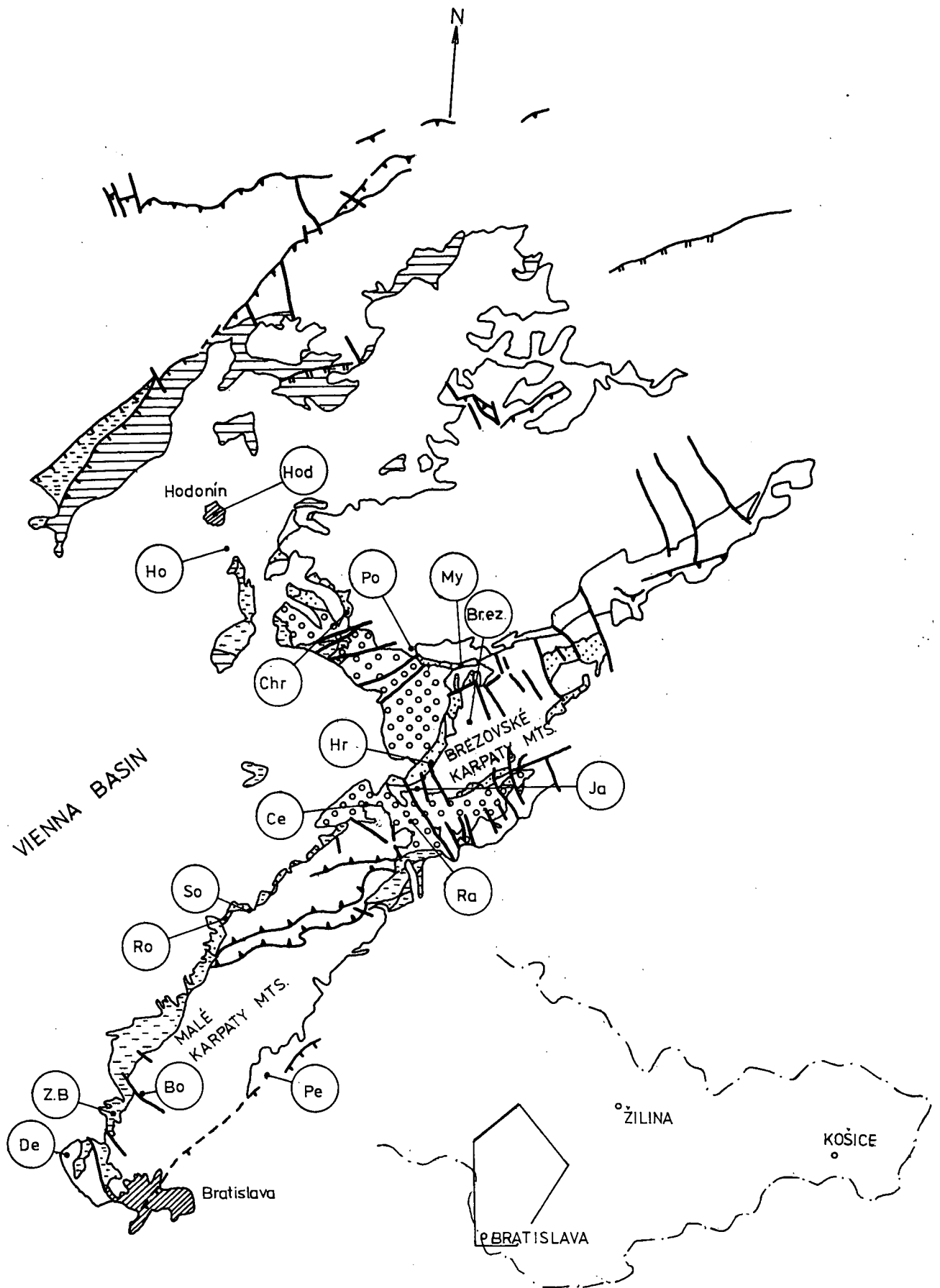


Fig. 1.
 Scheme of localities studied.
 Bo = Borinka; Brez = Brezová pod Bradlom; Ce = Cerové-Lieskové; De = Devínska Nová Ves; Ho = Holič; Hod = Hodonín; Hr = Hradište pod Vrátom; Chr = Chropov; Ja = Jablonica; My = Myjava-Belanský; Pe = Pezinok; Po = Podbranc; Ra = Raková; Ro = Rohožník; So = Sološnica; ZB = Záhorská Bystrica.

The study was based on the properties of the lithosphere behaving as an elastic layer transferring the stress over a distance of several hundreds of km (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Besides large faults the stress also generated minor structures distributed in the earth's crust. Mesozoic, Paleogene, Eggenburgian, Karpatian, Badenian, Sarmatian and Pannonian rocks were studied and the predominant paleo-stress in the Neogene stages was found out by the method of elimination.

Shear and tension faults whose movement planes were constructed and whose stress tensors were found out, have been analyzed at the representative localities.

In ideal cases (Fig. 2), i. e. with subvertical and subhorizontal vectors, HOEPPNER'S (1955) and JAROSZEWSKI'S (1972) projections were applied, in more complicated cases we used ANGELIER-MECHLER'S (1976) and ALEXANDROWSKI'S (1986) projections.

Sometimes several movement phases might have been distinguished in the field on the basis of lineation

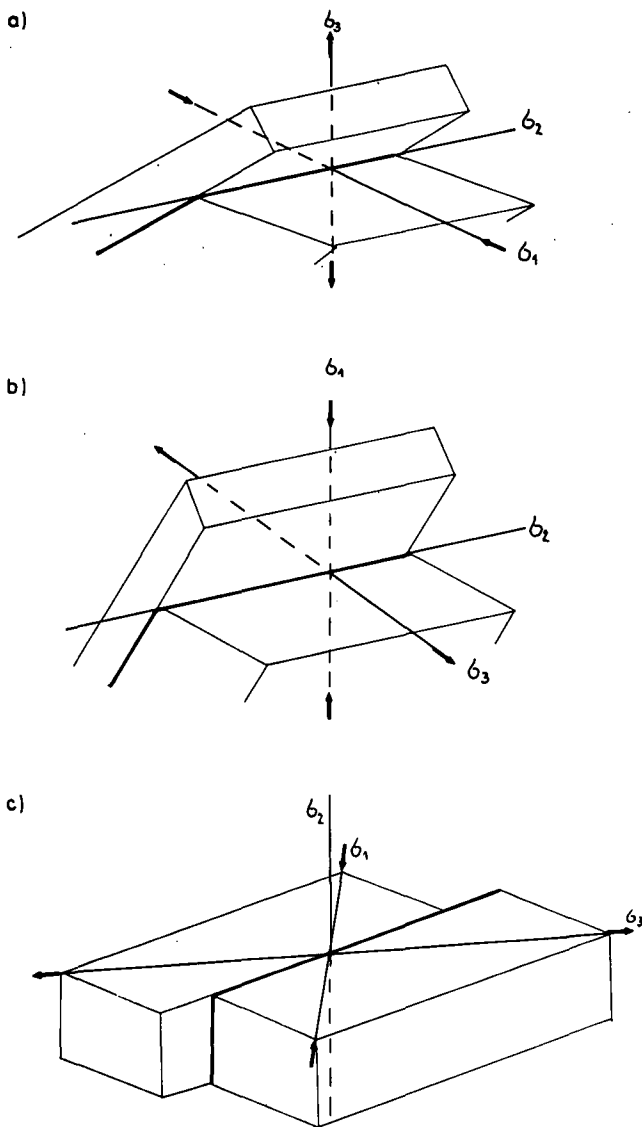


Fig. 2. Relation between stress tensor and ideal shear faults (ANDERSON, 1951). σ_1 = maximum compressional stress; σ_2 = intermediate stress; σ_3 = minimum compressional stress (relative extension). a = reverse fault; b = normal fault; c = strike-slip fault.

relations on tectonic slickensides in other cases on the basis of statistical evaluation of data on fault planes and movement direction on them (ALEXANDROWSKI, 1986).

Four principal phases with regional paleo-stress tensor of variable orientation have been distinguished. Sometimes their accurate delimitation was difficult because of the more or less continuous rotation of the stress tensor direction. In the area of study there were besides ideal faults also other variants whose origin had been due to not only the paleostress but also to the pre-existing anisotropy. Structural analysis was complemented with sedimentological data.

2. The Lower Miocene Time

The earliest paleostress field had an axis of maximum compressional NW-SE-oriented stress. Its existence is closely connected with the overriding of the Western Carpathians orogene over the North European Platform. The direction of the maximum compressional stress is in accordance with the movement of the West Carpathian block. A presumption of the northvergent movement of the orogene is based upon direct paleomagnetic evidence (KOVÁČ et al., 1988) and indirect structural evidence. In the course of the consequent overthrust the movement in SW part of the West Carpathians takes a sinistral turn to its present position, i. e. NW-wards.

The age range of this phase is Eggenburgian - Lower Badenian, the lower boundary being limited by the age of the Neogene sediments studied. On the basis of deformations in the western part of the Western Carpathians (STRÁNIK et al., 1979; KOVÁČ et al., 1984; STEININGER et al., 1984; VASS et al., 1983; JIŘÍČEK, 1979, 1985, 1987) and the present conception of the development of the Flysch Belt, the lower boundary of the effective paleostress may be dated as Paleogene.

The relatively long phase is distinctly reflected at the localities studied. Fig. 3 shows interpretations of the maximum compressional stress and of the minimum compressional stress (relative extension). Evidently the maximum compression component in particular areas varied around the maximum in NW-SE direction. There are several causes of the course dispersion:

- 1) The dispersion caused by the stress field axis deviation in the marginal parts of the accretion prism. The dispersion was found out by ANGELIER et al. (1986) (Fig. 4) and explained by a simple model of viscous material.
- 2) The change of stress field orientation in the evolution of the accretion prism and its deformation (-KNIFE-NEEDHAM, 1986; DEWEY et al., 1986).

In the area of study the phase was identified in Mesozoic rocks at the localities Devínska N. Ves, Záhorská Bystrica, Borinka, Hradište pod Vrátnom, in Paleogene Rocks near Sološnica, in Eggenburgian sediments near Podbranč, Chropov, Myjava-Belanský, Hradište pod Vrátnom, in Karpatian sediments near Cerové - Lieskové. Up to the Eggenburgian the phase was characterized preferably by fold-reverse fault tectonics, during the Eggenburgian by formation of reverse fault zones (Fig. 5).

The Eggenburgian depositional area was formed in a stress field whose compression component might have

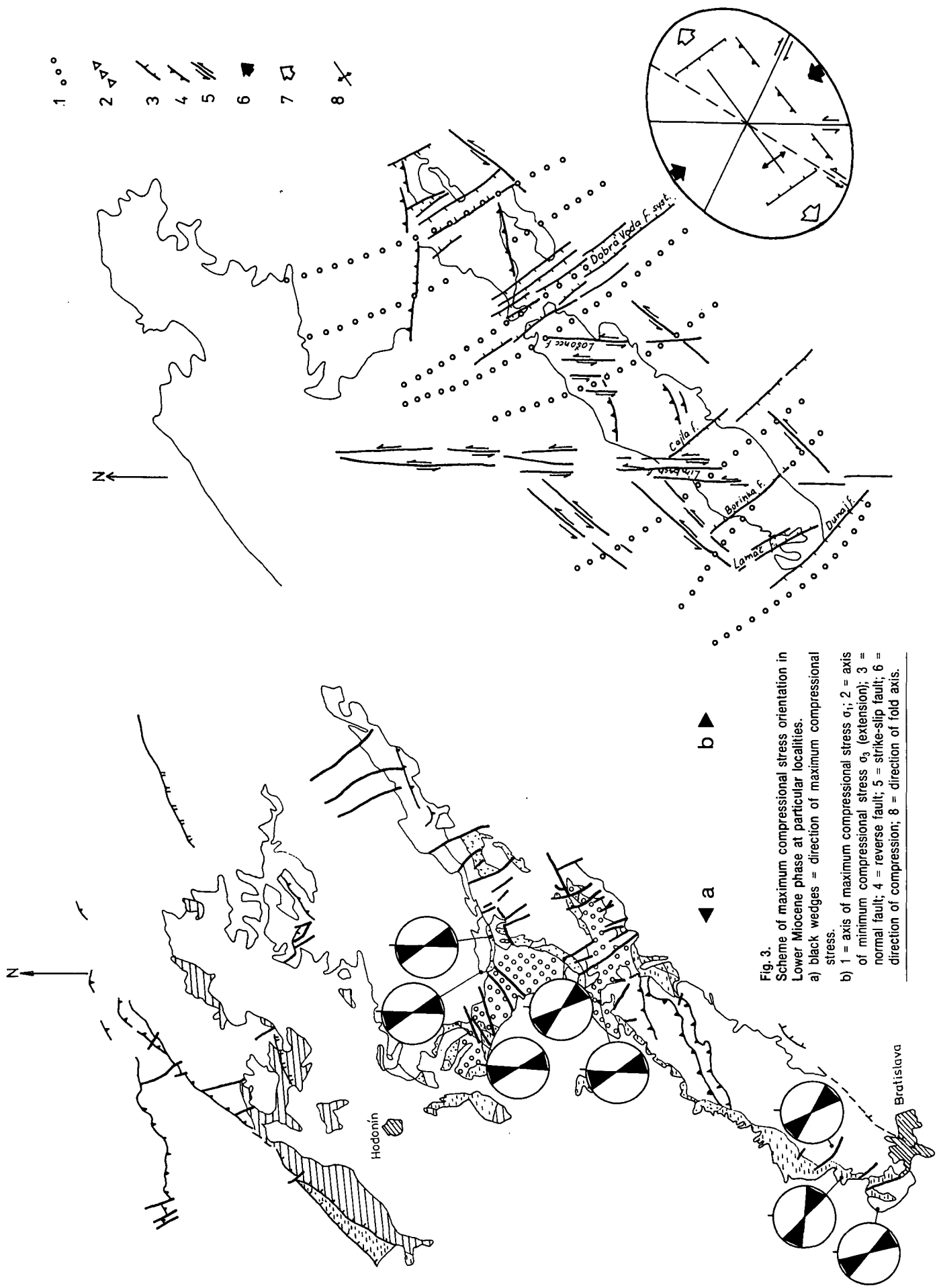


Fig. 3.
 Scheme of maximum compressional stress orientation in Lower Miocene phase at particular localities.
 a) black wedges = direction of maximum compressional stress.
 b) 1 = axis of maximum compressional stress σ_1 ; 2 = axis of minimum compressional stress σ_3 (extension); 3 = normal fault; 4 = reverse fault; 5 = strike-slip fault; 6 = direction of compression; 8 = direction of fold axis.

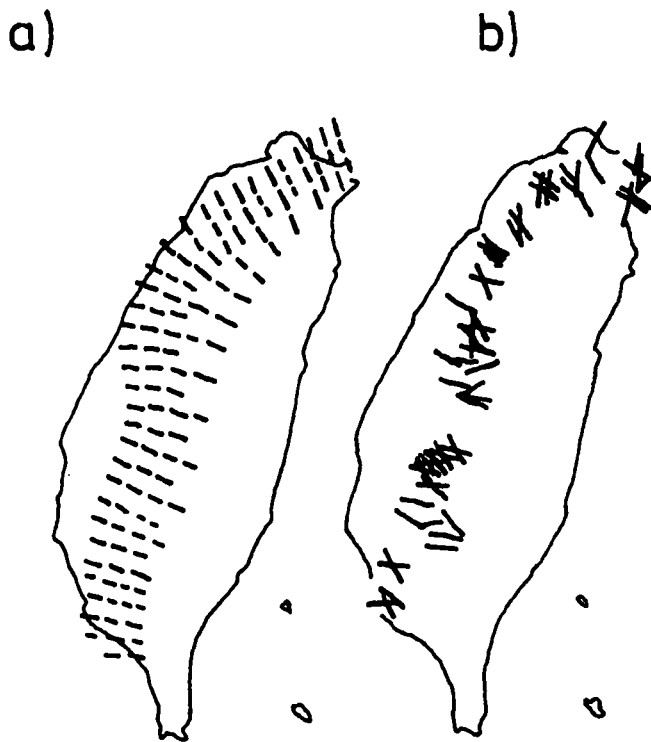


Fig. 4.
Maximum compressional stress direction in Taiwan during collision process (ANGELIER et al., 1986).
a) Directions determined by fold analyses.
b) Directions determined by fault population analyses.

been effective in N-S course. Sea transgression from the foredeep crossed the fronts of flysch Carpathian nappes and advanced to the Palealpine-consolidated part of the orogene.

There in the shear zone strained by sinistral strike-slip faults an intramontane depression formed along the inner margin of the Klippen Belt (KOVÁČ et al., 1988). Partial depressions separated by the basement elevations were generally E-W to ENE-WSW striking in both the area of flysch nappes and the area of the Central Western Carpathians (JIŘIČEK, 1979; KOVÁČ et al., 1988). In the area studied the deposition commenced with basal conglomerates forming large alluvial fans on the periphery of the depositional area. At the beginning, the clastic material transport direction was from S, SE to N, NW, later on the longitudinal transport direction with the NE-SW depression axis prevailed. Denudation remnants of sediments preserved are indicative of both the lateral and the vertical facies changes. An upward transition of conglomerates and sandstones into pelites is evident. Syntectonic activity of faults is indicated by fluxoturbidites mainly in the area of flysch nappes.

The sedimentation retreat from the Klippen Belt area proceeded during the Ottnangian time. Sediments of the Eggenburgian - Ottnangian depositional cycle occurred mainly in the area of the present Vienna Basin on the basement built up of flysch nappes (JIŘIČEK & TOMEK, 1981).

In the Lower Miocene time the advance of orogene on the platform and the space shortening resulted in accumulation and increasing thickness of the frontal part of the orogene. It caused a rapid increase of lithostatic pressure and preferred formation of strike-slip faults (Fig. 6). During the Karpatian the maximum compressional axis of the paleostress was effective in the NW-SE direction.

The change in the tectonic regime during the Karpatian is indicated by the character of sedimentation and by changing paleogeographic extension of the basin

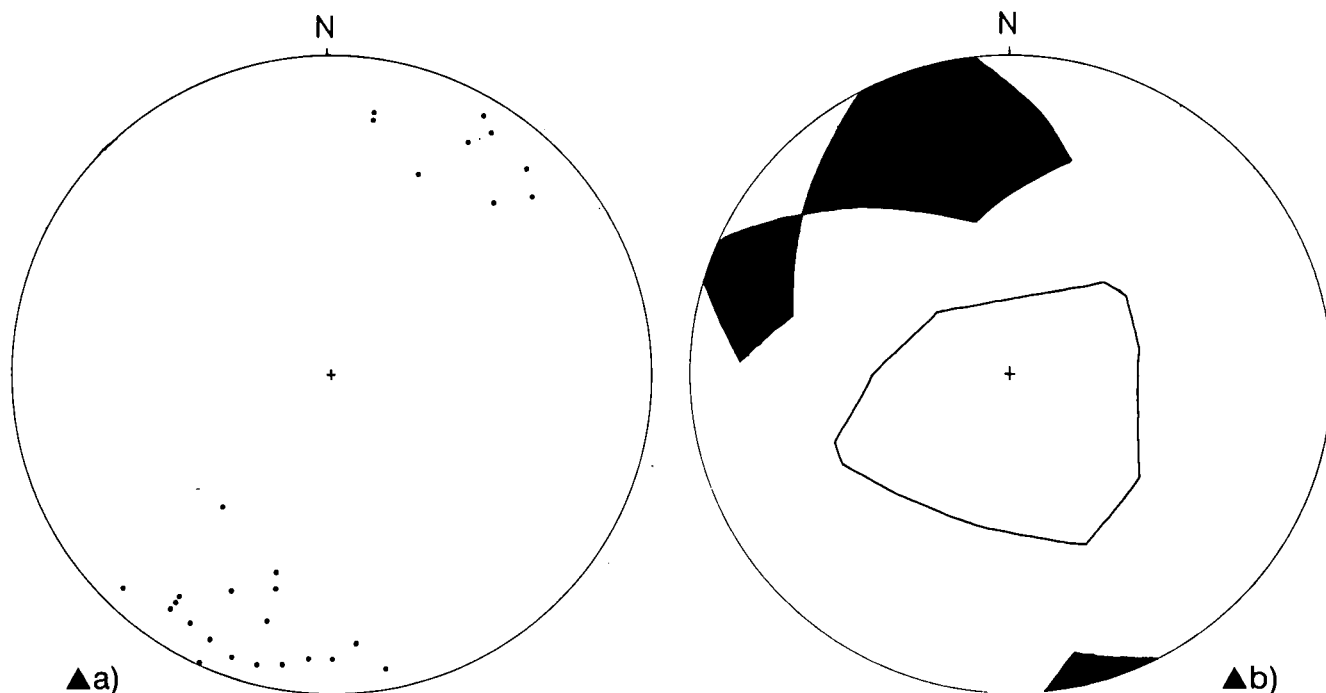


Fig. 5.
a) Shortening of Eocene rocks at Sološnica in section perpendicular to B-axes of folds.
● = B-axes of folds.
b) Tectonogram of analyses of reverse faults in Eggenburgian rocks at locality Podbranc.
Black cutting = maximum compressional stress orientation; white cutting = relative extension orientation.

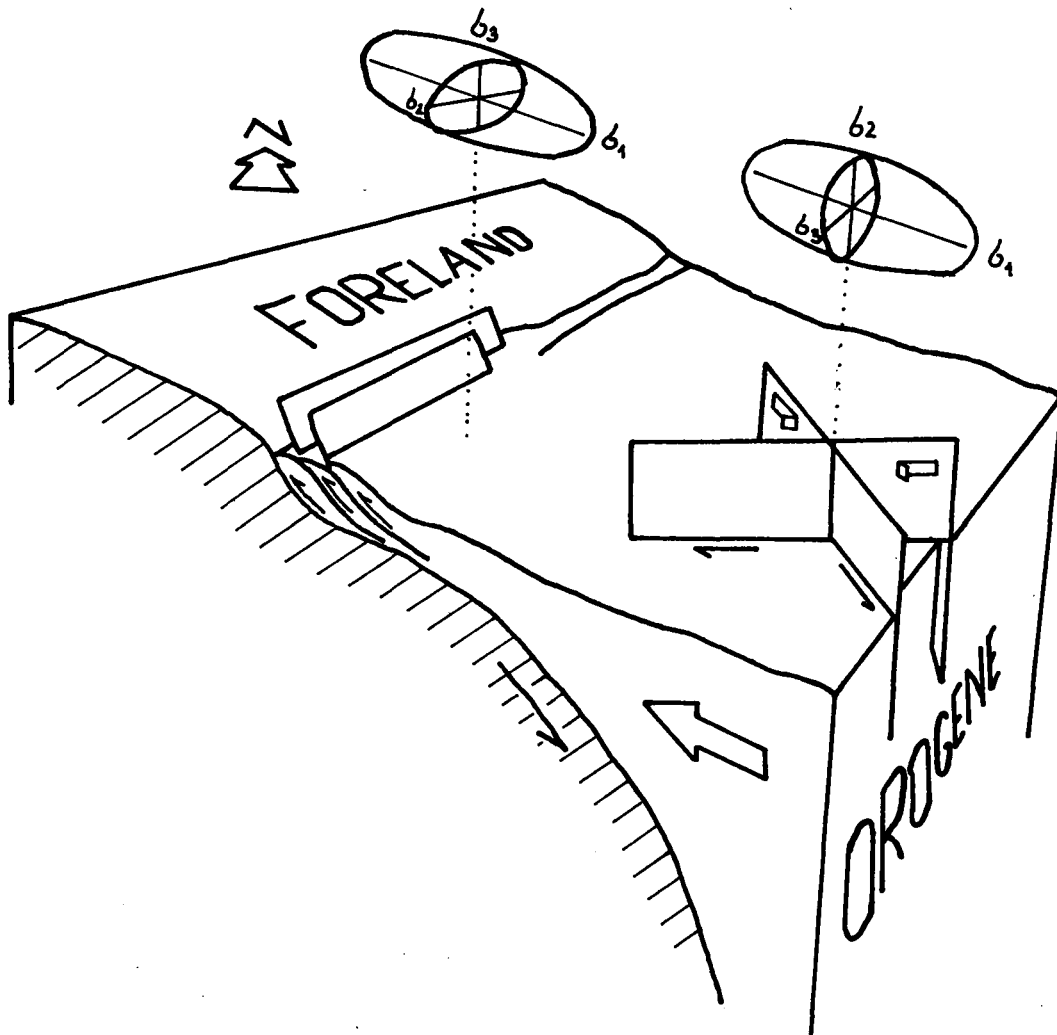


Fig.6.
Ellipsoids of stress tensors.
 σ_1 = maximum compressional stress; σ_2 = intermediate stress; σ_3 = minimum compressional stress.

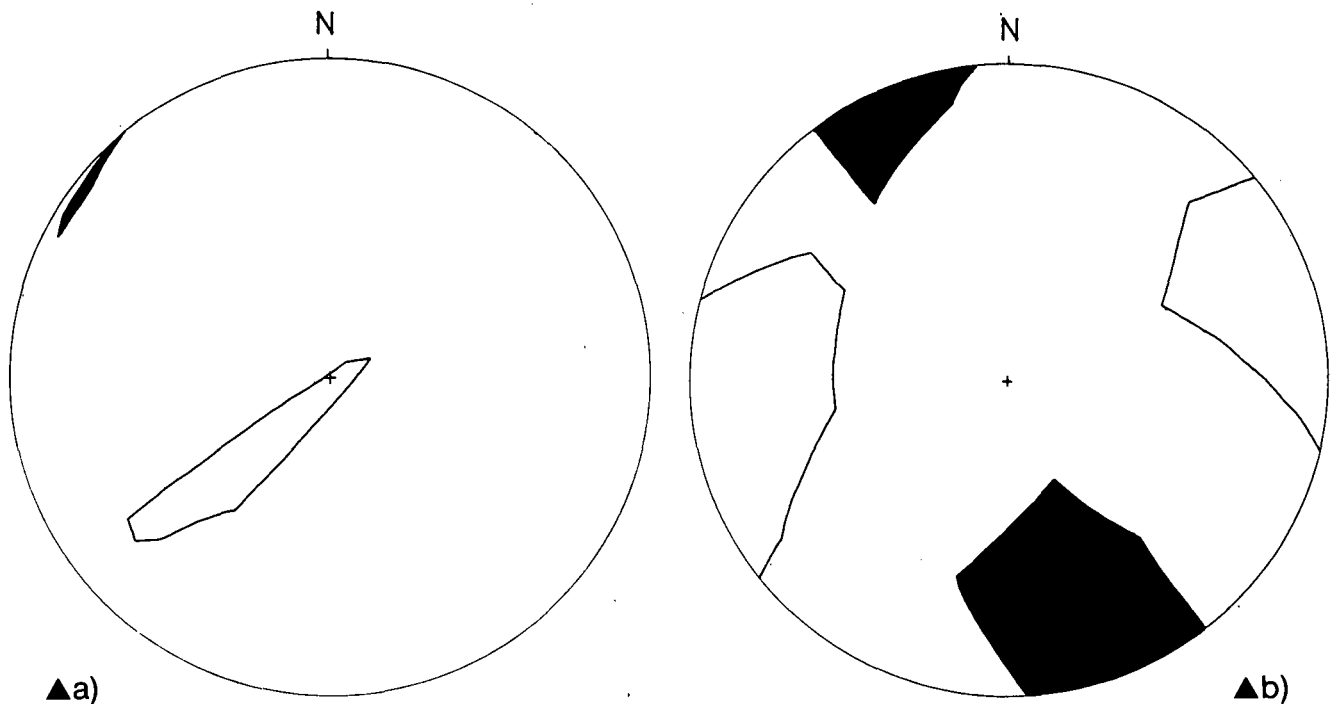


Fig. 7.
Tectonograms of Lower Miocene phase at locality Myjava-Belanský.
a) Orientation of stress-producing earlier reverse fault population.
b) Orientation of stress-producing later strike-slip fault population.
Black cuttings = maximum compressional stress; white cuttings = relative extension.

with the depositional centres migrating southeastwards. The alluvial-delta fan of the Jabonica conglomerates and sandstones was formed in the area studied. The conglomerates and sandstones passed vertically and laterally into the basinal "schliers" facies. Clastic material was transported from SW, i. e. from the area of the present Malé Karpaty Mts., adjacent basement of the present Vienna Basin and the Danube lowlands. In the area of the NE part of the present Vienna Basin the sedimentation documents basin formation in the strike-slip zone (KOVÁČ, 1985). Quick facies and sedimentary thickness changes, angle discordances are striking. Synsedimentary fault activity is indicated by slump bodies (BUDAY, ČIČHA & ČTYROKÝ, 1959) and high sedimentation rate (VASS & ČECH, 1983).

Activity of ENE-WSW striking reverse faults in the Malé Karpaty Mts. and in the Brezovské Karpaty Mts. is evidenced by talus cones forming during the Eggenburgian in a belt extending from Rozbehy through Dobrá Voda to Čachtice. At the individual localities the layers of breccia and poorly sorted conglomerates alternate with layers of well-rounded conglomerates and sandstones. They are regarded as products of the calm periods between tectonically active stages. Reverse faults with a vergency towards the inside of the Carpathians were described by MICHALÍK (1984, 1987) as active in the Savian-Styrian phase and affected the Mesozoic rocks.

In that time the sinistral strike-slip faults of N-S direction (Limbach, Lošonec) were particularly significant in the Malé Karpaty Mts. These strike-slip faults enabled the northward shift of the Baďurka Massif. During the Karpatian the NW-SE striking normal faults control the basinal sedimentation. The Dobrá Voda fault system (PLANČÁR, 1979) controlled the formation of a depression between the Brezovské Karpaty Mts. and the Pezinské Karpaty Mts.

The eastward rotation of the orogene movement trajectory in the area studied is evidenced by the data resulting from the structural analysis of Eggenburgian sediments at the locality Myjava-Belanský (Fig. 7) affected by reverse faults and younger strike-slip faults. Fig. 8 shows helicoidal Riedel shears crossing the strike slip zone in Karpatian clays at the locality Cerové-Lieskové. According to their orientation the Karpatian - Lower Badenian extension joints in the

Stockerau lime pit near Devínska N. Ves, described by MIŠÍK (1980), may also be ranged to this phase.

3. The Lower to Middle Miocene Transition Period

In this period the paleostress field reflects the continuous W-E termination of movements in the front of the orogene (STRÁNIK et al., 1979; KOVÁČ et al., 1984; OSZCZYPKO & SLACZKA, 1985).

The maximum compressional axis of the stress culminated in N-S direction (Fig. 9) in that phase. It was active in the interval of the end of the Karpatian - Lower Badenian. Because of the lack of data from the Lower Badenian rocks it is partly identical with the former phase. According to its intensity at individual localities we regard the activity as short. Middle Badenian rocks were not deformed by the activity of the phase. The area studied was then so far from the sutural collision zone that only strike-slip faults arose there. Reverse and normal faults only occurred as compensation structures of movements in strike-slip faults.

The Lower Badenian phase is represented by a uniform depositional cycle in the sense of ŠPIČKA & ZAPLETALOVÁ (1964), denoted as the "Lanzendorf serie". In paleogeographical respect the deposition areas in the SW part of the West Carpathians display a closer affinity to Karpatian deposition areas than to the distribution of basins during the Middle and Upper Badenian. In the Czechoslovak part of the Vienna Basin the maximum thicknesses of pelites of the basinal "tegel" facies are associated with the transversal depression in the continuation of the Leváre-Pernek depression (ŠPIČKA, 1969). Conglomerates with pelite layers underlying the Devínska N. Ves Member containing calcareous nanoflora of the Zone NN5 (VASS et al., 1988) are regarded as the marginal facies of Lower Badenian sediments in the area studied. The pebble material comprises frequent Mesozoic carbonates and sporadically granites. The Čupy gravels (BUDAY, 1956) with the pebbly material mostly composed of flysch rocks of the Biele Karpaty unit are regarded as the marginal facies in the northern part of the area.

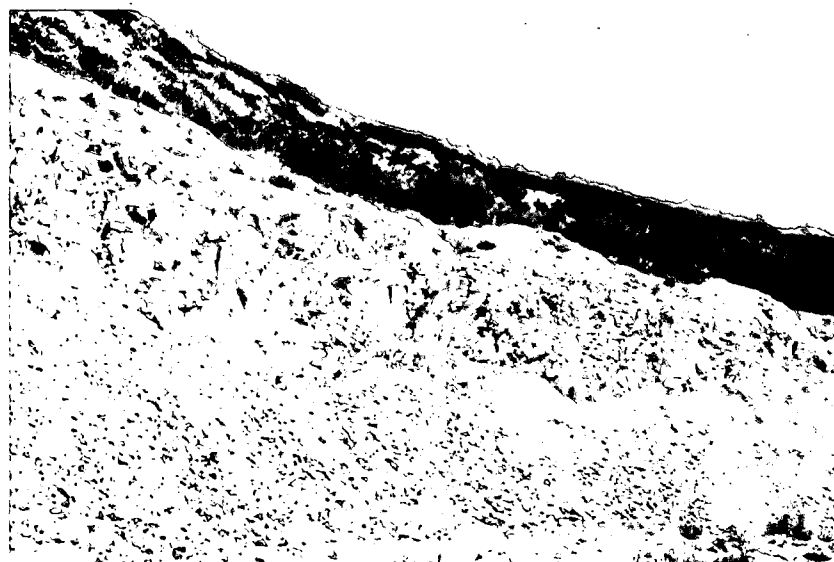


Fig. 8.
Riedel shears of strike-slip fault zone at locality Cerové-Lieskové.

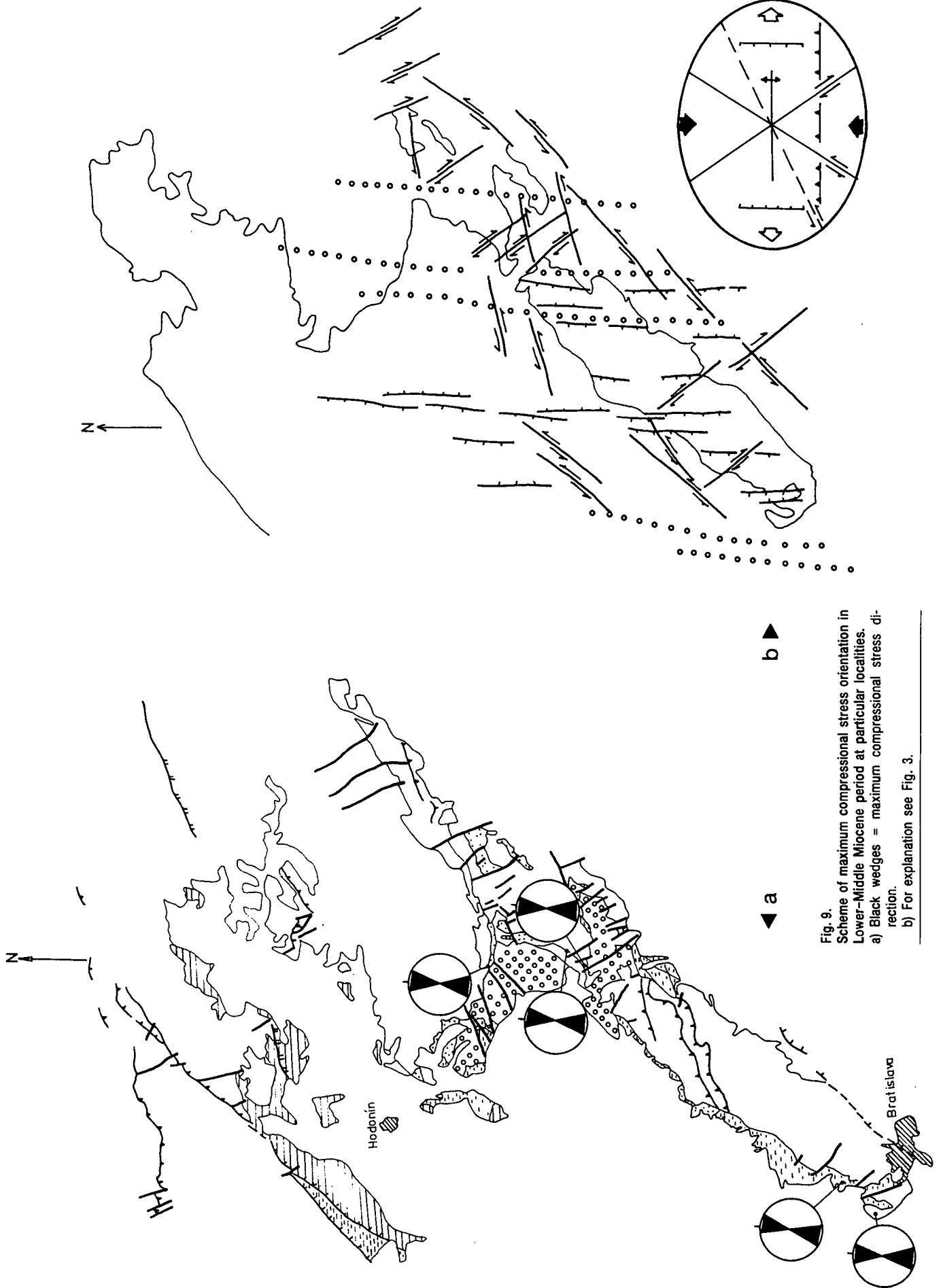


Fig. 9. Scheme of maximum compressional stress orientation in Lower-Middle Miocene period at particular localities.
 a) Black wedges = maximum compressional stress direction.
 b) For explanation see Fig. 3.

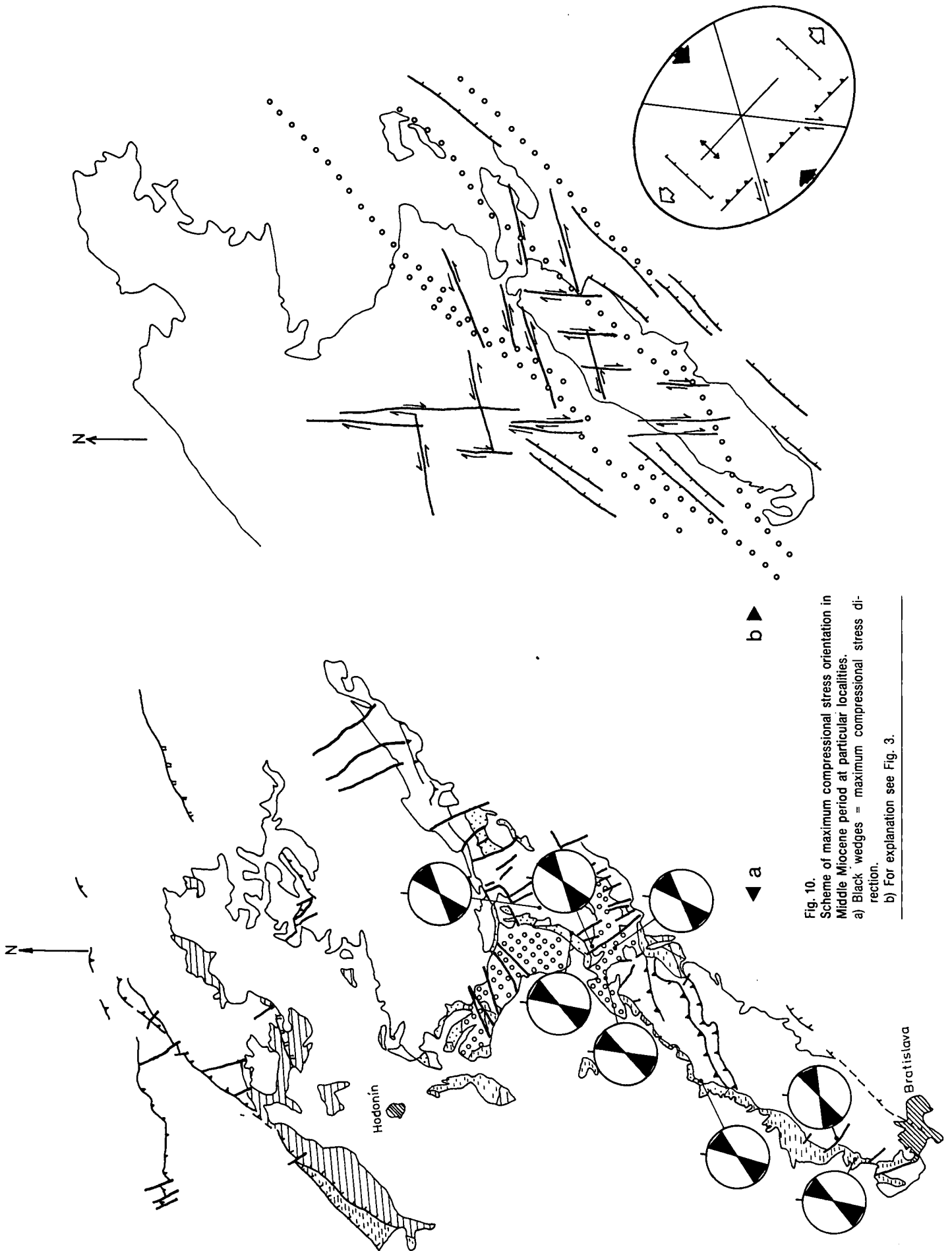


Fig. 10.
 Scheme of maximum compressional stress orientation in
 Middle Miocene period at particular localities.
 a) Black wedges = maximum compressional stress di-
 rection.
 b) For explanation see Fig. 3.

This phase is evidenced by deformed Mesozoic rocks at the localities Jablonica, Záhorská Bystrica with more general orientation of stress tensors, and at the localities Devínska N. Ves, Hradište pod Vrátnom with more ideal orientation of stress tensors. Eggenburgian rocks are deformed at the localities Podbranč and Hradište pod Vrátnom. Fig. 9 shows the activated faults of this phase. The N-S striking normal faults and sinistral NE-SW strike-slip faults were most effective. Along them the partial blocks were shifted north-eastwards and controlled the general extension of the Neogene basins in that part of the Carpathians.

This phase preceded the subsidence mechanism of the pull-apart basin s. l. in the Vienna Basin.

4. The Middle Miocene Period

Middle Badenian rocks are only affected by deformation of the phase with the NE-SW maximum compressional stress (Fig. 10). Besides structural evidence it is indicated by sedimentary pattern of the Middle and Upper Badenian documenting a changing kinematic regime in the area of the Vienna Basin (Fig. 11).

Rejuvenation of tectonic activity is indicated by coarse clastics on the slopes of the Malé Karpaty Mts.,

denoted in the general map of Czechoslovakia 1 : 200.000 as Lower Badenian (BUDAY et al., 1962) and ranged to the Tortonian (Middle Badenian) by ŠPIČKA (1969). The determination of the Middle Badenian age of the Devínska N. Ves beds (VASS et al., 1988) with the character of coarse-clastic debris apron mostly composed of poorly rounded granite material, is in accordance with ŠPIČKA'S opinion. The coarse-clastic bodies occur between the village Lozorno and Devínska N. Ves. They are a marginal equivalent of the Jakubov beds (Middle Badenian) as also indicated by less rounded to angular rock clasts from the Malé Karpaty Mts. in sandstone bodies of the Jakubov beds (DLABAČ, 1970).

The Middle Badenian sedimentation is also characterized by lithotamia bioherms and reefs known from the area between Láb and Malacky and from the surroundings of Stupava and Rohožník. They are presumed to have been generated on tectonically uplifted blocks of the eastern basin periphery. The blocks sank as early as the Middle Badenian and were covered with a monotonous sedimentation of the zone of agglutinates (DLABAČ, 1970). The Middle Badenian basinal sedimentation passed continuously into the Upper Badenian. The Studienka beds of the bolivina-bulimina Zone were deposited, partly brackish in the NW part of the Basin (ŠPIČKA, 1966).

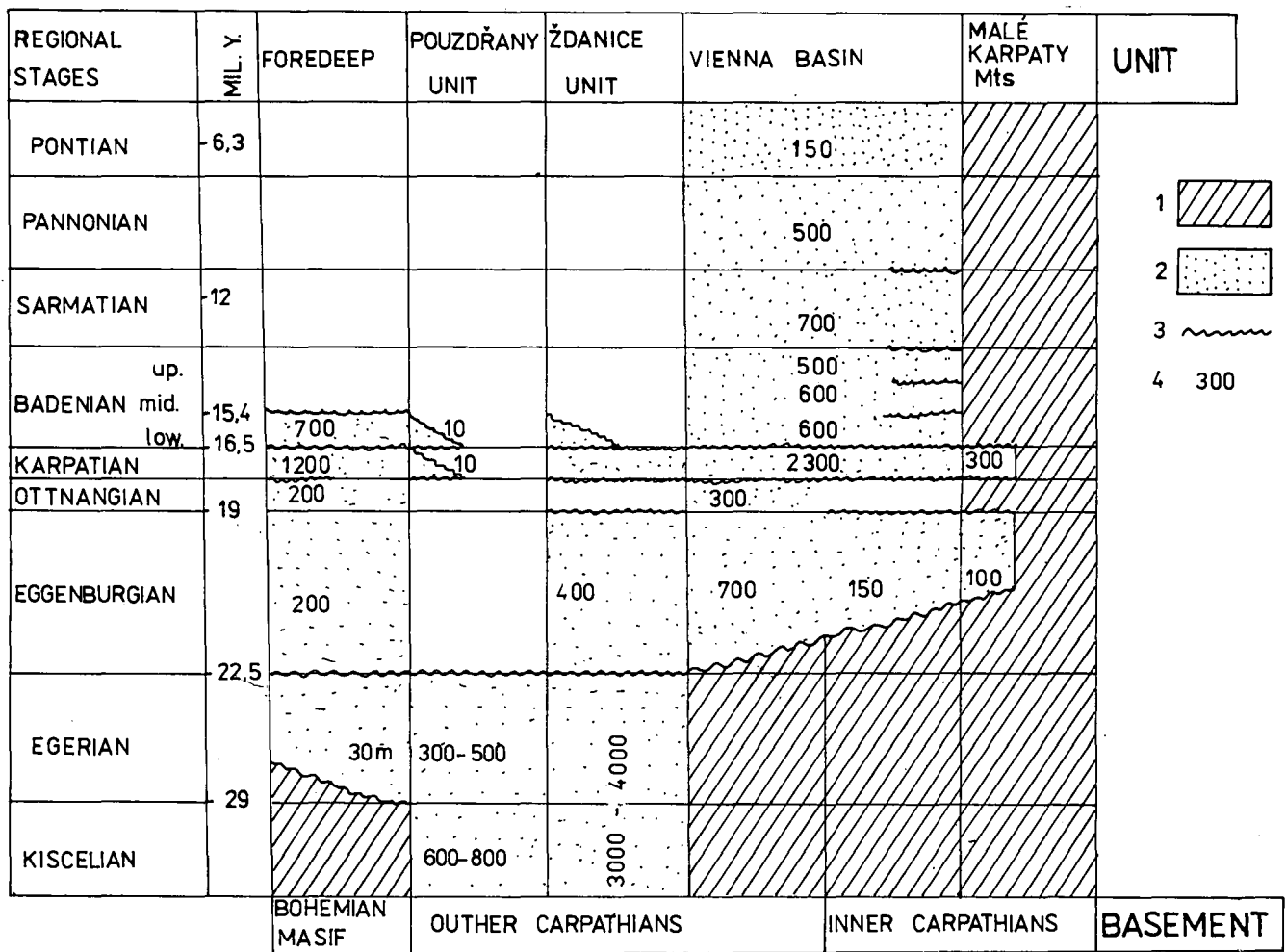


Fig. 11. Scheme of Neogene sedimentation in SW part of West Carpathian Mts. and thickness of sediments preserved. 1 = basement of Neogene sediments; 2 = Neogene sediments; 3 = angular discordance or erosional contact; 4 = thickness of sediments [in metres].

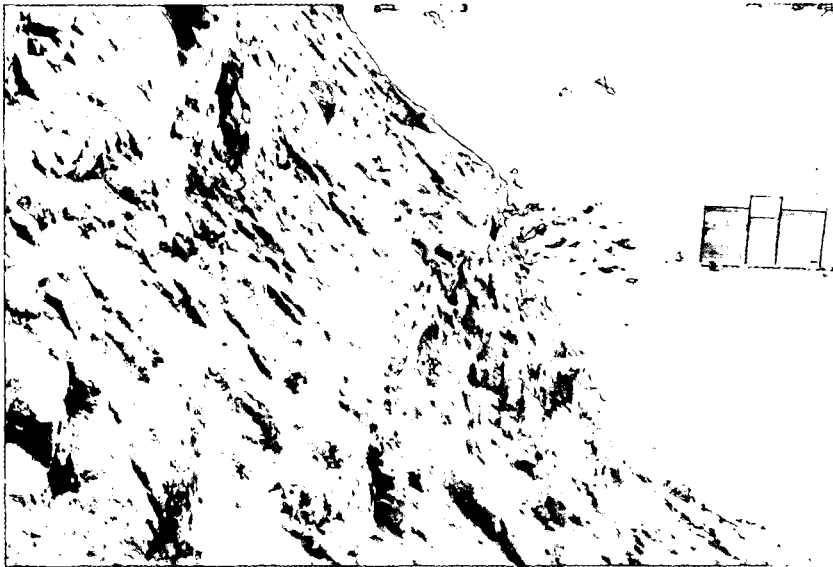


Fig. 12.
Riedel shears at Hradište.
They are linked up with principal displacement zone in the centre of the figure.

The Middle and Upper Badenian sedimentation was mostly controlled by SSW-NNE fault tectonics well identifiable in the present structure of the Vienna Basin. As the mobility of the eastern margin is indicated by lower Badenian coarse-detrital facies, mobility of the flysch basement in this period is evidenced by transgression extending northwards (ŠPIČKA, 1969).

The deformations generated in this phase, are preserved in Mesozoic rocks at the localities Hradište pod Vrátnom, Záhorská Bystrica, Brezová pod Bradlom, Borinka. Fig. 12 shows the deformation of Eggenburgian rocks at the locality Hradište pod Vrátnom – a system and a type of shears forming a strike-slip fault zone. The setting of shear types (WILCOX et al., 1973; BARTLETT et al., 1981; NAYLOR et al., 1986) and the extent and mode of shifting in the zone show that the

local strike-slip faults form actually the transtension zone. The Karpatian sediments affected by this stress field are exposed on locality Cerová-Lieskové. Fig. 13 shows the interpretation of the stress tensor according to the conjugated couple of strike-slip faults in the Karpatian conglomerates at the locality Raková. The Middle Badenian rocks at the locality Rohožník are affected by strike-slip faults of the first order.

We presume that the movement amplitudes on dextral N-S strike-slip faults were not as large as in the Lower Miocene period when they were sinistral strike-slip faults.

In fact, the later dextral movements did not wipe off the sinistral component which is still conspicuous. Scarce reverse faults were generated on strike-slip fault.

Frequent normal faults are indicative of transtensional tectonics.

In that period the sinistral ENE-WSW strike-slip faults associated with NNE-SSW to NE-SW striking normal faults were frequent as shown by remote sensing photographs (POSPÍŠIL et al., 1986). In that phase the NE-SW margins of the Malé Karpaty horst got more prominent, and deposition in the Vienna Basin proceeded in a "pull-apart" basin s.l. Significant strike-slip faults are besides ROYDEN'S (1985) data (subsidence and thermal analyses) and our mesostructural information also proved by geological cross sections (WESSELY, 1983; KRÖLL et al., 1981; WACHTEL & WESSELY, 1981), by the results of sedimentological-stratigraphical study of foothill slump bodies and cones of the Devínska N. Ves beds (VASS et al., 1988), and by the migration from N to S of depositional centres of the basin in the Karpatian – Middle Badenian period (JIŘÍČEK, 1979, 1985).

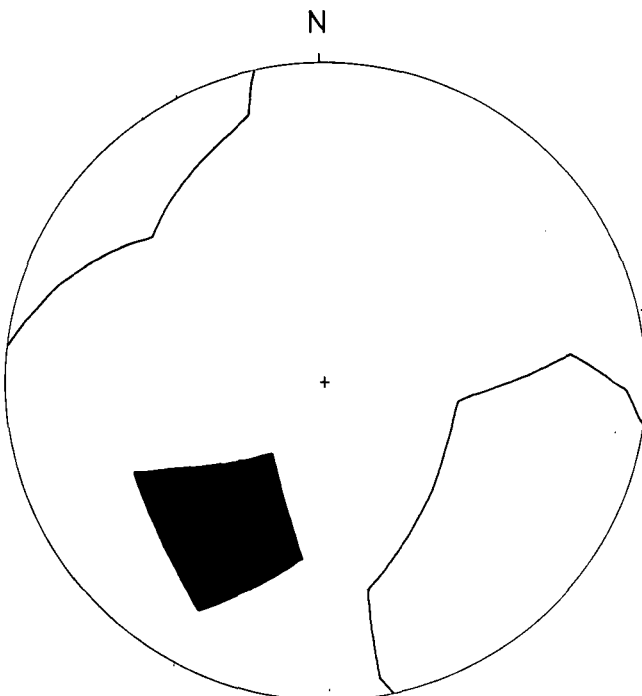


Fig. 13.
Tectonogram of stress in conjugated couple of strike-slip faults of Middle Miocene phase at locality Raková.
Black cutting = maximum compressional stress orientation; white cutting = relative extension orientation.

5. The Upper Miocene to Pliocene Period

The gradually fading subduction along the Carpathian front from W to E caused that during the Sarmatian period the suture zone was so far as to cause extension in the SW part of the West Carpathians. The extension resulted from the retreat of the subduction

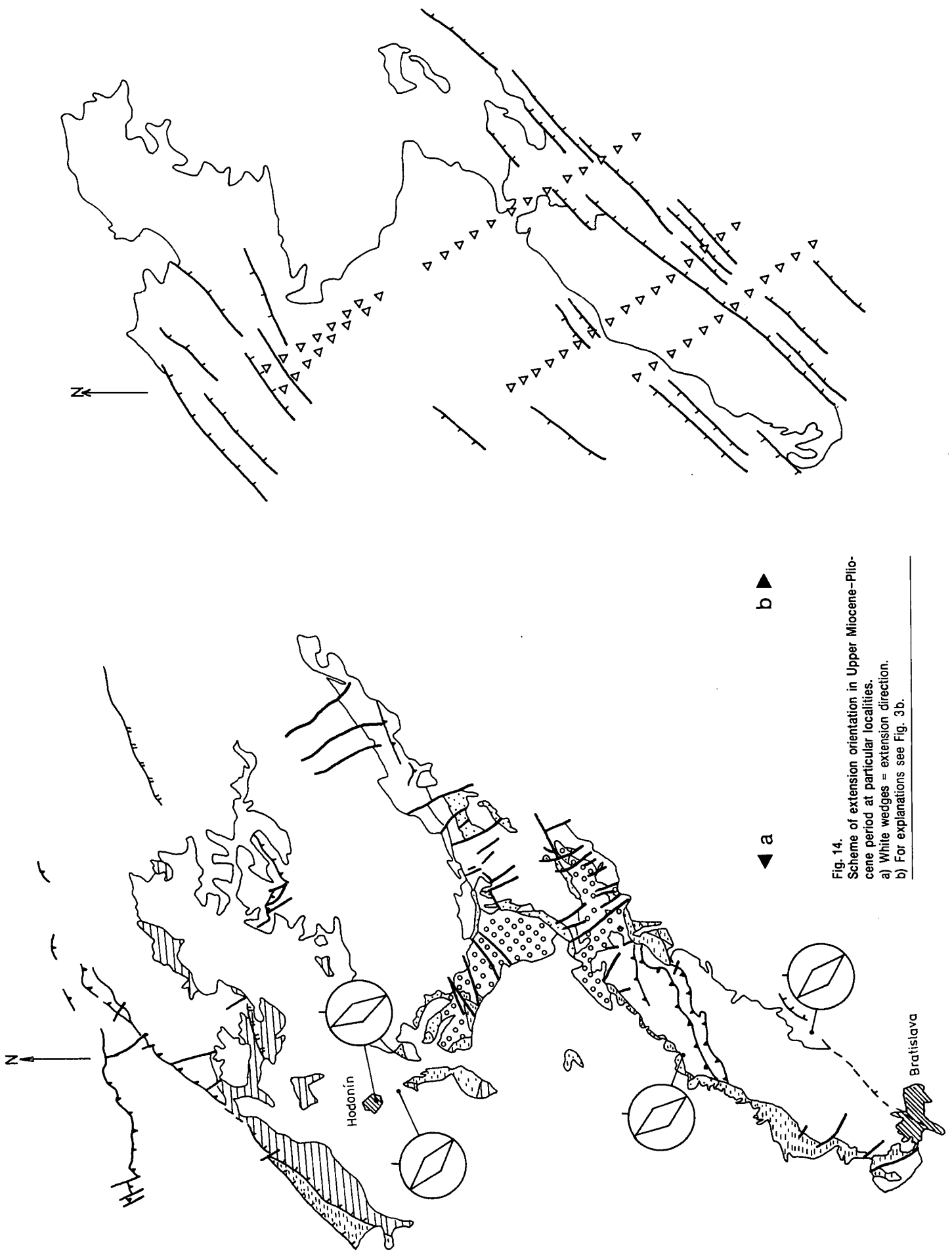


Fig. 14.
 Scheme of extension orientation in Upper Miocene-Pliocene period at particular localities.
 a) White wedges = extension direction.
 b) For explanations see Fig. 3b.

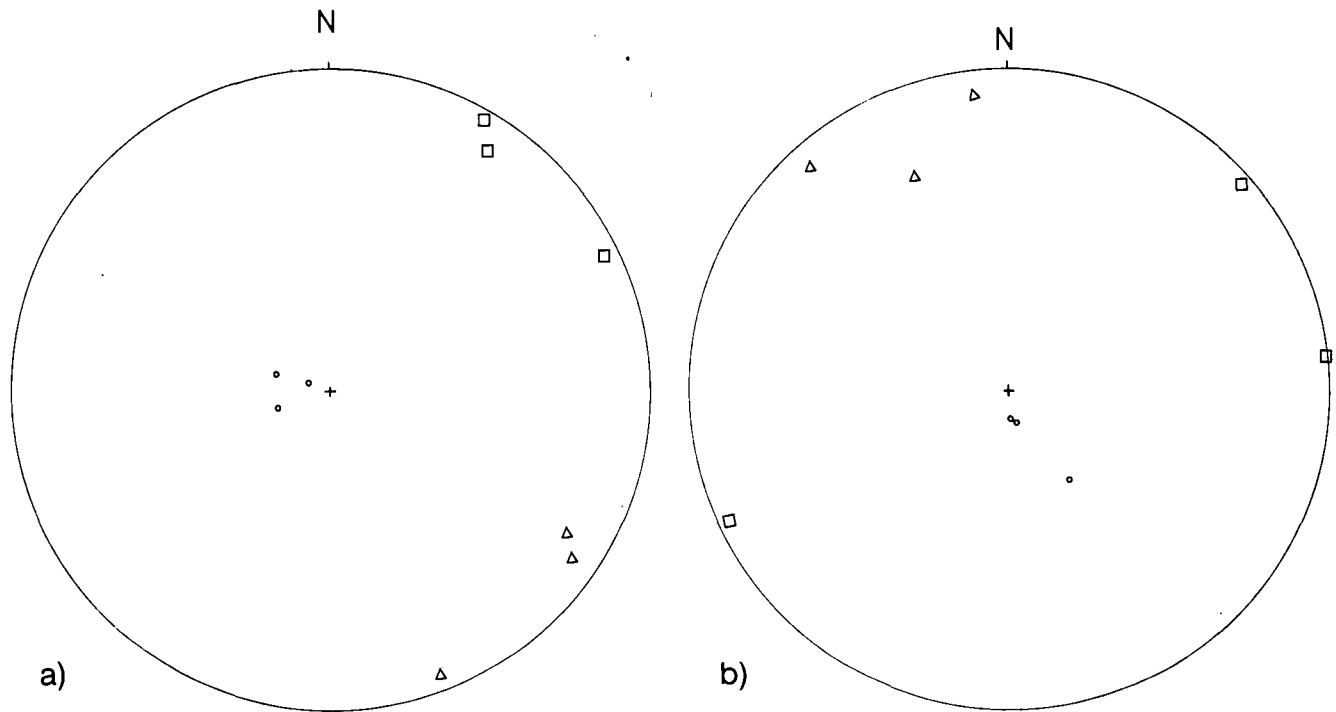


Fig. 15.
Tectonograms of latest phase at particular localities.
□ = maximum compressional orientation; ○ = intermediate stress orientation; △ = minimum stress orientation.
a) Pezinok.
b) Hodonin.

zone (TURCOTTE-SCHUBERT, 1982; HAMILTON, 1979) in the East Carpathians (ROYDEN et al., 1982, 1983) and the mantle diapir (STEGENA et al., 1973, 1975; LEXA & KONEČNÝ, 1974) in the Pannonian region.

Fig. 14 shows the NW–SE direction of the extension.

In contrast to the Badenian period the Sarmatian subsidence is more gentle and fades from the base towards the overlier. Like in the Badenian time, the depositional area of the Vienna Basin is controlled mainly by SSW–NNE-striking faults. The area of flysch nappes is still mobile and the transgression advances northwards to the Hradište graben (ŠPIČKA, 1969). Sands and clays with plentiful macrofaunal remains forming occasional lumachelles mainly deposited in the eastern part of the area studied. In the area of Devínska N. Ves the nubecularian limestones were deposited. Basinwards mostly clays with variable Ca-content and with the upward increase of sandy intercalations and sand layers occur.

The transgressive character of the Pannonian is proved by the reactivation of the extension tectonics resulting in the deepening of the depositional area of sediments ranging to 500–600 m in thickness. The fading of the extension tectonics and gradual filling up of the depositional area are presumed on the basis of coal sedimentation (the Kyjov lignite seam). In the Pontian period the deposition only continues in the central parts of depressions. Like in the Pannonian the fading tectonic activity is indicated by lignite seams (the Dubňany lignite seam).

Among structural phenomena characterizing this phase are tension joints in Sarmatian rocks at Hilíč, the listric normal faults at Sološnica and extension features of Pannonian rocks at Hodonin and Pezímok (Fig. 15). At Sološnica we have found out vertical amplitudes of

neotectonic movements caused by extension of NW–SE direction (Fig. 16).

6. Conclusions

In the present sedimentary sequences of the area studied the traces of several tectonical phases have been preserved. The earliest, pre-Neogene and Lower Miocene phase was characterised by the NW–SE striking maximum compressional stress. In this phase the folding and thrust of the flysch zone and of the Lower Miocene molasse over the foreland took place. During this phase the dynamic conditions were changing to such an extent that instead of folds and overthrusts the reverse faults and overthrusts were generated. In the Karpatian period strike-slip faults were dominant.

The end of this Lower Miocene phase is characterised by indications of the eastward fading of the collision activity. In the Lower Badenian period the direction of the last nappes overthrust was oriented like the maximum compressional stress i. e. in N–S direction. Strike-slip faults were dominant again and the mechanism of the "pull-apart" s. l. in the Vienna Basin commenced.

In the Middle Badenian period the compression caused by collision migrated in the NE–SW direction. In the Vienna Basin it formed the transtension conditions for the "pull-apart" basin s. l. type sedimentation. During the next eastward migration of fading of the collision activity in the front of the Western Carpathians during the Upper Sarmatian – Pannonian period the Vienna Basin was in the area of extension conditions preserved up to the Recent.

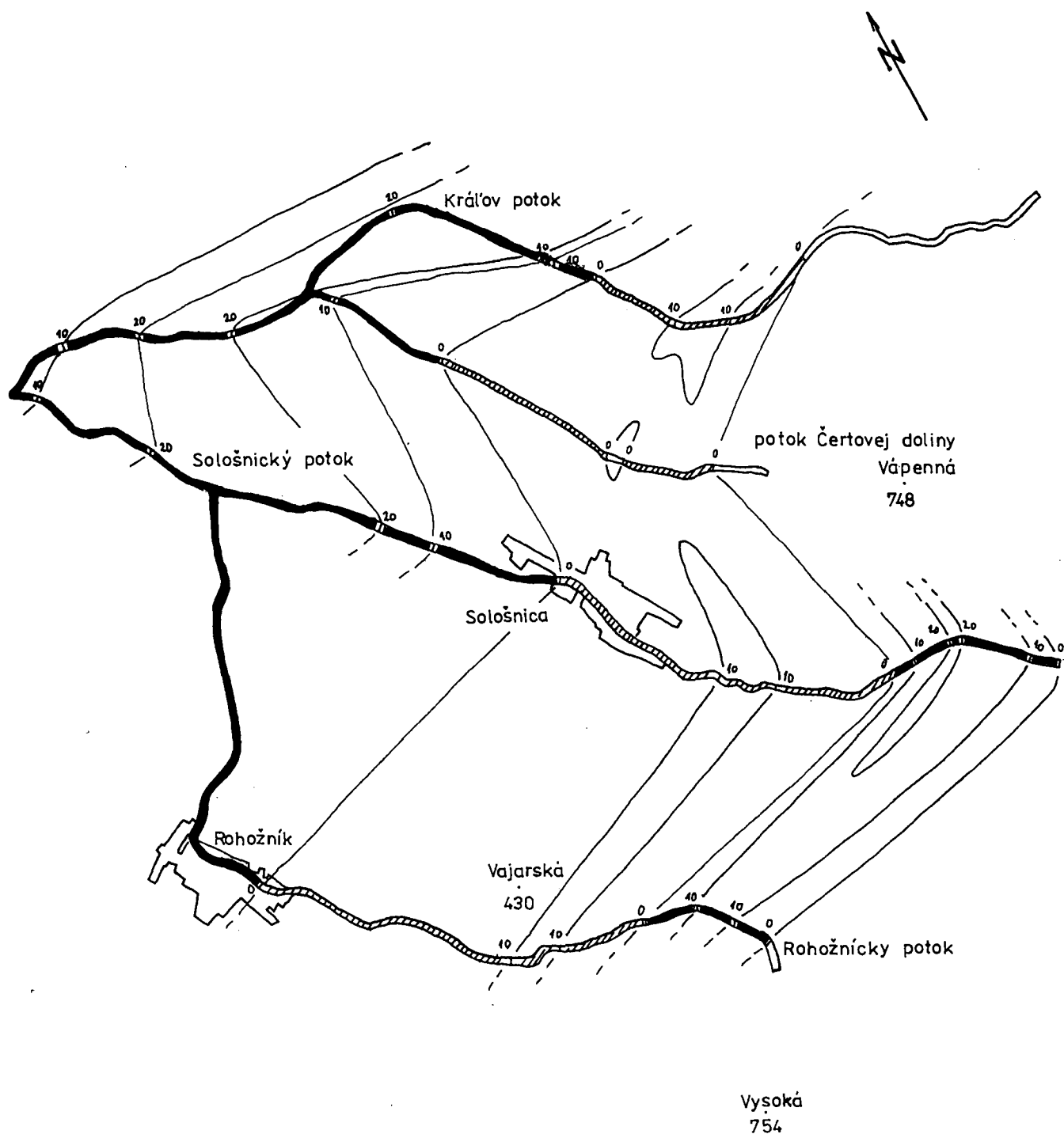


Fig. 16.
Vertical movements at locality Sološnica, caused by recent extension.
Black line = areas of normal fault movements [in metres]; hachure = areas of uplift movements [in metres]; white line = areas of zero movements.

References

- ALEXANDROWSKI, P. (1986): Graphical determination of principal directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. - *J. Struct. Geol. (Bristol)*, **7**, 73-82.
- ANDERSON, E. M. (1951): The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. - 2nd ed., 1-206, Edinburgh (Oliver & Boyd).
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1976): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits. - *Bull. Soc. géol. France (Paris)*, **19**, 1309-1318.
- ANGELIER, J., BARRIER, E. & CHU, H. T. (1986): Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: The Foothills of Taiwan. - *Tectonophysics*, **125**, 161-178, (Amsterdam).
- BARTLETT, W. L., FRIEDMANN, M. & LOGAN, J. M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX, Wrench faults in limestone layers. - *Tectonophysics (Amsterdam)*, **79**, 255-277.
- BUDAY, T. (1956): Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. - *Zpr. o geol. výsk. (Praha)*, 5-7.

- BUDAY, T., CÍCHA, I. & ČTYROKÝ, P. (1959): Podmořský skluz v sedimentech svrchního helvéty u Majeříček severně od Senice na Západním Slovensku. – Čas. Miner. Geol. (Praha), **4**, 385–391.
- BUDAY, T. et al. (1962): Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000, Wien–Bratislava, M-33-XXXV, M-33-XXXVI. – Geofond, Bratislava, 122–140.
- DEWEY, J. F., HEMPTON, M. R., KIDD, W. S. F., SAROGLU, F. & SENGÖR, A. M. C. (1986): Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone. – In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.) (1986): Collision Tectonics, Geological Society Special Publication No. 19, Oxford (Blackwell Scientific Publications) 3–36.
- DLABAČ, M. (1970): Sedimentační poměry v devínské sérii vídeňské pánve. – Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), **45**, 169–172.
- HAMILTON, W. (1979): Tectonics of the Indonesian Region. – US geol. Surv. profess. Pap. Washington, 1078, 1–345.
- HOEPPNER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., **44**, (Stuttgart), 26–58.
- JAROSZEWSKI, W. (1972): Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Swietookrzyskie Mountains. – Stud. geol. Pol., (Warszawa), **38**, 1–215.
- JIRIČEK, R. (1979): Tektogenetický vývoj Karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. – In: MAHEL, M. (ed.) (1979): Tektonické profily Západních Karpát, GÚDŠ Bratislava, 205–215.
- JIRIČEK, R. & TOMEK, Č. (1981): Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. – Earth evolution sciences, Brno, 3–4, 195–204.
- JIRIČEK, R. (1985): Geneze geologické stavby v prostoru vídeňské pánve. – Zemní Plyn Nafta (Hodonín), **3**, 316–335.
- JIRIČEK, R. (1987): Nové poznatky o stavbě autochtonního paleogénu na jihovýchodních svazích Českého Masívu. – Zemní Plyn Nafta (Hodonín), **2**, 175–185.
- KNIPE, R. J. & NEEDHAM, D. T.: (1986): Deformation processes in accretionary wedges – examples from the southwestern margin of the Southern Uplands, Scotland. – In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.) (1986): Collision Tectonics, Geological Society Special Publication No. 19, Oxford (Blackwell Scientific Publications), 51–65.
- KOVÁČ, M. (1985): Stratigrafia a vzťah neogénnej výplne Jablonickej kotliny k ďalším priestorom severnej časti Malých Karpát. – Manuscript, ŠPZV II–4–4. KE 02, GÚ SAV, Bratislava.
- KOVÁČ, M., BARÁT, I., HOLICKÝ, I., MARKO, F. & TÚNYI, I.: (1988): Stratigrafická a paleografická korelácia vývoja egenburgských sedimentov SV časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. – Manuscript. Geol. ústav CGV SAV, 1–228, Bratislava.
- KOVÁČ, M., KRÝSTEK, I., SENEŠ, J. & VASS, D. (1984): Origin, migration and disappearance of West Carpathians sedimentary basins in the Lower Miocene. – G. Geol. (Bologna), **48/1–2**, 317–322.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G. (1981): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. Taken over: STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1984): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – G. Geol. (Bologna), **48/1–2**, 285–297.
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. (1974): The Carpathian Volcanic arc: A Discussion. – Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), **18**, 3–4, 279–294.
- MICHALIK, J. (1984): Some remarks on developmental and structural interpretation of the Northwestern part of Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). – Geol. Zbor. Geologica carpath., (Bratislava), **35/4**, 489–504.
- MICHALIK, J., BROSKA, I., FRANCÚ, J., JENDREJÁKOVÁ, O., KOCHANOVÁ, M., KOLNIKOVÁ, V., LINTNEROVÁ, O., MASARYK, P., PAPŠOVÁ, J., PLANDEROVÁ, E. & ŠUCHA, V. (1987): Správa o vyhodnotení výsledkov štruktúrneho vrtu DV-1 (Dobrá Voda – Konča Skaliek). – Manuscript, Geologický ústav CGV SAV Bratislava, 1–340.
- MIŠÍK, M. (1980): Miocene Sinter Crusts (Speleothems) and Calcrete Deposits from Neptunian Dykes, Malé Karpaty Mts. Geol. – Zbor. Geologica carpath. (Bratislava), **4**, 495–513.
- MONTENAT, Ch., OTT D'ESTEVAN, P. & MASSE, P. (1987): Tectonic sedimentary characters of the betic neogene basins evolving in crustal transcurrent shear zone (SE Spain). – Bull., Cent. Rech. Explor. (Pau), **11/1**, 1–2.
- NAYLOR, M. A., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. H. K. (1986): Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. – J. Struc. Geol. (Bristol), **7**, 737–752.
- OSZCZYPKO, N. & SLACZKA, A. (1985): An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian Foredeep. – Ann. Soc. Geol. Poloniae, 1–2, Warszawa, 55–75.
- PLANČAR, J. (1979): Geofyzikálny výskum stavby a dynamiky zemskej kôry Západných Karpát. – Manuscript, Geof. ústav SAV, Bratislava, 1–259.
- POSPÍŠIL, L., NEMČOK, J., GRANICZNY, M. & DOKTOR, S. (1986): Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpát. Min. Slov., Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), **18/5**, 385–402.
- ROYDEN, L. H. (1985): The Vienna basin: A Thin-Skinned Pull-Apart Basin. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa, 319–338.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIEL, B. C.: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. – Geol. Soc. Amer. Bull. New York, **73**, 717–725.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. (1983): Evolution of the Pannonian basin system: 1. Tectonics, Tectonics, **2**, 63–90.
- STEGENA, L. et al. (1973): Lecture in Budapest published in the year 1975.
- STEGENA, L., GÉCZY, B. & HORVÁTH, F. (1975): Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. – Tectonophysics, **26** 71–90.
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1984): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – G. Geol. (Bologna), **48/1–2**, 285–296.
- STRÁNIK, Z., ADÁMEK, J. & CIPRYŠ, V. (1979): Geologický profil Karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a Vídeňskou pánvi v oblasti Pavlovských vrchů. In: MAHEL, M. (Ed.) (1979): Tektonické profily Západních Karpát, GÚDŠ, Bratislava, 7–15.
- ŠPIČKA, V. (1969): Rozbor mocností, rozšíření a vývoje neogénu v oblasti Vídeňské pánve. – Zbor. geol. vied, ZK, **11** (Bratislava), 128–155.
- ŠPIČKA, V. (1966): Paleogeografie a tektonogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. – Rozpr. Čs. Adad. Věd., Ř. přír. Věd, **76**, 12.
- ŠPIČKA, V. & ZAPLETALOVÁ, I. (1964): Vývoj a členění tortónu v československé části Vídeňské pánve. – Sbor. geol. Věd, Ř. G, 8.
- TURCOTTE, D. L. & SCHUBERT, G. (1982): Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. – New York (John Wiley & Sons) 1982. Pevod na ruskij jazyk, Mir, Moskva, 1985, 1–730.

- VASS, D. & ČECH, F. (1983): Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. – *Geol. Zbor. Geologica carpathica*, **34/4**, 411–422.
- VASS, D., KRÝSTEK, I. & STRÁNIK, Z. (1983): Tectonic activity in time of formation of Main and Late molasses in Czechoslovakian West Carpathians. In *Contributions on geological development of molasses in some regions of Europe and Ud. S. S. R. and on block tectonics of Elbe-Lineament*. – Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam.
- VASS, D., NAGY, A., KOHÚT, M. & KRAUS, I. (1988): Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. – *Mineralia slov.*, **20/2**, 97–108.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. Taken over: STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1984): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *G. Geol. (Bologna)*, **48/1–2**, 285–297.
- WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im Südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. Taken Over: ROYDEN, L. H. (1985): The Vienna Basin: A Thin-Skinned Pull-Apart Basin. – *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa*, 319–338.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull. (Tulsa)*, **57**, 74–96, Taken over: CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. (1985): Deformation and basin formation along strike-slip faults. – *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Lamont-Doherty Geological Observatory Contribution No. 3910*, 1–34.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Februar 1989.

Dem Gedenken an
HANNES GOLLNER
 (1955-1986)
 gewidmet.

Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen)

Von FRANZ NEUBAUER*)

Mit 12 Abbildungen

Steiermark
 Grazer Paläozoikum
 Stratigraphie
 Silur
 Devon
 Paläogeographie
 Metamorphosehiatus
 Deckenbau
 Krustendehnung

Österreichische Karte 1 : 50.000
 Blätter 163, 164

Inhalt

Zusammenfassung	459
Abstract	459
1. Einleitung	460
2. Lithostratigraphie der paläozoischen Schichtfolgen	460
2.1. Passailer Gruppe	460
2.2. Laufnitzdorf-Gruppe	460
2.3. Rannach-Gruppe	460
2.3.1. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe südlich der Rannachstörung (Eggenbergscholle)	464
2.3.2. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe nördlich der Rannachstörung (Rötschgrabenscholle)	464
3. Geologischer Bau und Deformationsentwicklung	467
4. Metamorphoseentwicklung	471
5. Diskussion	471
Dank	473
Literatur	473

Zusammenfassung

Die basalen Schichtfolgen (Silur-Unterdevon) der Rannach-Gruppe des zentralen Grazer Paläozoikums (Ostalpen) lassen räumlich unterschiedliche Schichtfolgen erkennen, die auf eine unterschiedliche Paläogeographie zurückgehen. Es wird eine Vulkaninsel erkannt, auf der während des Unterdevons nur geringmächtige Karbonate, und etwas evaporitisch beeinflusste Karbonate sedimentiert wurden. In den entfernteren Bereichen wurden dagegen bedeutend mächtigere siliziklastisch beeinflusste Karbonate abgelagert. Es gibt Hinweise auf Schichtverkipfung durch Schollenrotation während des Unterdevons. Die beiden unterschiedlichen Sedimentationsräume wurden durch eine alpidische Blattverschiebung gegenübergestellt.

Die Rannach-Gruppe liegt im untersuchten Bereich unter Amputation und Verschuppung der basalen Schichtfolgen der Schöckldecke auf. An der Schuppenzone sind Schichtglieder der Laufnitzdorf-Gruppe beteiligt, die damit auf eine ehemals größere Verbreitung dieser Decke hinweisen. Die Schuppen-

zone entspricht gleichzeitig einem Metamorphosehiatus zwischen alpidisch grünschieferfaziell metamorpher Schöckldecke und der anchizonal metamorphen Rannachdecke. Die Entwicklung der Strukturen wird in einem Abschiebungsmodell diskutiert (Überschiebung versus Abschiebung).

Abstract

The basal formations (Silurian and Early Devonian) of the sedimentary sequences of the Rannach Group (Paleozoic of Graz, Eastern Alps) are differentiated due to the paleogeographic evolution. A Silurian volcano island is recognized, on which evaporitic influenced sediments were deposited whereas siliciclastic carbonates dominate the realm aside the island. Both realms got together in opposite position by a later, Alpidic strike-slip fault. There is evidence for rotation of crustal blocks during Early Devonian.

The Rannach Group overlies the Schöckl nappe. Schuppen of the Laufnitzdorf Group are intercalated within the zone of movement. The zone of movement corresponds to a hiatus in metamorphic state between Schöckl nappe in greenschist facies and the Rannach nappe metamorphosed in very low grade. This feature is discussed in terms of detachment tectonics due to crustal extension during Cretaceous times.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Die stratigraphisch und faziell orientierten Untersuchungen im Grazer Paläozoikum haben in den letzten Jahren zahlreiche Erkenntnisse über die Schichtfolgen der Rannachdecke und der Decken am Nordrand des Grazer Paläozoikums gebracht (als Zusammenfassung vergl. FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1989). Dabei zeigte sich, daß in der Rannachdecke und der Hochlantschdecke (Abb. 1) vor allem Sedimente eines küstennahen Bereiches bzw. einer subsidierenden Karbonatplattform des Silurs und Devons vorhanden sind (FENNINGER & HOLZER, 1978; GOLLNER & ZIER, 1985).

Dagegen wurden am Nordrand des Grazer Paläozoikums mehrere tektonische Einheiten nachgewiesen, deren Schichtfolgen sich aus pelagisch dominierten Kalken und Schieferen des Obersilurs bis Devons zusammensetzen (Laufnitzdorf-Gruppe: GOLLNER et al., 1982). Diese Schichtfolgen waren im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums bisher nicht bekannt. Hier liegt die Rannachdecke direkt auf verschiedenen Elementen einer tieferen und stärker metamorphen Deckengruppe auf, die als Schöckeldecke s.l. zusammengefaßt wird (EBNER & WEBER, 1978; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Trennung zwischen vulkanischen Gesteinen, die zur Rannachdecke gerechnet werden (Untere Kher-Formation), und solchen der Schöckeldecke s.l. ist reichsweit schwierig durchzuführen (FRITZ, 1986) und lokal ungelöst.

Ein anderes lithostratigraphisches Problem ergab sich durch die detaillierte Bearbeitung des von Dolomit dominierten Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld unterhalb der Dolomitsandstein-Formation (EBNER, 1976). Dieses Profil zeigt, daß es Schichtfolgen des Silurs gibt, die schwierig von Gesteinen der Dolomitsandsteinfolge zu unterscheiden sind (EBNER et al., 1980). Diesen Problemen wurde in Kartierungen im Gebiet des Eggenberges – Rötschgraben – Hiening (Abb. 2) östlich der Mur nachgegangen (NEUBAUER, 1984; NEUBAUER et al., 1986).

In dieser Arbeit werden eine neue Karte dieses Gebietes, die Lithostratigraphie der basalen Rannach-Gruppe und die tektonische Gliederung dieses Gebietes vorgestellt.

Weitere ältere Arbeiten, die das Arbeitsgebiet betreffen, und die oben nicht diskutiert sind, liegen von CLAR (1935), HOERNES (1892a,b), SCHWINNER (1925), VACEK (1892) und WELISCH (1910) vor.

2. Lithostratigraphie der paläozoischen Schichtfolgen

Im Arbeitsgebiet (geologische Karte siehe Abb. 2) können drei tektonische Einheiten mit unterschiedlicher Schichtfolge unterschieden werden:

- In liegender Position befinden sich grünschieferfaziell metamorphe vulkaniklastische Schichtfolgen der Passailer Gruppe (EBNER & WEBER, 1978).
- Diesen lagern am Nordhang des Rötschgrabens verschiedene linsenartige Gesteinszüge auf, die zur „Schuppenzone des Rötschgrabens“ zusammengefaßt werden. Diese Schuppenzone beinhaltet Elemente der Laufnitzdorf-Gruppe und der basalen Rannach-Gruppe.

- In hangender Position befinden sich Abfolgen der Rannachdecke. Diese werden durch eine WSW-ENE verlaufende Störung in zwei Schollen zerlegt, deren Schichtfolgen in unterschiedlicher Fazies ausgebildet sind.

2.1. Passailer Gruppe

Der Bergrücken des Hiening nördlich des Rötschgrabens wird von feinkörnigen Grünschiefern und Chloritserizitschiefern aufgebaut. Diese Gesteine lassen häufig eine feine Bänderung erkennen, die durch einen Korngrößenwechsel von feinkörnigen serizitisierten Plagioklasen hervorgerufen wird. Diese gebänderten Schiefer lassen sich somit auf feingeschichtete Kristallaschentuffe zurückführen.

Im hangenden Bereich westlich des Weißbecks finden sich wenige Meter unter der tektonischen Obergrenze der Passailer Gruppe hellgrün bis tiefgrün gefleckte Grünschiefer. Die Flecken bestehen aus geplätteten, mehrere cm² großen, chlorit- und aktinolithreichen Komponenten, die wahrscheinlich von Lapillis abgeleitet werden können. Diese Komponenten schwimmen in einer tiefgrünen, feinkörnigen Aschentuffmatrix.

Diese grüngesteinsbetonte Folge wird von EBNER & WEBER (1978) im östlich anschließenden Gebiet als „Passailer Schichten“ bezeichnet, und einer kohlenstoffreichen Abfolge der Arzberger Schichten gegenübergestellt. Von letzterer ragen nur geringe Späne (Phyllit, Karbonatphyllit) in das Arbeitsgebiet hinein.

2.2. Laufnitzdorf-Gruppe

Zur Schuppenzone des Rötschgrabens werden einzelne diskontinuierliche Gesteinslinsen gerechnet, die sich in ihrer Lithologie weder der Passailer Gruppe noch der Schichtfolge der Rannachdecke zuordnen lassen. In diese Schuppenzone sind aber auch Gesteine der Passailer Gruppe und der Rannachdecke mit einbezogen.

Als völlig fremd gegenüber der Rannach-Gruppe müssen v.a. dunkle Lydite angesehen werden, die im Graben östlich des Weißbecks anstehen. Sie sind mit grauen, meist karbonatfreien Tonschiefern verknüpft.

Lydite sind – ausgenommen Lydite in unterkarbonischen Flaserkalken – in der Rannach-Gruppe bisher nicht bekannt (z.B.: FLÜGEL, 1975; EBNER, 1983). Lydite, die mit Tonschiefern verknüpft sind, bilden aber ein Leitelement innerhalb der Laufnitzdorf-Gruppe (GOLLNER et al., 1982). Deshalb werden die Lydite und Tonschiefer des Rötschgrabens zur Laufnitzdorf-Gruppe gestellt.

2.3. Rannach-Gruppe

Im Arbeitsgebiet kommen innerhalb der Rannachdecke zwei faziell voneinander abweichende Schichtfolgen vor (Abb. 3), die durch eine WNW-ESE verlaufende Störung (Rannachstörung) getrennt werden (Abb. 2).

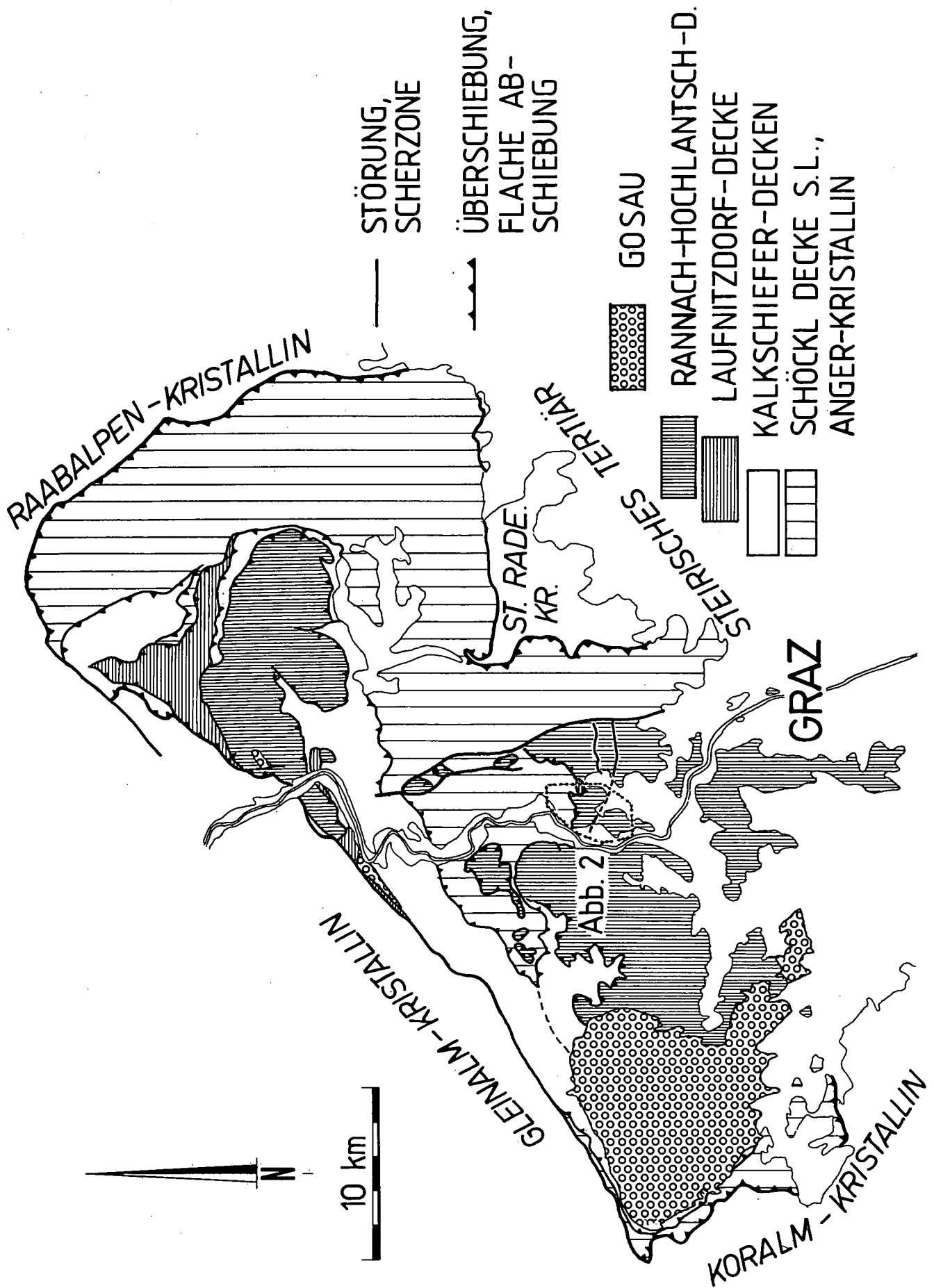
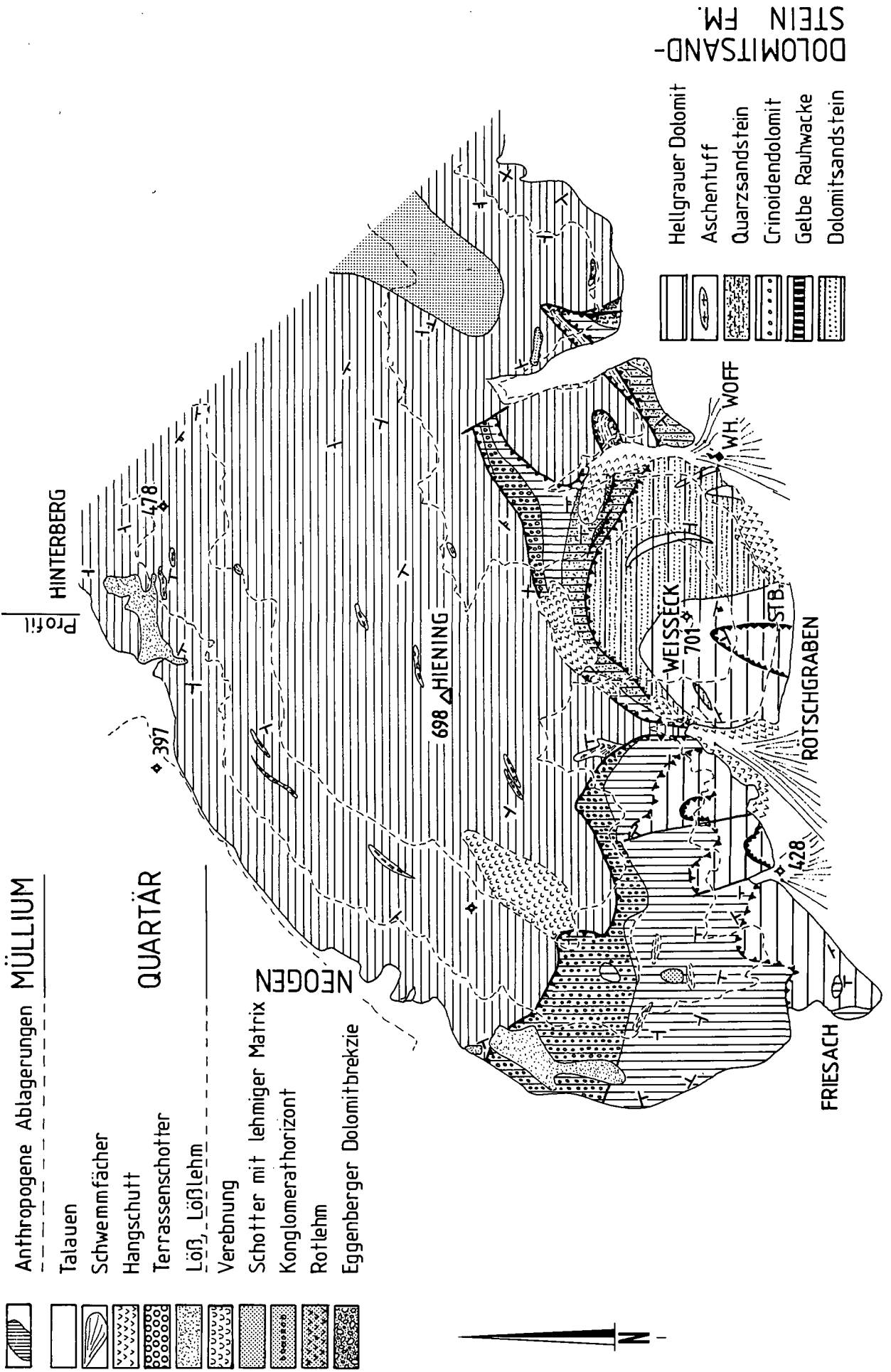


Abb. 1.
Tektonische Übersichtskarte des Grazer Paläozoikums (Grazer Paläozoikum, Steiermark).



2.3.1. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe südlich der Rannachstörung (Eggenbergscholle)

Die Schichtfolgen der Rannach-Gruppe sind in zwei etwas abweichenden Schichtsäulen entwickelt (siehe Abb. 3, Profile Eggenfeld und Haritzgraben):

Untere Schichten von Kher (Kher-Formation)

Südlich der Rannachstörung ist die Unterlagerung der Rannachdecke nicht aufgeschlossen. Das tiefste Schichtglied ist eine vulkaniklastische Schichtfolge, die bei Eggenfeld und im Haritzgraben auftritt. Diese vulkaniklastische Schichtfolge wird den „Unteren Schichten von Kher“ zugerechnet. Sie besteht aus einer ca. 100 m mächtigen Wechselfolge von basaltischen Laven und Lapillituffen. Dabei kann eine tiefere Einheit mit grünen Laven und Tuffen von einer hangenden Einheit mit violetten Laven und Tuffen unterschieden werden. Zusätzlich treten im Haritzgraben helle Keratophyre auf. Einschaltungen von vulkaniklastisch dominierten Sedimenten sind nur im Profil Eggenfeld vorhanden, wo fossilführende, fleckig violett und ocker gefärbte, crinoidenreiche Aschentuffe vorkommen, sowie grobe bioklastische Dolomite in höherer Position des vulkanogen dominierten Profiles. Diese Dolomite bestehen aus korngestützten, bis ca. 2 cm großen Komponenten (i.w. Crinoidenstielglieder, Reste von Brachiopoden). Das Alter der Unteren Kher-Formation wird auf Grund der Überlagerung durch obersilurische, dolomitisierte Crinoidenschichten in Eggenfeld als Silur festgelegt (EBNER, 1976). Die bioklastischen Dolomite führen eine unspezifische (i.w. Astformen), elementarme Conodontenfauna des Ludlow.

„Crinoiden-Schichten“

Im Bereich Eggenfeld entwickeln sich über eine Wechsellagerung zwischen fossilreichen Dolomitbänken und Aschentuffen dm-gebante Dolomite, die von mergeligen Lagen getrennt werden. Sehr vereinzelt schalten sich cm-dicke grünliche Aschentufflagen ein. EBNER (1976) konnte in den basalen Anteilen die Silur/Devon-Grenze innerhalb dieser gebankten Dolomite festlegen. PŁODOWSKI (1976) beschreibt Brachiopoden aus diesem Abschnitt.

Diese spezielle Ausbildung der „Crinoiden-Schichten“ könnte wegen der stark von den üblichen „Crinoiden-Schichten“ abweichenden Ausbildung eventuell als eigene Formation abgetrennt werden. Für eine solche wird der Name „Eggenfeld-Formation“ vorgeschlagen. Typusprofil: Graben am Westhang des Eggenberges, nordöstlich Eggenfeld.

Im Haritzgraben sind Äquivalente der dolomitischen „Crinoiden-Schichten“ nur lokal vorhanden. Dazu sind einzelne dm-dicke, schwarze, crinoidenführende Dolomitlinsen sowie eine dm-dicke Arkoselage zwischen violetten Tuffen der „Unteren Schichten von Kher“ und Rauhwacken der Dolomitsandstein-Formation zu rechnen.

Im Kartenbild ist auffällig, daß die Crinoidenschichten, bzw. die Grenze Kherer Schichten/„Crinoiden-Schichten“ nordöstlich von Eggenfeld spitzwinkelig an das basale Member (Rauhwacke) der nächsten Formation (Dolomitsandstein-Formation) stoßen. Weiter südlich, östlich von Eggenfeld, fehlen die „Crinoiden-Schichten“ überhaupt. Dies weist darauf hin, daß die „Crinoiden-Schichten“ vor Ablagerung der Dolomitsandstein-Formation rotiert sind. Die Grenze zwischen

„Crinoiden-Schichten“ und Rauhwacke ist im Graben nordöstlich von Eggenfeld aufgeschlossen. Infolge der geringen Aufschlußgröße, der dickbankigen Ausbildung der „Crinoiden-Schichten“ und des massigen Habitus der Rauhwacke ist eine Winkeldiskordanz im Aufschluß nur schwer nachweisbar.

Dolomitsandstein-Formation

Die Dolomitsandstein-Formation setzt in diesem Bereich mit einer 5–10 Meter mächtigen gelben Rauhwacke ein (Rauhwacken-Member, siehe Abb. 3). Die Rauhwacke ist undeformiert, grobspätig, und zeigt komplexe Dolomitisierung- und Dedolomitisierungskristallisationsfolgen mit Dolomit, Fe-Karbonaten und Kalkspat. Quarzreiche, dolomitisch zementierte Sandsteine, die im übrigen Grazer Paläozoikum die basalen Anteile der Dolomitsandstein-Formation ausmachen, fehlen hier vollständig. Einzig die bereits oben erwähnte Arkoselage im Haritzgraben weist auf den siliziklastischen Einfluß im Übergangsbereich Vulkanite - Dolomitsandstein-Folge hin. Über dem Rauhwacken-Member finden sich im Haritzgraben zunächst mehrere dm dicke schwach rötliche Crinoidendolomitbänke. Im übrigen besteht die Dolomitsandsteinfolge aus meist massigen, seltener gebankten, hellgrauen, mehr oder weniger makrofossilfreien Dolomiten. An der SW-Seite des Eggenberges finden sich in höherer Position manchmal schwach rötlich gefärbte, gebankte kalkige Dolomite. Eine wichtige Einschaltung in dieser höheren Position (ca. 100 m über der Basis) sind scharf begrenzte, quarzitisches zementierte Quarzsandsteine mit linsiger Geometrie.

Am SE-Anstieg zum Eggenberg wurden dünne Lagen von rötlichen bis gelben Aschentuffen und gelbliche, tonreiche Schiefer gefunden, die mit dem Diabastuffhorizont (Diabastuff-Member) des Plabutsch-Buchkogelzuges (SCHÄFER, 1937) zu korrelieren sind.

2.3.2. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe nördlich der Rannachstörung (Rötschgrabenscholle)

Nördlich der Rannach-Störung fehlen die basalen Vulkanite (Abb. 3, Profil Rötschgraben). Die Schichtfolge setzt mit einzelnen Schuppen, bestehend aus Äquivalenten der Oberen Schichten von Kher und „Crinoiden-Schichten“ ein. Erstere und die basalen Anteile der Crinoidenschichten sind deformiert, es bildet sich v.a. eine engständige Schieferung aus.

Obere Schichten von Kher

Am NW- und NE-Hang des Weißbecks finden sich stark verschuppte Ton- und Siltschiefer mit linsig aufgelösten, hellen, rosa-grau gefärbten Flaserkalken. Diese Gesteine werden in Analogie zur Abfolge in Kher zu den Oberen Schichten von Kher gestellt. Zwar sind auch aus den „Crinoiden-Schichten“ graue bis ockerige, tonreiche Flaserkalke bekannt. Die Flaserkalke der Kher-Formation unterscheiden sich aber durch die bunte Färbung und durch den geringeren Tonanteil von denen der „Crinoiden-Schichten“. Das Alter der Oberen Schichten von Kher (Obere Kher-Formation) ist nicht völlig gesichert. Conodontenfaunen verschiedener Lokalitäten (meist aus Flaserkalken gewonnen) belegen verschiedene Horizonte im Obersilur und Unterdevon (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1971; EBNER et al., 1979; NEUBAUER et al., 1986). Damit sind sie tw. zeitgleich zu den

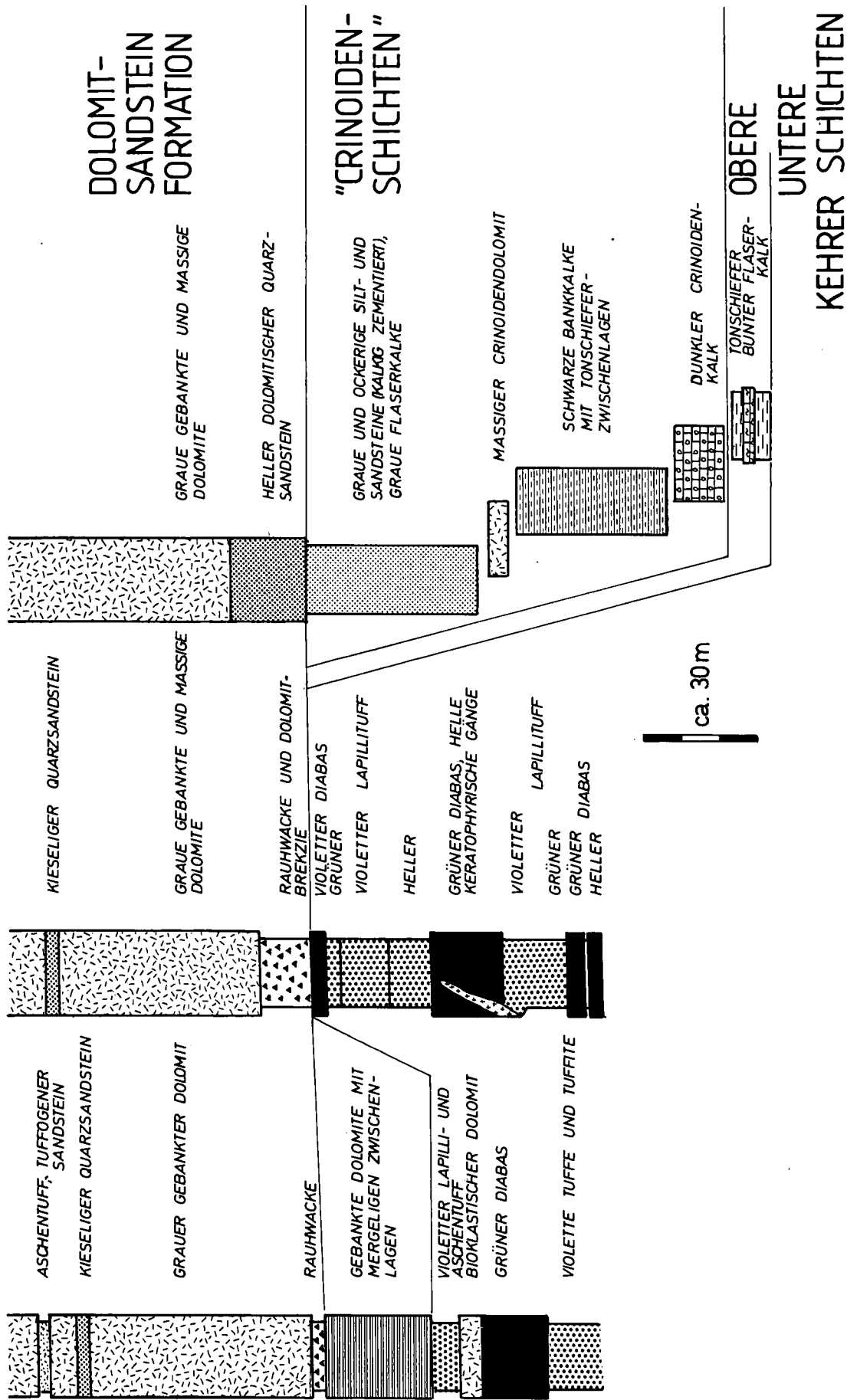


Abb. 3. Schematische Säulenprofile der basalen Schichtfolgen der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum.

„Crinoiden-Schichten“ (Eggenfeld-Formation) des Profils Eggenfeld. Andererseits ist in verschiedenen, vollständig aufgeschlossenen Profilen die Überlagerung von „Crinoiden-Schichten“ auf Oberer Kehr-Formation klar gegeben. Dieses Dilemma kann nur durch eine Neubewertung der vorhandenen Conodontenfaunen gelöst werden.

Crinoiden-Schichten

In der Regel wird die Basis der Rannach-Gruppe im Rötischgraben durch Crinoidenschichten gebildet. Diese zeigen lateral wie vertikal faziell unterschiedlich ausgebildete Abfolgen. Deshalb wird für diesen Bereich eine Gliederung in eine Reihe informeller Member vorgeschlagen. Diese Member werden tw. sicherlich tektonisch begrenzt, wie in einzelnen Aufschlüssen zu erkennen ist. Auf eine Neudefinition des Begriffes „Crinoiden-Schichten“ wird hier wegen der tektonischen Basisgrenze und deshalb darauf verzichtet, da FLÜGEL (1960) ein Profil bei Zitoll als Typusprofil vorgeschlagen hat.

- Crinoidenkalk-Member: Am Westhang des Hiening gegen das Murtal findet sich ein ca. 10–15 m mächtiger Kalkzug. Er besteht aus dunklen, schwach rekristallisierten, gebankten Kalken, die etwas Pyrit führen können. Tonige Lagen fehlen weitestgehend.
- „Bankkalk/Mergel“-Wechselfolge: Eine Schichtfolge aus schwarzen, grau anwitternden, dm-gebankten Bankkalken und zwischengeschalteten grauen Ton- und Mergelschiefern baut den Rücken nordöstlich Friesach auf.
- Crinoidendolomit-Member: Ein hellgrauer, massiger Crinoidendolomit ist im Rötischgraben ca. 400 m ENE Wh. Woff u.a. in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen. Er ist mehrere Meter mächtig und wird von Kalkschiefern und Siltschiefern überlagert. NEUBAUER (1984) beschreibt daraus eine tieferterdevonische Conodontenfauna.
- Siltstein-Member: Eine Wechselfolge aus hellgrauen bis ockerigen, kalkig zementierten Siltsteinen, Sandsteinen und Einschaltungen von dm-dicken ockerigen und grauen faserigen Kalken scheint den Crinoidendolomit zu überlagern. Sie können bis 60 Meter mächtig werden. Die Grenze zur überlagernden Dolomitsandstein-Formation wird am Koin durch den abrupten Wechsel zu dolomitisch zementierten, quarzreichen Sandsteinen, bzw. zu Dolomiten definiert. Am Osthang des Weißbeck ist diese Abgrenzung infolge Verschuppung nicht so klar.

Die Sandsteine der Crinoiden-Schichten unterscheiden sich durch den Typ des Zementes (Kalkspat) und durch die Streuglimmerführung von denen der Dolomitsandstein-Formation.

Dolomitsandstein-Formation

Die Dolomitsandstein-Formation setzt mit dolomitisch zementierten Sandsteinen ein. Zur Abgrenzung zu den Crinoiden-Schichten am Weißbeck siehe Abschnitt Crinoiden-Schichten. Diese Sandsteine können mehrere Zehnermeter an Mächtigkeit erreichen. Darüber folgen meist ungebankte bis grob gebankte graue Dolomite, in die manchmal dünne quarzsandsteinführende Horizonte eingeschaltet sind (Steinbruch südlich Weißbeck). Aus den basalen Dolomiten NE Friesach wurde eine kleine Conodontenfauna der *Polygnathus dehiscens*-Zone (basales Ems) gewonnen.

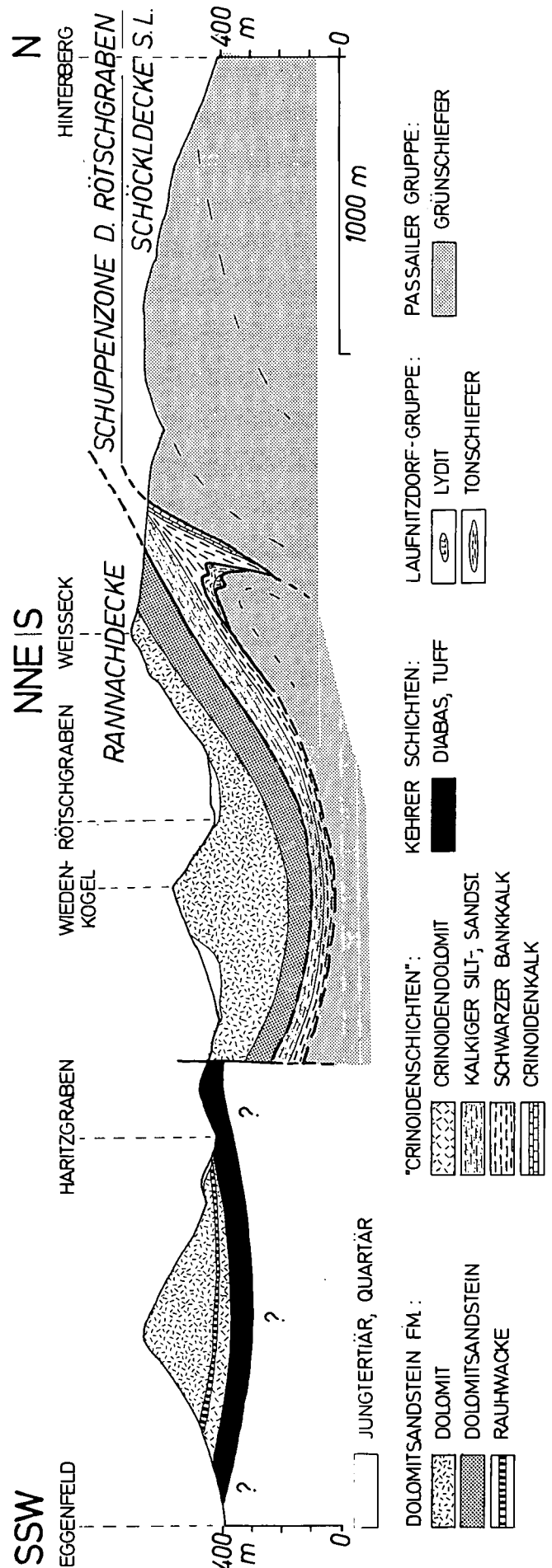


Abb. 4.
Geologisches Profil.
Zur Lage siehe Abb. 2.

3. Geologischer Bau und Deformationsentwicklung

Der geologische Aufbau des kleinen Untersuchungsgebietes läßt sich aus wenigen Elementen zusammengesetzt denken (Abb. 4):

- a) Der Hiening kann als Teil der Schöckldecke s.l. angesehen werden. Dieser Bereich ist intern vollständig duktil deformiert.
- b) Die Schuppenzone des Rötchgrabens umfaßt Schuppen, die der Laufnitzdorf-Gruppe respektive

der Laufnitzdorfdecke zugerechnet werden, und Gesteine der basalen Rannachdecke. Alle diese Gesteine sind semiduktil deformiert. Die Schuppen Grenzen scheinen gegen W hin zu klettern: Im östlichen Bereich (z.B. Koin) ist die Grenze zwischen Crinoiden-Schichten und Dolomitsandstein-Formation undeformiert. Die Schuppen Grenze liegt unterhalb des Siltstein-Members. Westlich des Weißecks fehlt das Siltstein-Member, wie auch die basalen Dolomitsandsteine der Dolomitsandstein-Formation wohl infolge tektonischer Amputation. Die Schuppen Grenze scheint damit gegen W in das Niveau der

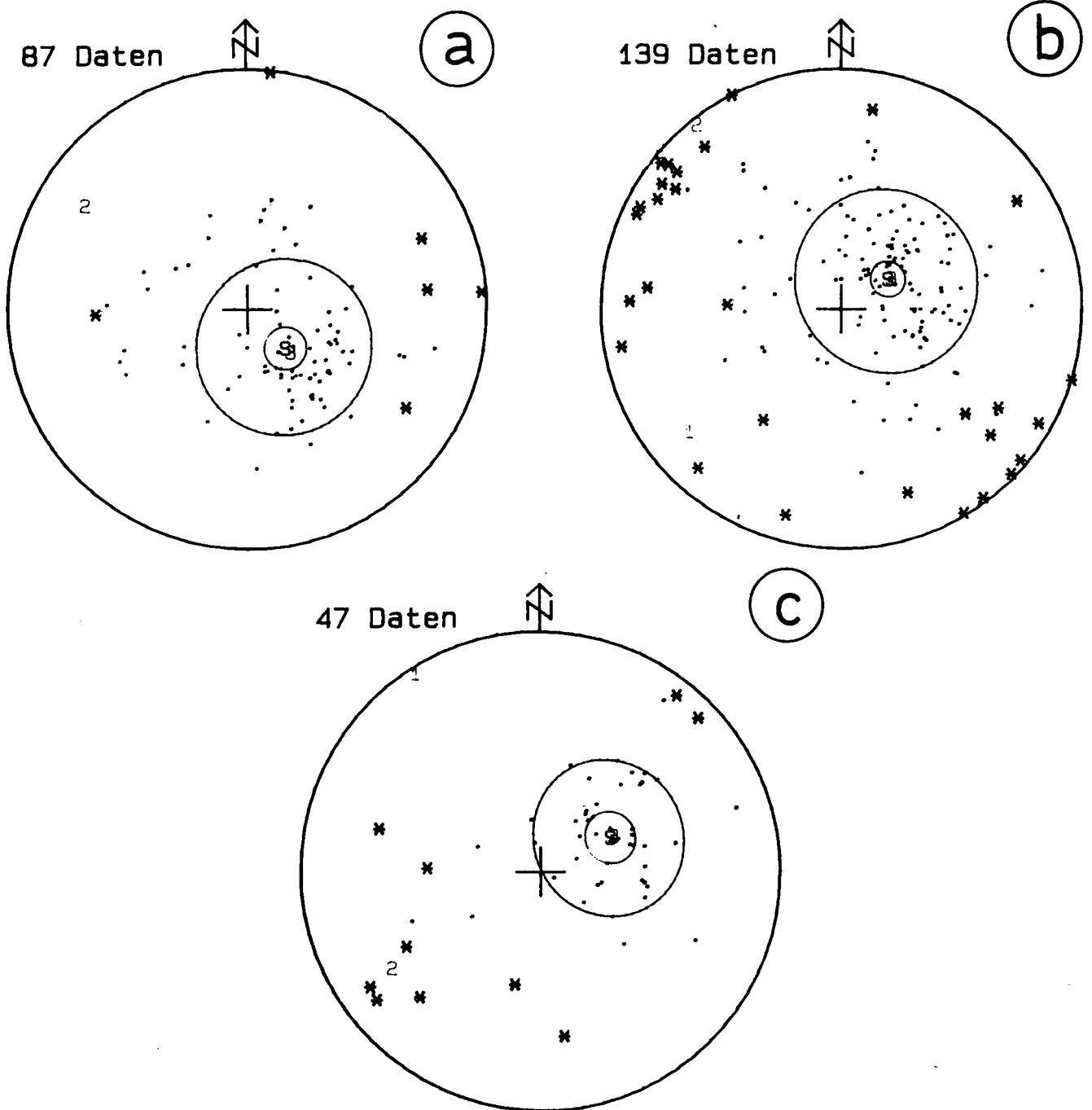


Abb. 5. Gefügedaten in der LAMBERT-schen Projektion (SCHMIDT'sches Netz).

- a) Rannachdecke südlich der Rannachstörung.
- b) Rannachdecke nördlich der Rannachstörung.
- c) Schöckldecke s.l. des Hiening.

Die Zahl der Daten und die statistischen Parameter (S = Schwerpunkfläche; 1, 2, 3 = Durchstoßpunkte der Eigenvektoren; innerer Kleinkreis = Vertrauenskegel; äußerer Kleinkreis = sphärischer Öffnungsgrad) beziehen sich auf die statistischen Parameter von WALLBRECHER (1986).

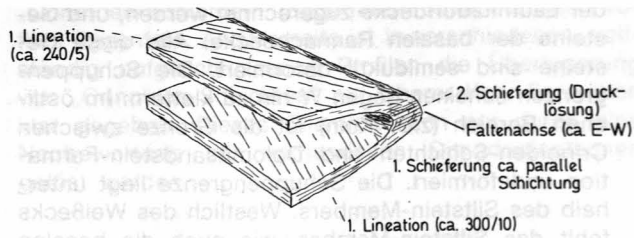
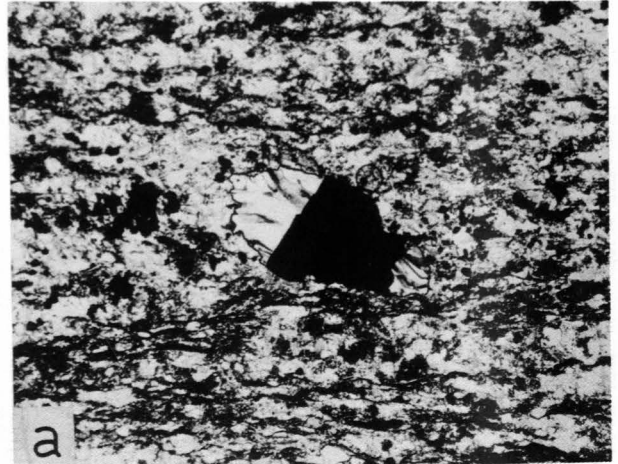
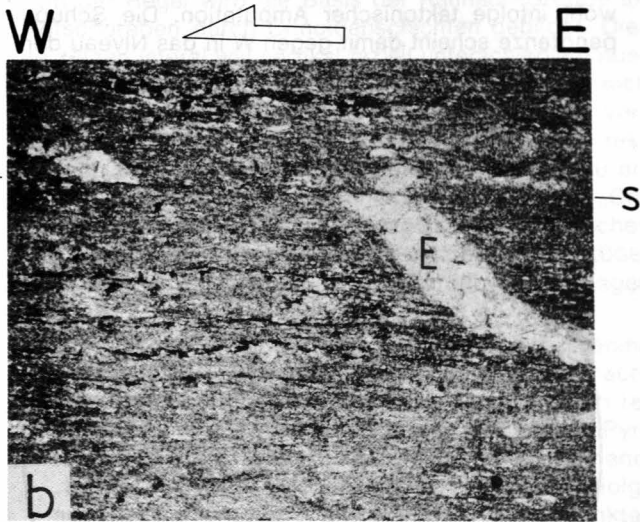


Abb. 6.
Beispiel für die Verfallung der Streckungslineation um eine E-W verlaufende Faltenachse.
Hangfuß des Weißbecks WSW Wh. Woff.



Transversalschieferung

Stoffliche Bänderung

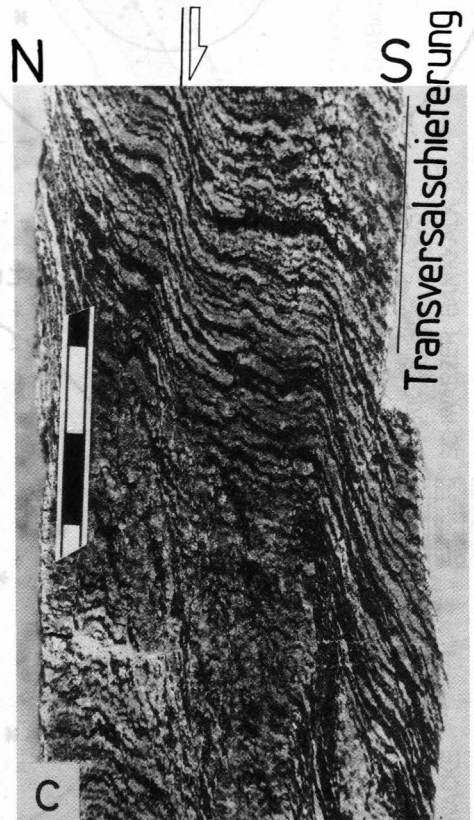


Abb. 7.
Gefüge von Gesteinen phyllosilikatreicher „Crinoiden-Schichten“ der Schuppenzone des Rötischgrabens.
a) Quarzgefüllter Streckungshof um Erzkorn.
Schliff, X-Z-Schnitt, gekreuzte Nicols, lange Bildkante ca. 1,3 mm.
b) Drucklösung und westgerichteter Versatz präexistenter Dehnungsgänge (E) längs Schieferungsflächen.
Schliff, X-Z-Schnitt, gekreuzte Nicols, lange Bildkante ca. 3,3 mm.
c, d) Ausbildung einer Transversalschieferung durch Drucklösung. Diese Falten stehen im Zusammenhang mit dem Antiklinorium der Passailer Gruppe östlich des Weißbecks.
c = Handstück, Teilung der Skala: 1 cm; d = Schliffnegativ, lange Bildkante ca. 1,5 cm, Schnitt quer zur Faltenachse.

Grenze Crinoiden-Schichten/Dolomitsandstein-Formation zu klettern (Rampe einer gegen W gerichteten Überschiebung). Ein weiterer Punkt ist das Antiklinorium, das östlich des Weißbecks zu erkennen ist (Abb. 2, 4): Gesteine der Passailer Gruppe tauchen unter der Schuppenzone des Rötischgrabens auf. Damit verbunden ist eine lokal ausgebildete Transversalschieferung (siehe auch Abb. 7c,d).

- c) Die darauf liegende Rannachdecke ist basal semiduktile deformiert, wobei die hohe Verformung nach wenigen Zehnermetern gegen das Hangende ausklingt. Das Innere der Rannachdecke ist nur schwach spröde deformiert. Die Rannachdecke bildet nördlich der Rannachstörung (siehe unten) eine nach Ost aushebende, unvollständig erhaltene Synklinale, von der v.a. der steil S fallende Nordschenkel vollständig erhalten ist. Das Gebiet südlich der Rannachstörung liegt relativ flach.

Die Auswertung der Orientierungsdaten (Abb. 5) läßt den oben beschriebenen Faltenbau nicht erkennen: Die Schieferungsflächenpole der Schöckldecke des Hiening bilden einen Cluster. Die Streckungslineationspole tauchen bevorzugt nach SW ab. Die Streckungslineation der Grünschiefer geht auf Chlorithöfe um Amphibolporphyroklasten und gestreckte, noch erkennbare Umrisse von Lapilli zurück. Die Schieferungsflächenpole der Rötischgrabenscholle bilden ebenfalls einen Cluster mit einem großen Öffnungswinkel des Kegels des sphärischen Öffnungsgrades, der wohl durch ca. rechtwinkelige Überlagerung des E-W streichenden Faltenbaues mit dem NNW-SSE verlaufenden Aushebens der Falte längs Weißbeck - Koin zustande kommt. Die Streckungslineation verläuft mit ihrem Maximum WNW-ESE. Einzelne Aufschlüsse zeigen, daß die Streckungslinea-

tion durch eine jüngere Isoklinalfaltung verfault sein kann (Abb. 6). E-W streichende bzw. SW einfallende Lineationen treten stark zurück.

Die Streckungslineation der Passailer Gruppe, der Laufnitzdorf-Gruppe und der Crinoiden-Schichten wird durch gelängte Klasten, durch Höfe um rigide Objekte und durch spröde Bewegungsspuren auf Schieferungsflächen gebildet. Der Schersinn ist im allgemeinen gegen W (WSW bzw. WNW) gerichtet (Abb. 7). An Kriterien für den Schersinn (PASSCHIER & SIMPSON, 1986; SIMPSON & SCHMID, 1983) wurden asymmetrische σ - und δ -Porphyroklasten, s-c-Gefüge, Schleppung und schlichter Versatz an c-Flächen und Scherbändern beobachtet (Abb. 7, 8, 9).

In der Eggenbergscholle bilden die Schichtflächen einen breit streuenden, NW einfallenden Cluster. Eine Streckungslineation ist nur selten, dann nur undeutlich ausgebildet. Die wenigen Daten tauchen bevorzugt gegen E ab. Eine geringe Streckung (max. ca. 130 % im X-Z-Schnitt) ist an manchen Blasenfüllungen von Laven zu beobachten (Abb. 10). Die Verformung ist heterogen verteilt und an die Grenzen von Laven zu Tuffen gebunden. Im übrigen äußert sich die E-W-Streckung an ca. N-S orientierten, karbonatgefüllten Dehnungsgängen.

An Deformationsmechanismen ist in der basalen Rannachdecke v.a. Drucklösung in karbonatbetonten Lithologien nachweisbar. In den Lyditen der Laufnitzdorf-Gruppe sind die Quarze polygonal, gut rekristallisiert (Tripelpunkte), geregelt, und zeigen lagenweise einheitliche Korngrößen (Abb. 8). Die Korngröße der Quarze wird durch die Gegenwart einer zweiten Phase kontrolliert: Die Quarze in graphitreichen Lagen sind ca. um zwei Drittel kleiner als die der reinen Quarzlagen.

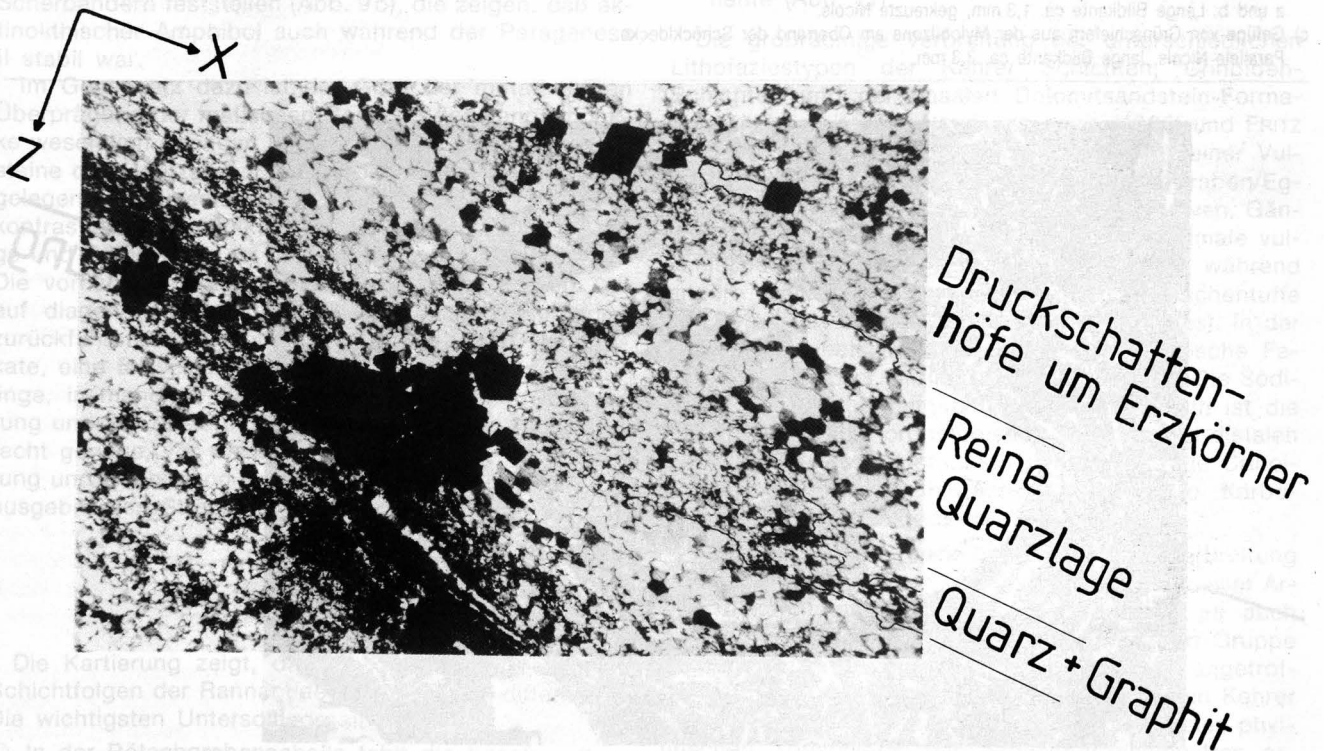


Abb. 8.

Gefüge der Lydite der Laufnitzdorf-Gruppe (nördlich Wh. Woff, Rötischgraben).

Lange Bildkante ca. 1,3 mm. Man beachte das rekristallisierte Quarzkorngefüge und den Korngrößenunterschied zwischen reinen Quarzlagen und graphitischen Quarzlagen.

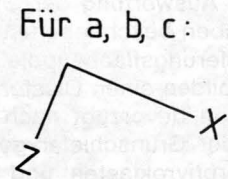
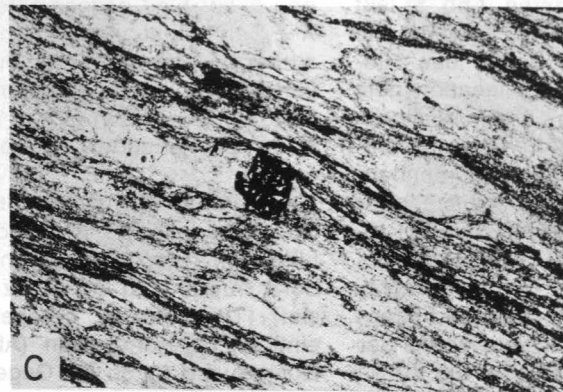
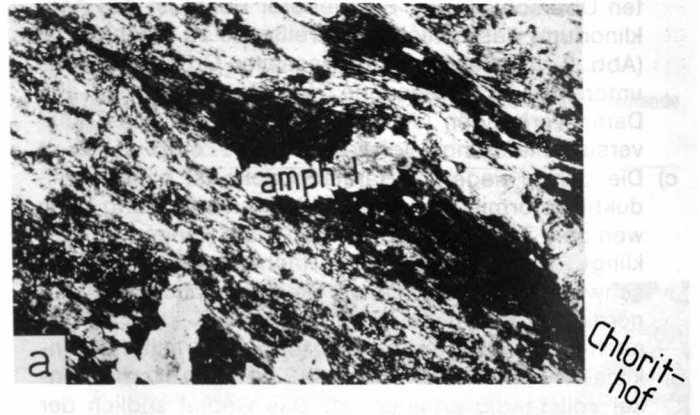
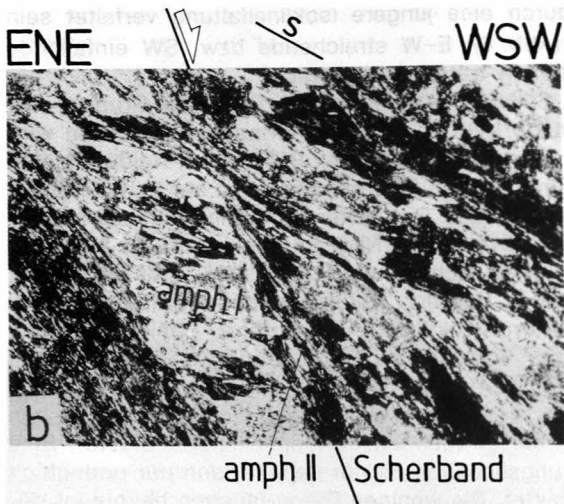


Abb. 9.

Mylonitische Deformation in den Grünschiefern der Schöckldecke s.l..

- a) Amphibol I als rigides Objekt mit Druschattenhöfen aus Chlorit.
- b) Scherbänder mit Wachstum von aktinolithischem Amphibol II und Chlorit ausgehend von Porphyroklasten von Amphibol I.
a und b: Lange Bildkante ca. 1,3 mm, gekreuzte Nicols.
- c) Gefüge von Grünschiefern aus der Mylonitzone am Oberrand der Schöckldecke.
Parallele Nicols, lange Bildkante ca. 3,3 mm.

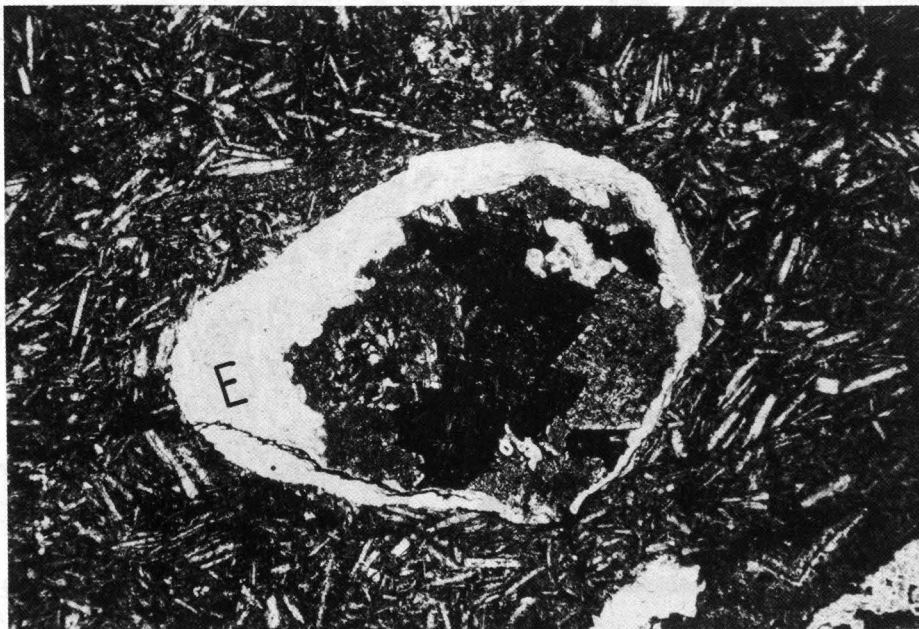


Abb. 10.

Gefüge der Diabase der Unteren Kehr-Formation des Haritzgrabens.

Perfekte Erhaltung vulkanischer Gefüge (kryptokristalline Grundmasse mit Plagioklasleistchen, Mandeln etc.), geringe Streckung der Mandeln, keine durchgehende Chloritisierung.

Lange Bildkante ca. 3,3 mm, gekreuzte Nicols, Schnitt parallel zur Schichtung und Schieferung (X-Y-Schnitt).

gen (Wachstumshemmung durch Oberflächeneffekte). Die Quarzkörner können im X-Z-Schnitt etwas gelängt sein (X/Z-Verhältnis ca. 1,2). Die Quarzmikrogefüge deuten auf „Power law creep“ als wesentlichen Deformationsmechanismus.

4. Metamorphoseentwicklung

Die Metamorphoseentwicklung läßt sich am besten an den mafischen Gesteinen demonstrieren. Die primäre, vulkanische Mineralparagenese der Grünschiefer der Passailer Gruppe ist vollkommen überprägt. Magmatische Mineralrelikte sind nur mehr in Formrelikten mancher einsprenglingsartiger Plagioklase vorhanden. Die metamorphe Mineralparagenese besteht aus aktinolithischem Amphibol, Albit, Chlorit, Biotit, Epidot, Titanit und Karbonat. Die texturale Entwicklung der Minerale in Bezug auf die Deformation läßt analog zu anderen Bereichen der Passailer Gruppe (NEUBAUER, 1982) eine zweiphasige Entwicklung erkennen: Ca. 0,5 bis 1 mm große, rundliche aktinolithische Amphibole bilden Porphyroklasten (Abb. 9a,b). Sie sind häufig in gleich orientierte Skelettkristalle aufgelöst und in Chlorit umgesetzt, der auch die Druckschattenhöfe um diese Porphyroklasten aufbaut (Abb. 9a). Manchmal geht die Umsetzung von aktinolithischem Amphibol in Chlorit über einen feinkörnigen Biotitsaum. Im übrigen ist das Grundgewebe komplett rekristallisiert und gut geregelt. Zu dieser zweiten, jüngeren Paragenese zählen Chlorit, Epidot, Albit, Titanit, Karbonat, idiomorphe opake Minerale (Magnetit ?). Manchmal kann man ausgehend von Porphyroblasten mit aktinolithischem Amphibol feine aktinolithische Amphibole längs von Scherbändern feststellen (Abb. 9b), die zeigen, daß aktinolithischer Amphibol auch während der Paragenese II stabil war.

Im Gegensatz dazu ist der Grad der metamorphen Überprägung der mafischen Gesteine der Rannachdecke wesentlich geringer. Als Beispiele seien die Grünschiefer des Haritzgrabens besprochen, da sie die nahegelegenen Grünschiefer der Rannachdecke deutlich kontrastieren. Das vulkanische Gefüge der Laven, Gänge und Pyroklastika ist vollkommen erhalten (Abb. 10). Die vorhandene Alteration läßt sich zum größten Teil auf diagenetische und hydrothermale Veränderungen zurückführen. Man beobachtet Umsetzung in Phyllosilikate, eine teilweise Karbonatisierung heller Einsprenglinge, in manchen Bereichen auch eine Karbonatisierung und Serizitisierung der Grundmasse, und nur eine recht geringe, v.a. an Mandeln ansetzende Chloritisierung und Neubildung von Karbonat längs von schwach ausgebildeten Streckungshöfen (Abb. 10).

5. Diskussion

Die Kartierung zeigt, daß die zeitgleichen, basalen Schichtfolgen der Rannachdecke sehr stark differieren. Die wichtigsten Unterschiede sind:

- In der Rötischgrabenscholle fehlt die basale vulkanogene Folge im Untersuchungsgebiet.
- Die Crinoidenschichten sind im nördlichen Faziesraum mächtig entwickelt, sind stark siliziklastisch beeinflusst (Sand, Silt). Südlich der Rannachstörung

sind die Crinoidenschichten nur in einer geringmächtigen dolomitischen Sonderentwicklung vorhanden.

- Die basale Dolomitsandstein-Formation zeichnet diese Unterschiede in den Crinoiden-Schichten nach: Die Klastika der Crinoidenschichten setzen sich in solche Quarzarenite der basalen Dolomitsandstein-Formation fort. In der Eggenbergscholle fehlen die basalen Klastika der Dolomitsandstein-Formation komplett. Sie werden faziell durch Rauhacken vertreten, die in gebankte, tw. crinoidenführende Dolomite übergehen.
- Die im Kartenbild erkennbare Diskordanz zwischen Crinoiden-Schichten/Kehrer Schichten und der Dolomitsandstein-Formation dürfte auf eine Schollenrotation während einer Dehnungs- und Subsidenzphase zurückgehen. Die Dehnung leitet die kontinuierliche Subsidenz während der Sedimentation der Dolomitsandstein-Formation ein. Die Schollenrotation muß auf Grund der biostratigraphischen Daten während des Unterdevons (nach dem Gedinne und vor dem basalen Ems) erfolgt sein. Sie erfolgt zeitgleich mit der allgemeinen Umstellung der Sedimentation im ostalpinen Altpaläozoikum von klastisch dominierter, faziell stark diversifizierter Sedimentation zur Entwicklung einer einheitlichen Karbonatplattform ab dem höheren Unterdevon (FLÜGEL, 1977; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Als Grenze zwischen diesen beiden Zonen fungiert eine WNW-ESE verlaufende Störung. Mit dieser Orientierung läßt sich diese Störung mit einer seit CLAR (1933) bekannten Störung im Gebiet südlich der Hohen Rannach verknüpfen. Der abrupte Wechsel der sedimentären Fazies längs dieser Störung erfordert eine größere Seitenverschiebungskomponente (Abb. 11).

Die großräumige Verbreitung der unterschiedlichen Lithofaziestypen der Kehrer Schichten, Crinoiden-Schichten und der basalen Dolomitsandstein-Formation wird bereits von NEUBAUER et al. (1986) und FRITZ & NEUBAUER (1989) auf das Vorhandensein einer Vulkaninsel zurückgeführt: Der Bereich Haritzgraben/Eggenfeld wird auf Grund der Dominanz von Laven, Gängen und groben Tuffen als zentrale bis proximale vulkanische Fazies einer Vulkaninsel betrachtet, während andere Bereiche (z.B. Kehr) v.a. durch Aschentuffe charakterisiert sind (distale vulkanische Fazies). In der morphologischen Hochzone (zentrale vulkanische Fazies) fehlen später siliziklastische Sedimente. Die Sedimente bleiben geringmächtig. Charakteristisch ist die Rauhacke. Die morphologische Tiefzone der distalen vulkanischen Fazies ist durch relativ mächtige Crinoidenschichten und siliziklastisch beeinflusste Karbonatsedimente charakterisiert.

Die Laufnitzdorf-Gruppe hat eine größere Verbreitung als bisher angenommen wurde. Neben der in dieser Arbeit bekanntgemachten Schuppe erscheint es auch möglich, daß Gesteine, die der Laufnitzdorf-Gruppe sehr ähneln, beim Bau des Plabutschunnels angetroffen wurden. Die von BROSCH (1985, Taf. 1) den Kehrer Schichten zugerechneten dunklen, karbonatfreien phyllitischen Tonschiefer des Stollennordabschnittes erscheinen für diese eher untypisch, v.a., weil an der Oberfläche solche nicht angetroffen wurden.

Im Prinzip ist die Deformationsentwicklung ähnlich dem nordwestlich anschließenden Gebiet, aus dem

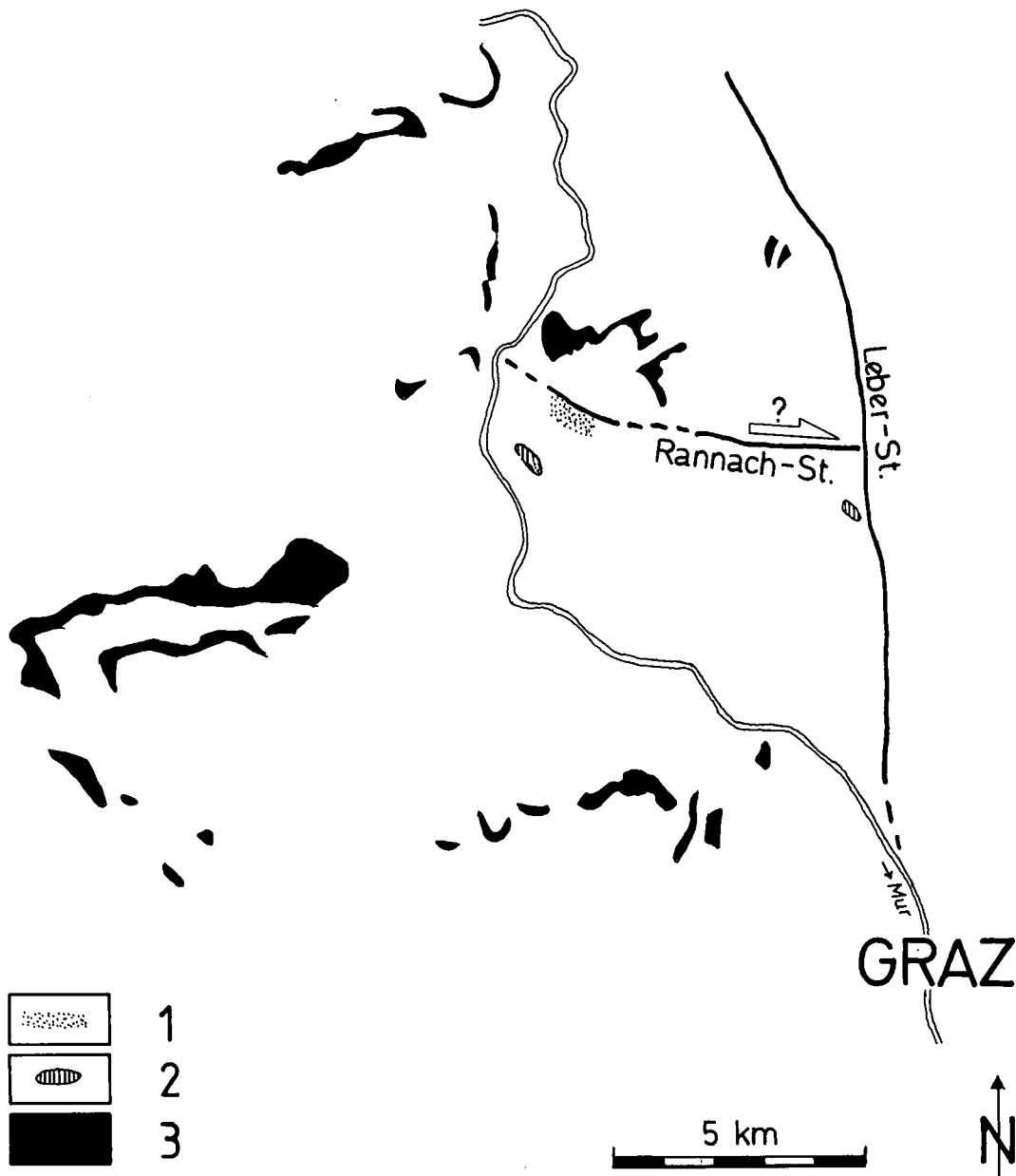


Abb. 11.
Vereinfachte Verteilung der Lithofaziestypen der Oberen Kehr-Formation und der „Crinoiden-Schichten“ im Grazer Paläozoikum.
1 = pelagische Kalke und siliziklastisch beeinflusste Kalksedimentation; 2 = geringmächtige Crinoidendolomite; 3 = fehlende Sedimentation.

durch FRITZ (1986, 1988) und FRITZ & KRÁLIK (1986) Daten vorliegen, und dem Gebiet bei Graz (BROSCH, 1985). FRITZ zeichnet auf Grund von Extensionspfaden an rigidem Objekten eine Orientierungsänderung an einer Überschiebung nach, wobei der Pfad in der tieferen Decke von WSW-gerichteter Überschiebung zu einer WNW-gerichteten Überschiebung wandert. Aus dem Untersuchungsgebiet liegen auch Beobachtungen vor (Abb. 6), die zeigen, daß die unterschiedliche Orientierung der Streckungslineation lokal auch auf Überfaltung zurückgeführt werden kann. Der einheitliche Schersinn an beiden Maxima zeigt jedoch, daß die unterschiedliche Orientierung regional auf einen wechselnde Orientierung der Extension auf einer gleich orientierten Fläche, nicht auf Überfaltung zurückgeht. Man muß allerdings auch im Auge behalten, daß die Zahl der zuverlässigen Beobachtungen zum Schersinn in beiden Gebieten gering ist.

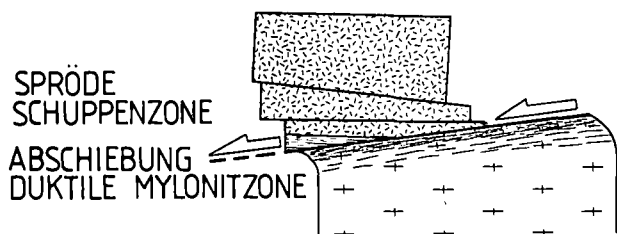
Die Mineralparagenesen der Grünschiefer der Passailer Gruppe ist die der klassischen Grünschieferfazies (Klinozoisit-Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone nach WINKLER, 1979). Damit sind sowohl während des ersten

wie zweiten metamorphen Stadiums Temperaturen von annähernd knapp 400°C erreicht worden. Ob im ersten Metamorphosestadium die Epidot-Amphibolitfazies erreicht wurde, läßt sich anhand der Beobachtungen schwer abschätzen. Jedoch spricht der schwach ausgeprägte Pleochroismus der Amphibole eher gegen die Annahme einer Epidot-Amphibolitfazies. Da diese zweite Mineralparagenese das letzte Metamorphoseereignis in diesem Gebiet ist, läßt sich diese zwanglos als altalpines Ereignis identifizieren. Dafür sprechen die K/Ar- und Rb/Sr-Daten an Hellglimmern der Schöckldecke wenige Kilometer NW des Arbeitsgebietes (FRITZ, 1986, 1988) und Daten von Biotit östlich des Arbeitsgebietes (FLÜGEL et al., 1980).

In der Rannachdecke des Untersuchungsgebietes wurde die Grünschieferfazies nicht erreicht. Der Nachweis von parageneseindikativen Prehnit oder Pumpellyit auf röntgenographischen Weg ist nicht gelungen, obwohl von Vorkommen von Prehnit in anderen Lokalisationen der Rannachdecke hingewiesen wird (zur Zusammenfassung, vergl. BECKER, et al., 1987). Damit kommt der Grenze zwischen Rannachdecke und Schöckldecke

ⓑ

KRUSTENAUSDÜNNUNG DURCH ABSCHIEBUNGEN WÄHREND AUFSTIEG



ⓐ

KONTINUIERLICHES METAMORPHOSEPROFIL

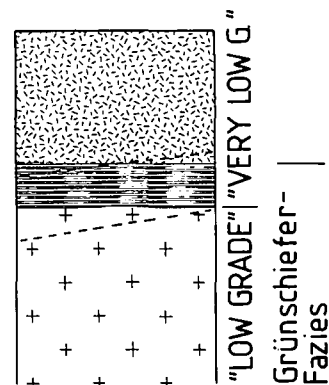


Abb. 12.

Modell für die Zerstörung eines kontinuierlichen Metamorphoseprofils durch Aufstieg und Ausdünnung der Kruste unter Ausbildung einer flachen Abschiebung.

eine gewisse Bedeutung als Metamorphosegrenze zu, da bedeutend schwächer metamorphe Schichtfolgen auf stärker metamorphen Schichtfolgen liegen, und damit einen hohen Temperatur/Druck-Gradient der alpinen Metamorphose vortäuschen.

Abb. 12 gibt eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen: Während der altpaläozoischen Orogenese wird ein kontinuierliches Metamorphoseprofil aufgebaut (Abb. 12a). Die Kruste kühlt anschließend während der Heraushebung ab. Der Aufstieg erfolgt durch Krustendehnung und Zergleiten. Am Oberrand duktil deformierter, gedehnter metamorpher Komplexe bilden sich flache, abschiebende Mylonitzone, an denen die Kruste darüber absinkt. Dadurch kommt es zur Ausdünnung und seitlichem Ausquetschen von dazwischen liegenden Krustenabschnitten. Generell täuschen solche flache Abschiebungen Überschiebungszonen vor. Ein wesentlicher Unterschied zu Überschiebungen ist das ausgedünnte Metamorphoseprofil wie auch das ausgedünnte lithologische Profil. Dadurch kommen nicht- oder schwachmetamorphe Krustenkomplexe direkt auf bedeutend stärker metamorphen Komplexen zu liegen. Dieses Phänomen ist immer mit Krustenextension verknüpft (vergl. GENSER & NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989).

Dank

Mein Dank gilt meinem verstorbenen Kollegen und Freund Hannes GOLLNER, mit dem gemeinsam ein Projekt zum Thema „Silur und tieferes Devon im Grazer Paläozoikum“ begonnen wurde. Mit H. FRITZ, der das nordwestlich anschließende Gebiet bearbeitet, wurden viele kaffeereiche Gespräche über das Thema dieser Arbeit geführt. Diese Arbeit wurde durch den Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 5506) und durch die Geologische Bundesanstalt gefördert.

Literatur

- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P., Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts; Mineralia slovacica – Monography, 69–106, Bratislava (Alfa) 1987.
- BROSCH, F.J.: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutsch-Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.A., **127**, 525–549, Wien 1985.
- CLAR, E.: Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **70**, 1–23, Graz 1933.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. Geol. Paläont. Beil. Bd., **74**, 1–39, Stuttgart 1935.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Paläont. Technik Bergbau Landesmus. Joanneum, **37**, 275–305, Graz 1976.
- EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, 2 Karten, Wien 1983.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Großstübing. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F. & WEBER, F.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötischgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 95–113, Graz 1978.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69**(1976), 106–162, Wien 1978.

- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69**(1976), 106–162, Wien 1978.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Technik Landesmus. Joanneum, Sdh. 1, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstagung Stratigraphie Silur & Devon (1958), 115–61, Praha 1960.
- FLÜGEL, H.W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 201–211, Wien 1980.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., 1 geol. Karte, Wien (Geol. Bundesanst.) 1984.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, 142–148, Wien 1971.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986.
- FRITZ, H.: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Geodinamica Acta, **2/2**, 53–62, Paris 1988.
- FRITZ, H. & KRALIK, M.: Finite and Incremental Strain Untersuchung im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. – Symposium Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Tektonik, 10.–12.4.1986, Kurzfassungen, 23–27, Tübingen (Attempto) 1986.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1989): Geodynamic aspects of the Silurian/early Devonian sedimentation of the Paleozoic of Graz. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **68/3**, 359–367, Zürich 1989.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**(1988), 233–243, Wien 1989.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Chr.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Chr.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.
- HOERNES, R.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **28**, 249–278, Graz 1892a.
- HOERNES, R.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. Geol. Reichsanst., **1892**, 144–159, Wien 1892b.
- MOODY, J.B., MEYER, D. & JENKINS, J.E.: Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. – Amer. J. Sci., **283**, 48–92, 1983.
- NEUBAUER, F.: Untersuchungen zur Tektonik, Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrandes. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, **3**, 93–101, Leoben 1982.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1980 über Aufnahmen auf Blatt 164 Graz. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, A96–A97, Wien 1984.
- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism-controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz, Austria. – IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia, May 25–31, 1986, Abstracts, 59–60, Cagliari 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon der Gurktaler Decke und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C.: Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. Struct. Geol., **8**, 831–843, Oxford 1986.
- PLODOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **37**, 276–323, Graz 1976.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M., NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, Boulder 1989.
- SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianbergzuges bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **74**, 133–143, Graz 1937.
- SCHWINNER, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **134**, 219–276, Wien 1925.
- SEELMEIER, H.: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichst. Bodenforsch., **1944**, 1–25, Wien 1944.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement of sheared rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1281–1288, Boulder 1983.
- VACEK, M.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. Geol. Reichsanst., **1892**, 32–49, Wien 1892.
- WALLBRECHER, E.: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. – 244 S., Stuttgart (Enke) 1986.
- WELISCH, L.: Beitrag zur Kenntnis der Diabase der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **47**, 53–82, Graz 1910.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S., New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Februar 1989.

Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark)

Von HELMUTH W. PEER*)

Mit 18 Abbildungen

*Steiermark
Oberostalpin
Mittelostalpin
Deckentektonik
Blastomylonit
Rekristallisation*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 128

Inhalt

Zusammenfassung	475
Abstract	475
1. Einleitung	476
2. Geologischer Überblick	476
3. Die Blastomylonite	478
3.1. Definition	478
3.2. Ausgangsgesteine der Walchener Mylonite	479
3.3. Mikrostrukturen	479
3.4. Das Alter der Mylonitbildung	484
3.5. Postmylonitische spätalpidische Hornblendeblastese	484
4. Folgerungen	485
Anhang: Erläuterung des Boxplot	486
Dank	486
Literatur	486

Zusammenfassung

Grünschiefer an der Basis der oberostalpinen Ennstaler Phyllit-Formation werden im Gegensatz zu früheren Deutungen nicht als prograde, epizonal metamorphe Tuffe, Tuffite und Metadiabase betrachtet, sondern als rekristallisierte Blastomylonite nach Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen des mittelostalpinen Kristallins der Wölzer Tauern. Die Mylonitbildung wird als ein syntektonischer Prozeß während der altpalpidischen Überschiebung des oberostalpinen Deckenstapels auf das Mittelostalpin aufgefaßt. Die anfangs syndynamische Rekristallisation in den Myloniten erreichte mit der postmylonitischen Blastese von Hornblende und Granat ihren Höhepunkt. Die dabei herrschenden P-T-Bedingungen werden auf etwa 4 kb und 500 Grad geschätzt. Prämylonitischer Mineralbestand und Textur werden fast völlig ausgelöscht. Reliktminerale des Mylonitprotoliths sind Granat, Biotit und Plagioklas. Der Mylonitprotolith erfährt durch den Abbau der in seinen Mineralaggregaten gespeicherten Deformationsenergie während der syntektonischen Rekristallisation eine Korngrößenreduktion der Plagioklasmatrix auf 0,009-0,03 mm.

Erneute Deformation nach der Hornblendeblastese verursacht Rotationsstrukturen an kurzprismatischen Hornblendeblasten.

Alle Gesteine im Liegenden des etwa 400 m mächtigen Mylonitkomplexes werden in die Wölzer Glimmerschiefer-Formation gestellt. Die Hangendgesteine gehören mit der Ausnahme eines Grenzstreifens unsicherer Zuordnung der Ennstaler Phyllit-Formation an.

Abstract

It is assumed that greenschists in the footwall of the Upper Austroalpine Enns Valley Phyllite Formation are contrary to previous interpretations not prograde metamorphic mafic tuffs, tuffites and metadiabases, but represent recrystallized blastomylonites originated from amphibolites and biotite-bearing plagioclase gneisses which belong to the Middle Austroalpine Unit. Mylonitization associated with ductile thrust faulting is a syntectonic process during north directed nappe movements of the Upper Austroalpine onto the Middle Austroalpine. Synkinematic recrystallization of the mylonites culminated in a postmylonitic static growth of hornblende and garnet which provide p-t-conditions of approximately 4 kb and 500 degrees celsius. The premylonitic mineral assemblage and texture were almost completely destroyed. Relictic minerals are garnet, biotite and plagioclase. Due to the reduction of the stored deformation energy in the ductile deformed grains the grain size of the mylonite protolith was reduced to 0,009-0,03 mm via synkinematic recovery and primary recrystallization. Deformation after the growth of hornblende produced fluxion structures around rigid hornblende grains.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HELMUTH W. PEER, Schießstattstraße 16/40, A-8706 Leoben.

All rock types in the footwall sequence of the mylonitic complex belong to the Wölzer Mica Schist Formation which is a part of the Middle Austroalpine Unit. Most of the rocks overlying the mylonite complex belong to the Enns Valley Phyllite Formation, excluded a narrow stretch of uncertain classification immediately above the mylonites.

1. Einleitung

In kristallinen Schiefen sind Deckenbahnen bei Abwesenheit geeigneter Leitgesteine kaum erkennbar. Z. B. kann die Überschiebung eines epizonal metamorphen Phyllitstapels auf mesozonal metamorphe Glimmerschiefer durch s-parallele Phyllonitierungsprozesse mit begleitender Ausbildung von Schuppenzone zu metamorphen Scheinserien führen, die einen ungestörten Metamorphoseübergang von Glimmerschiefern in Phyllite vortäuschen können. Dies wurde in der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten lange Zeit vermutet (FRITSCH, 1953; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976; METZ, 1976, 1980).

Die geographische Fixierung einer Überschiebungsfläche wird erst dann möglich, wenn die Trennung von Schieferserien in zwei tektonisch selbständige Einheiten gelingt, oder, wenn eine Deformationskonzentration innerhalb eines definierbaren Gesteinsstreifens erkannt wird, die auf Scherprozesse zurückgeführt werden kann. Eine Aussage über Schubweiten kann auch dann nicht getroffen werden.

Für die Auflösung einer derartigen Überschiebungstektonik wird unter anderem auch der Nachweis von Myloniten (Definition siehe Kap. 3.1.) bedeutend. Unter P-T-Bedingungen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies rekristallisiert jedoch der Primärmineralbestand des Myloniteduktes weitgehend syntektonisch bei duktiler Deformation. Der Mineralbestand von Myloniten wird somit – je nach petrographischer Zusammensetzung und Metamorphosegrad – dem von „Normalgesteinen“ wie Schiefen, feingebänderten Gneisen, Quarziten oder Grünschiefern angeglichen.

Überdauert Rekristallisation die Deformation, können megaskopische Deformationskriterien fast vollständig eliminiert werden. In solchen Fällen werden detaillierte Mikrostrukturuntersuchungen zum entscheidenden Kriterium für den Nachweis der Bewegung. Mineralparagenesen können dann nur mehr zur Definition der Metamorphosebedingungen – im günstigen Fall für die Bedingungen zum Zeitpunkt der synkinematischen Mylonitbildung – herangezogen werden, nicht aber für den Deformationsmechanismus selbst.

Syntektonische Mylonitbildung in Verbindung mit Deckenüberschiebungen erfordert einen P-T-Bereich, in dem weitgehend duktile oder zumindest semiduktile Deformation dominiert. Die dafür notwendigen Voraussetzungen werden in Krustenbereichen ab 10 km erreicht (PRICE, 1966; SIBSON, 1977; RAMSEY, 1982; SCHOLZ, 1988). In Metamorphiten können daher Störungszerrisseln (fault gouge), tektonischen Brekzien und sonstigen kataklastischen Gesteinen keinerlei Bedeutung für Deckenbahnen während orogener Kompressionstektonik zuerkannt werden.

Vorliegende Arbeit versucht nun, Argumente dafür vorzubringen, daß die Liegendteile bisher als epizonal metamorphe „Grünschiefer“ („Metatuffe, Metatuffite“, „Metadiabase“) aufgefaßter Gesteine an der Basis der altpaläozoischen oberostalpinen Grauwackenzone im

Ennstal als rekristallisierte Blastomylonite nach granatführenden Plagioklas-Amphiboliten und Hornblende-Plagioklasgneisen interpretiert werden können. Der Deformationsnachweis wird über reliktsche Mineralbestände, Scherkriterien, Mikrostrukturen und Analogieschlüsse geführt.

2. Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet besteht aus zwei mittelsteil nach Norden fallenden tektonostratigraphischen Einheiten:

- 1) Liegend das mesozonal metamorphe mittelostalpine Kristallin (Wölzer Glimmerschiefer-Formation; WGLF) und
- 2) Die nordwärts darauf überschobene, epizonal metamorphe oberostalpine Grauwackenzone, die im Untersuchungsgebiet von der Ennstaler Phyllit-Formation (EPHF) vertreten wird (Abb. 1).

Als Alter beider Einheiten wird Altpaläozoikum angenommen. In der Wölzer Glimmerschiefer-Formation dominieren im Abschnitt der Walchen Granat-Glimmerschiefer mit Marmoreinschaltungen zwischen 0,2 und 180 m Mächtigkeit in den hangenden Bereichen, aber doch 2–3 km südlich der basischen Mylonite. Dunkelgraue bis schwarze Quarzite werden 1 cm bis einige Meter mächtig. Durch Pyritverwitterung rostig gefärbte Muskovit-Quarzschiefer bilden zusammen mit Muskovit-Albit-Chloritschiefern das Nebengestein der Cu-Pb-Zn-Lagerstätte Walchen. Die grauschwarzen Quarzite treten liegend und hangend dieses charakteristischen rostigen Bandes auf. Amphibolite fehlen.

Die Ennstaler Phyllit-Formation besteht aus Metapsammiten und Metapeliten mit einigen Kalkmarmorbändern. Metapsammite überwiegen bei weitem. Zahlreiche Grünschieferzüge bevorzugen eine basale Position innerhalb dieser Formation. Die als Mylonite interpretierten Metavulkanite wurden bisher diesen Grünschieferzügen zugerechnet.

Die mächtigeren Marmorlager innerhalb der WGLF werden als Sölker- und/oder Gumpeneckmarmore bezeichnet. Ein Fund triassischer Crinoiden (HAUSER & BRANDL, 1956) ließ diese Marmore zu einem wesentlichen Faktor zur Stützung der Vorstellung einer deckentektonischen Trennung von Mittelostalpin und Oberostalpin im Untersuchungsgebiet werden (TOLLMANN, 1963, S. 33). Da allerdings der betreffende Fundblock aus dem Schwemmkegel eines Bachs stammt (Griesbach NE Pleschnitzzinken), das Gebiet vom Ennstalgletscher bedeckt war, die mesozoischen Nördlichen Kalkalpen nur 4 km weiter nördlich lagern, kann diesem Fund nicht diejenige volle Bedeutung zuerkannt werden, die ihm bisher anhaftete, da eine Herkunft aus Moränenablagerungen in Erwägung gezogen werden muß. Außerdem sind die zur Diskussion stehenden Sölker- oder Gumpeneckmarmore Granatglimmerschiefern eingelagert und liegen 1200 m südlich der derzeit vermuteten Deckengrenze zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation (siehe Geologische Karte der Steiermark, 1 : 200.000, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Ihnen die Bedeutung von regionalttektonischen Deckentrennelementen zuzuordnen, ist meiner Ansicht nach in dieser einfachen Form nicht möglich. Allerdings ist die Unterlagerung der Grauwackenzone durch lückenhafte, z. T. fossilbelegte Meso-

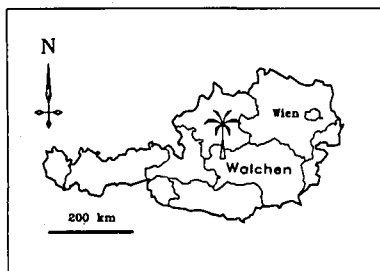
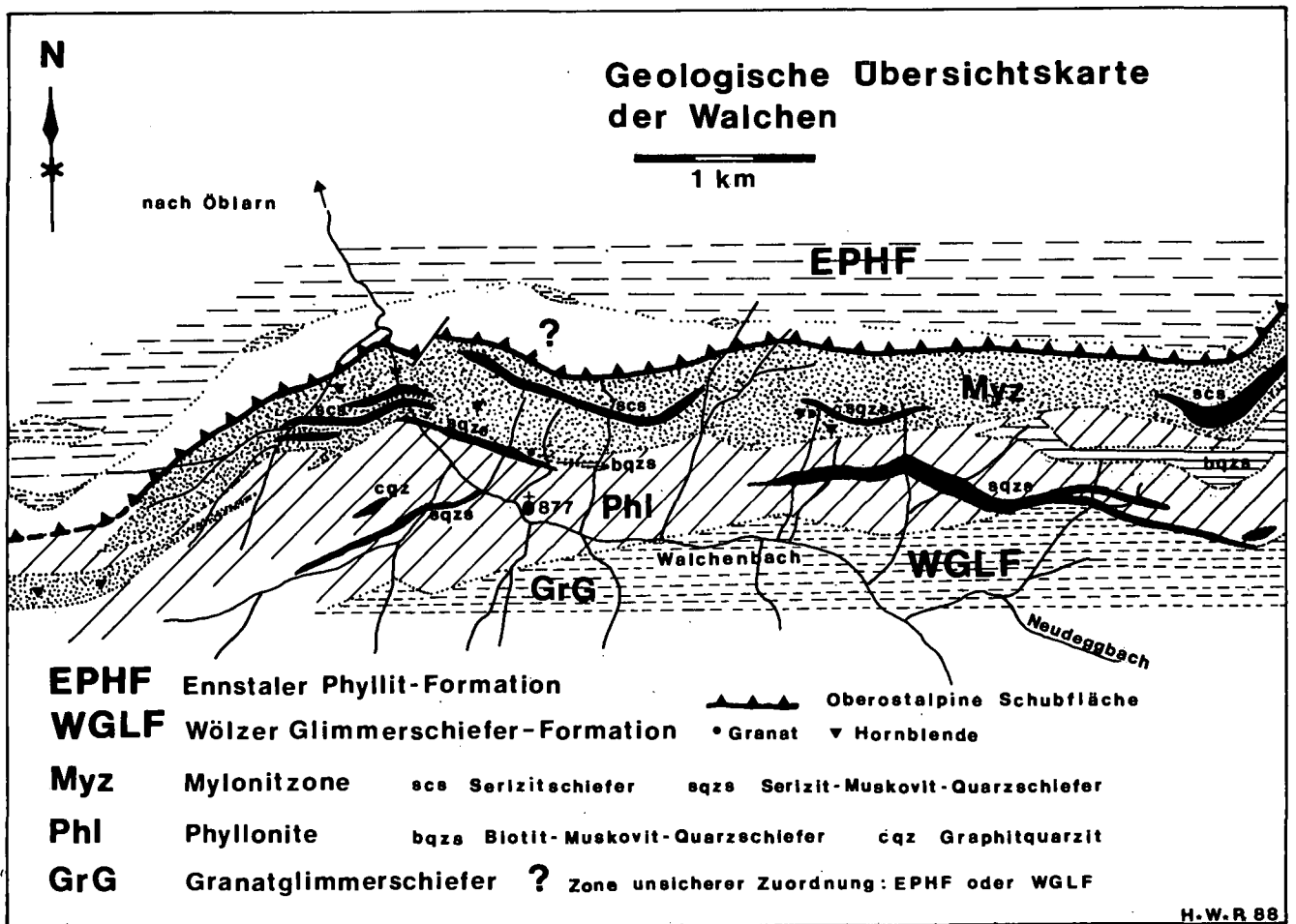


Abb. 1.
Geographischer und geologischer Überblick des untersuchten Abschnittes der Deckengrenze zwischen Mittel- und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn.

zoikumsreste auf 180 km Ost-West-Erstreckung eine der signifikanten Beobachtungen für die Annahme einer großregionalen Schubfläche (TOLLMANN, 1959, 1960, 1963, 1977, 1987), deren westlicher Anteil im Untersuchungsgebiet durchstreicht.

Mikrofossilfunde in der Ennstaler Phyllit-Formation des Donnersbachtals ergaben ein oberordovizisches bis silurisches Alter (PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976). Hinsichtlich der tektonischen Zuordnung der fossilführenden Schiefer ergeben sich jedoch einige Probleme. Die fossilreichsten Probenpunkte 45 und 12 liegen nämlich hangend, der Probenpunkt 11 liegend der neu fixierten Deckenbahn zwischen Oberostalpin und Mittelostalpin (vgl. PEER [1988, Abb. 8] mit PRIEWALDER & SCHUHMACHER [1976, Abb. 3]). Daraus ergibt sich eine Altersgleichheit von Gesteinen in zwei unterschiedlichen großtektonischen Einheiten, bzw. eine Verschiebung zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation. PRIEWALDER & SCHUHMACHER (1976, S. 105) betrachten allerdings die Ennstaler Phyllite auf Grund einer scheinbaren Metamorphoseabnahme vom Liegenden ins Hangende als

primär Hangendes der Wölzer Glimmerschiefer ohne die Möglichkeiten und Hinweise auf eine deckentektonische Trennung zu berücksichtigen. Der Eindruck des kontinuierlichen Übergangs der Metamorphoseprägung zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllit wurde bis jetzt durch die alpidische Überschiebungstektonik erklärt, die die Hangendanteile der mittelostalpinen, mesozonalen Granat-Glimmerschiefer durch Phyllonitisierung epizonalen Phylliten angeglichen haben soll. Mit der Deckenbewegung soll Diaphthorese verbunden gewesen sein, die vor allem zu einer Chloritisierung des Granatbestandes führte (FRITSCH, 1953). Es konnte allerdings nachgewiesen werden, daß die Chloritisierung fälschlicherweise auf eine Diaphthorese zurückgeführt wurde (PEER, 1988). Daraus abgeleitete Schlußfolgerungen auf eine Bewegungsbahn sind dadurch nicht zutreffend. Auch METZ (1971) erwähnte eine klare tektonische s-Flächendiskordanz zwischen beiden Einheiten. Während eine tektonische Überarbeitung des Grenzstreifens zwischen Glimmerschiefer und Phylliten von allen bisherigen Bearbeitern erkannt wurde (WIESENER, 1939; FRITSCH, 1953; METZ, 1971,

1976, 1980; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976), hat ihr TOLLMANN (1959) erstmalig die Bedeutung einer großregionalen Deckengrenze zugewiesen.

Die Diskussion dieser Grenzzone ist ein Teilproblem der grundlegenden Diskussion um die Existenz des Mittelostalpins (i. S. TOLLMANN, 1959, 1963). Das regionaltektonische Problem des Mittelostalpins als eigenständige Einheit in den Ostalpen – eine Diskussion, die in den letzten Jahren wieder aufflackerte – soll hier nicht besprochen werden. Zusammenfassende, jedoch konträre Stellungnahmen dazu geben FRANK (1987) und TOLLMANN (1987).

Die als Blastomylonite interpretierten Grünschiefer liegen in der Grenzzone zwischen Glimmerschiefern und Phylliten. Die Hauptmasse der Schiefer im Liegenden der Blastomylonite wird als phyllonitisierter Granat-Glimmerschiefer betrachtet, dessen Mineralbestand posttektonisch in Bezug auf den Phyllonitierungsprozeß rekristallisierte. Fragmente der Phyllonite liegen noch unmittelbar hangend der Blastomylonite und als Späne in Ennstaler Phylliten. Alle diese Späne wurden nur durch Zufall über Dünnschliffstudien gefunden. Bei den bestehenden Aufschlußverhältnissen ist es praktisch unmöglich, solche Phyllonite innerhalb der Phyllite zu entdecken.

Seit REDLICH (1903) wurden nun die Grünschiefer dieser Grenzzone von allen nachfolgenden Autoren als Metadiabase, Grünschiefer oder Tuffe bis Tuffite angesprochen (FRITSCH, 1953; UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984). Nur WIESENER (1939) unterscheidet Diabase und Amphibolit. Gegen ihre normalstratigraphische Einlagerung in den epizonalen Ennstaler Phylliten sprechen prädeformative Granat- und Plagioklasrelikte, postmylonitische blaue und grüne Hornblenden, alle in Verbindung mit einem auffallenden Korngrößenkontrast zwischen Reliktmineralien und einer Albit-Oligoklaskleinkornmatrix. Fehlen höher metamorphe Reliktminerale, ist die Mylonitinterpretation der Grünschiefer als Abkömmlinge von mesozonal metamorphen basischen Metavulkaniten nicht immer vertretbar. Der Interpretation der Grünschiefer als Tuffe (SCHLÜTER et al., 1984) kann aus genetischen und sedimentologischen Gründen nicht zugestimmt werden. Die weitverbreitete Auffassung, vielen grün gefärbten Schiefen das Etikett „Tuff oder Tuffit“ zuzuweisen, bedarf einer kritischen Prüfung. Aus dem Chemismus allein kann kaum auf einen Tuff geschlossen werden. Intensive metasomatische Stoffverschiebungen im vorliegenden Gesteinsmaterial im Zuge von Chloritisierung und Titanisierung lassen keine Klassifizierungsversuche dieser „Grünschiefer“ über den Chemismus zu.

In allen untersuchten Gesteinen fehlen magmatische Hinweise. Alle Gesteine wurden intensiv phyllonitisiert. Die während der Überschiebungstektonik erfolgte Deformation konzentrierte sich nicht nur auf eine Zone mit intensiver Mylonitbildung, sondern erfaßte als Teilkomponenten der Kompressionstektonik Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phyllite gleichermaßen in einer Mächtigkeit von insgesamt etwa 6 km (Verschiebung der Metapelite und Metaarenite samt eingelagerten ?Metatuffen). Glimmerschiefer und Phyllit sind entlang zahlreicher s-paralleler oder spitzwinklig dazu verlaufender, bis in den Mikrostrukturbereich eingreifender Bewegungsflächen zerlegt.

Weiter westlich, zwischen Sölk- und Sattental, könnten einige der „Grünschiefer“ der Ennstaler Phyllite den Blastomyloniten der Walchen entsprechen, da WEISS

(1958, S. 76f) in ihnen Granate und Hornblendegarbenschiefer beschreibt, die er als Relikte einer Epidot-Amphibolitfazies interpretiert. Verfolgt man die Basis der Grauwackenzone nach Osten, trifft man allenthalben reliktsche Mineralbestände in Gesteinen, die nicht in die epizonale Mineralassoziaton der Grauwackenzone passen. So sind z. B. die „Grünschiefer“, die die Matrix des Kalwanger Gneiskonglomerates bilden, petrographisch Titanit-Granat-Epidot-Biotit-Hornblendeschiefer (cf. Amphibolite). Wiederum ist ihre Position unmittelbar an einer Überschiebungsfäche auffallend. Wenn man als Abkömmlinge der mafischen Schiefer Bänderamphibolite in Betracht zieht, einen Mylonitisierungs- und Phyllonitierungsprozeß als Ursache der Schieferigkeit erwägt, könnte unter Umständen die Konglomeratnatur zugunsten einer tektonischen Bildung abgelöst werden. Eine fast identische Situation beschrieben HEINISCH & SCHMIDT (1976) aus den Thurntaler Quarzphylliten, wo die dem Altkristallin auflagernden Gesteine als Mylonite und nicht als grobklastisches Transgressionssediment über einer kaledonischen Diskordanz erkannt wurden. Da mir von dem Kalwanger „Gneiskonglomerat“ nur drei Schiffe zur Verfügung standen, konnte die Problematik dieses Gesteinstyps nicht weiter verfolgt werden. Die Schiffe zeigen jedoch charakteristische Mylonitmerkmale.

Auch im Raum Leoben wurden in den Grünschiefern wiederholt Granat und Hornblenden beschrieben (HAUSER, 1936, 1937). Beiderseits des Eingangs des Pözlgrabens östlich Leoben wurde von mir an der Basis SW und SE fallender karboner Schwarzphyllite ein kataklastischer Amphibolitfetzen mit einigen Metern auflagernden Glimmerschiefer-Phylloniten gefunden.

Es liegen somit einige interessante Hinweise vor, um die Basis der Grauwackenzone unter einem strukturgeologischen, mikrostrukturellen Gesichtspunkt neu zu bearbeiten.

Das scheinbare Fehlen von makro- bis megaskopischen Bewegungsflächen in den Schiefergebieten wie solchen der Grauwackenzone und den mittelostalpinen Kristallinaren der Niederen Tauern wird auf den zu eng definierten und von der Kalkalpentektonik übernommenen Begriff „Bewegungsfläche“ zurückgeführt. Die Inhalte der deckennomenklatorischen Begriffe, wie sie auf Grund der Gegebenheit der Kalkalpen geprägt worden waren (vgl. TOLLMANN, 1973), können zum Großteil in Metamorphiten nicht erkannt werden.

3. Die Blastomylonite

3.1. Definition

Da der Begriff „Mylonit“ meist als Synonym für kataklastische Gesteine im Gebrauch ist, in der vorliegenden Arbeit aber als das Produkt einer syntektonischen Deformation unter den Bedingungen der obersten Grünschieferfazies betrachtet wird, soll hier stellvertretend für die zahlreichen Arbeiten über Mylonite vom Blickpunkt der anglo-amerikanischen Literatur auf die Publikationen von HIGGINS (1971), BELL & ETHERIDGE (1973), WHITE (1975a, 1975b), SIBSON (1977), BURG & LAURENT (1978), BERTHE et al. (1979), KERRICH et al. (1980), WHITE et al. (1980), SIMPSON & SCHMID (1983), LISTER & SNOKE (1984) und PASSCHIER & SIMPSON (1986) verwiesen werden.

Der Begriff „Mylonit“ wird in dem Sinn verwendet, wie er in dem seit 1979 erscheinenden „Journal of Structural Geology“ in zahlreichen Arbeiten beschrieben ist.

Der heutige Begriffsinhalt für „Mylonit“ impliziert eine duktile Deformation mit begleitender dynamischer Rekristallisation des Mineralbestandes. Die Erkenntnis einer Kornverkleinerung durch Rekristallisation, und nicht durch kataklastische Granulierung, gewinnt eine wesentliche Bedeutung bei der Neuinterpretation mancher gebänderter feinkörniger Gesteine als Mylonite. Der Kleinkorring um „Mörtelquarze“ wird heute nicht mehr ausschließlich als das Ergebnis einer Kornzertrümmerung mit nachfolgender Rekristallisation erklärt, sondern als Zerfall eines sich plastisch verformenden Großkorns während syntektonischer Rekristallisation (strain-induzierte Rekristallisation). Dadurch wird die gespeicherte Deformationsenergie der Minerale über die Prozesse „recovery“ und primäre Rekristallisation abgebaut. Es entsteht ein Kleinkornmosaik dislokationsfreier Körner.

Mit „Mylonitisation“ wird in vorliegender Arbeit ein zyklischer Vorgang zwischen Korndeformation und Rekristallisation bei Temperaturen der obersten Grünschieferfazies bezeichnet. Je nach Deformationsgrad entstehen Protomylonite, Mylonite, Blastomylonite und Ultramylonite (HIGGINS, 1971, S. 7 ff, SIBSON, 1977). Deformation und „recovery“ sowie primäre Rekristallisation sind parallel ablaufende Prozesse (BELL & ETHERIDGE, 1973, HOBBS et al., 1976, GOTTSTEIN & MECKING, 1985).

3.2. Ausgangsgesteine der Walchener Mylonite

Der Mylonit ist keine homogene basische Gesteinslage, sondern ein heterogen zusammengesetztes Gesteinspaket, welches durch geringmächtige (weniger als 5 m) Lagen aus Pyrit-Serizit-Quarzschiefern, grauen Schiefern (phyllonitisierte Glimmerschiefer), Magnetit-Abitschiefern, Chlorit-Dolomit-Albitschiefern und Chlorit-Quarz-Muskovitschiefern zerlegt wird. Das Ausgangsgestein der Mylonite ist wegen des intensiven Deformationsgrades, einer posttektonisch fortdauernden Rekristallisation und einer intensiven Chloritisierung nicht eindeutig identifizierbar. Durch postkristalline metasomatische Einwirkungen wird die Rückführung der Mylonite über ihren Chemismus zum Ausgangsgestein unscharf. Insgesamt wurden 56 Grünschiefer analysiert. Eine geochemische und petrographische Korrelation ist in Vorbereitung. Hier soll nur erwähnt werden, daß derzeit eine Zuordnung zu definierbaren Vulkanit-typen mit Hilfe der herkömmlichen Klassifikationsdiagramme nicht gelingt.

Reliktminerale sind polysynthetische Plagioklase, rotbraune Biotite, Muskovitscheiter und chloritisierte Granite. Leitet man die Mylonite von mittelostalpinen mesozonalen Metamorphiten ab, ergeben sich folgende mögliche Ausgangsgesteine: feinkörnige, gebänderte Epidotamphibolite, Granatamphibolite, Granat-Biotitgneise, Granat-Hornblende-Zweiglimmerschiefer, Granat-Muskovit-Hornblendegneise und Muskovit-Plagioklasgneise (feinkörnige Dioritgneise). Eine der Paragneisserie der Schladminger Tauern (FORMANEK, 1964) äquivalente Gesteinsvergesellschaftung wären möglich, sofern ein petrographisch-lithologischer Vergleich

überhaupt vernünftig ist. FORMANEK (1964, S. 26f) beschreibt feinkörnige, dunkelgraugrüne, granatführende Biotitgneise mit bereichsweisen Übergängen in hornblendeführende Typen, Epidot-Biotitgneise, Epidot-Chloritgneise, Serizit-Chloritgneise, feinkörnige Paraamphibolite und Biotit-Muskovitgneise. Daß Phyllonitisationsprozesse („Verschieferung“) ein Gestein bis zur vollständigen Unkenntlichkeit umprägen können, ist hinreichend bekannt (z. B. Granitgneise zu „Glimmerschiefern“ oder Porphyroide zu „Serizit-Quarzschiefern“). In der Walchen wird die posttektonische Metamorphosesteigerung am eindrucksvollsten durch die Neomineralisation von blaugrüner Hornblende angezeigt. Die damit verbundene Rekristallisation des Mineralbestandes der Matrix ist einer der wesentlichen Punkte, der eine klare Grenzziehung zwischen mittelostalpinen Glimmerschiefern und oberostalpinen Phylliten verhindert. Um die Problematik einer Gesteinsformationstrennung noch zu komplizieren, wurden die Gesteine nach der postmylonitischen Rekristallisation erneut deformiert. Diese Deformation ist im wesentlichen spröde, was deutlich an brekzisierten Myloniten und der Bildung von Störungsletten (fault gouge) nachweisbar ist (siehe Abb. 14). Ein wesentlicher Teil allgemeiner Deformationsmerkmale wie undulöse Auslöschung von Quarzen und Glimmern, Knickzone in Chloriten, Muskoviten und Biotiten, Zerbrechung von Körnern, etc. ist auf junge Deformationsphasen zurückzuführen.

3.3. Mikrostrukturen

Unter dem Begriff „Mikrostruktur“ werden alle deformationsbedingten Kennzeichen in den gesteinsaufbauenden Körnern und deren geometrische Beziehung in Kornverbänden zusammengefaßt. Der Begriff beinhaltet im weiteren Sinn die Bezeichnung „Textur“ und wird im Sinn der englischsprachigen Definition verwendet.

Bisher wurde aus der Feinkörnigkeit der „Grünschiefermatrix“ in Verbindung mit einem epizonal metamorphen Mineralbestand (Chlorit, Biotit, Epidot, Albit) auf metamorphe Abkömmlinge von Tuffen und Tuffiten geschlossen (REDLICH, 1903; FRITSCH, 1953; UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984). In der vorliegenden Arbeit wird

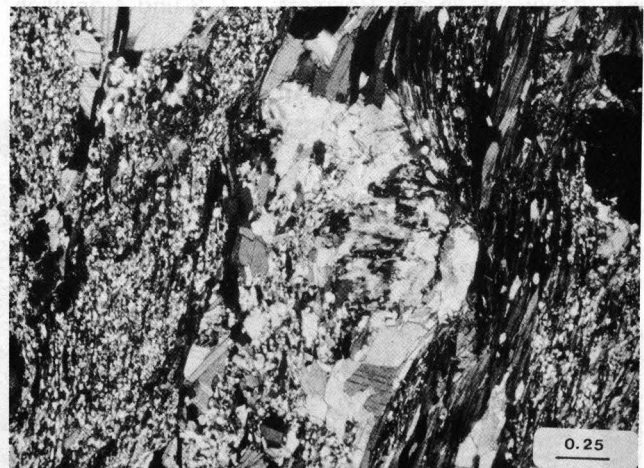


Abb. 2. Ein duktil deformiertes Plagioklaskorn (Bildmitte) zerfällt durch syntektonische Rekristallisation in ein Kleinkornmosaik und geht dadurch kontinuierlich in die mylonitische Kleinkornmatrix über (linker Kornrand). Es wird rechts von einer Chlorit-Biotit-Lamelle umflossen. Balkenlänge in mm, Nicols x.

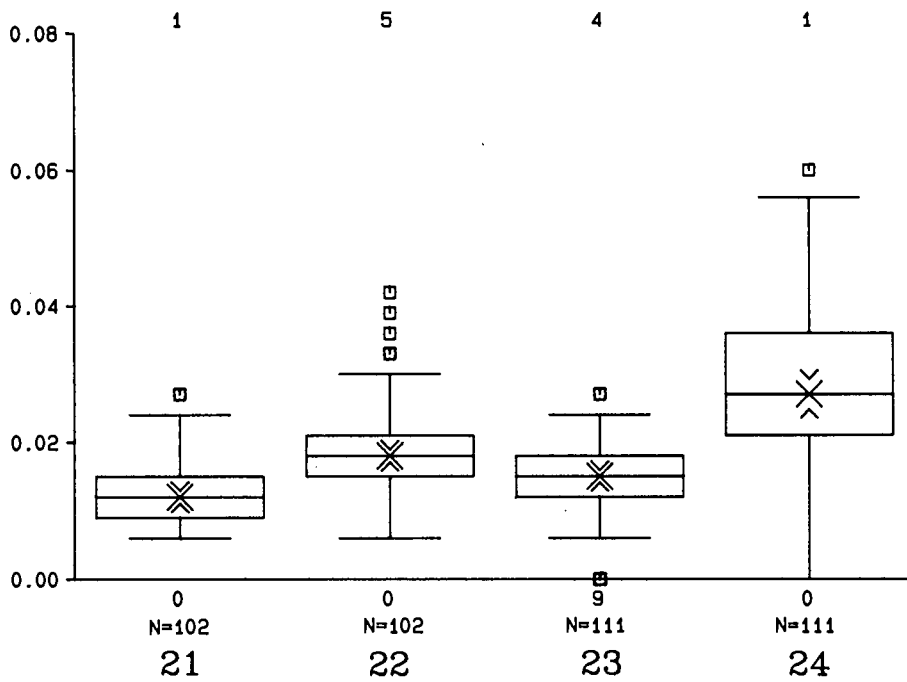


Abb. 3.
Boxplot einer Korngrößenverteilung der Plagioklaskleinkornmatrix in den Blastomyloniten.
Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

die Feinkörnigkeit durch dynamische Rekristallisation deformierter Matrixplagioklase von Amphiboliten und Plagioklasgneisen reinterpretiert, die durch Albit-Oligoklas-Kleinkornhaufen ersetzt werden. Dabei erfolgte eine Korngrößenreduktion auf 0,009–0,03 mm (Abb. 2, 3). Fremdmineraleinschlüsse in der Plagioklas-Feinkornmatrix sind gering. Die Feinkörnigkeit der Matrix kann daher nicht durch wachstumshemmende Fremdpartikel erklärt werden (inclusion inhibition [HOBBS et al., 1976, S. 113]).

In Abb. 3 sind die Korngrößen der Matrix in Form von Boxplots dargestellt. Diese statistische Darstellungsweise wird im Anhang erklärt. Boxplot 21 und 23 repräsentieren die kurzen Achsen, Boxplot 22 und 24 die langen Achsen der Matrixplagioklase in zwei Mylonitproben. Während in Schliff 128/28 (Boxplot 21 und 22) die Matrixpartikel fast äquigranoblastisch ausgebildet sind, zeigt sich in Schliff 128/19 (Boxplot 23 und 24) eine erkennbare Elliptizität. Der Korngrößenkontrast zwischen Matrix und prämylonitischen Porphyroklasten wird besonders in den Boxplots 1, 2, 3 und 4 deutlich (siehe Abb. 8).

Die fast vollständige Zerstörung des Plagioklas-Altbestandes erfordert einen weitgehend duktilen Defor-

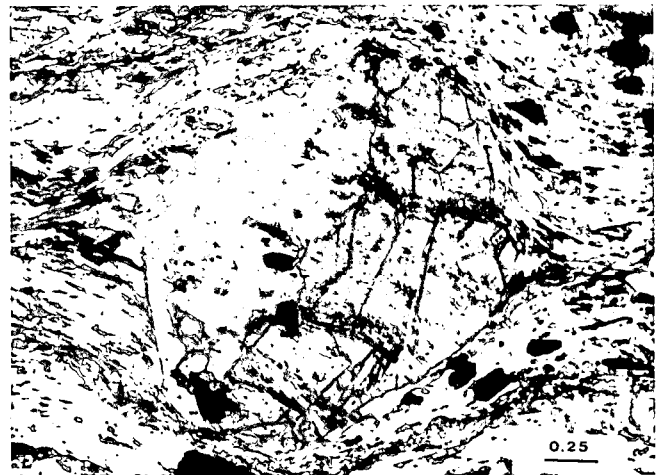


Abb. 4.
Mylonitische Fließstruktur um prämylonitischen Granat.
Linker Teil des Granats postmylonitisch chloritisiert. Nicols ||.

mationsablauf. Die Feldspatplastizität setzt bei 450 Grad ein (WHITE, 1975a; VOLL, 1976), die von Quarz erfolgt bereits ab 300 Grad (VOLL, 1976; KERRICH et al., 1977). Der dazukommende Überlagerungsdruck von et-

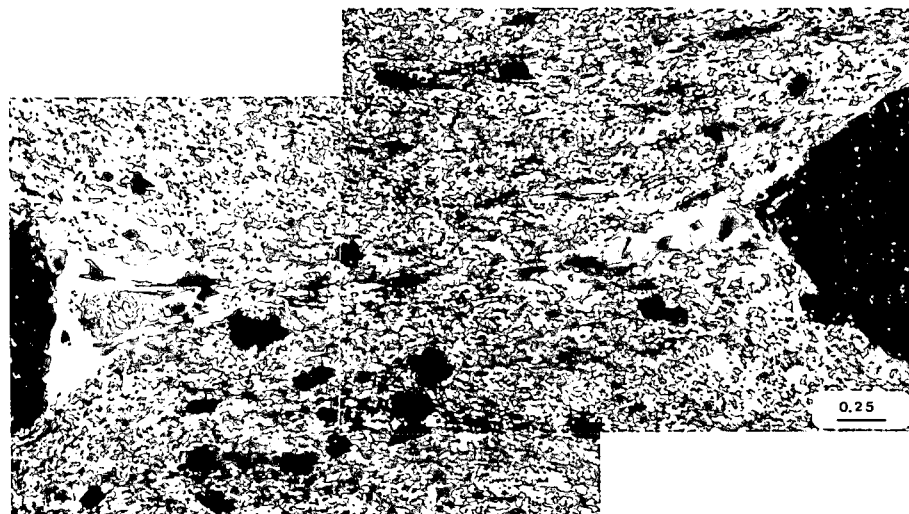


Abb. 5.
Mylonitische Schieferungslamelle verbindet zwei prämylonitische Granatporphyroklasten am rechten und linken Bildrand.
Die Hauptschieferung läuft diagonal von links oben nach rechts unten. Deutliche Kornvergrößerung in den Druckschatten des Granats.
Nicols x.

wa 12–14 km Gestein (Grauwackenzone samt auflagernden Kalkalpen zum Zeitpunkt des Paroxysmus der Deckenbewegungen ergibt ausreichend hohe P-Bedingungen (etwa 4 kb) für eine plastische Deformation des Plagioklases. Die dominierenden Hinweise für eine Mylonitisation sind:

- 1) Fließstrukturen (fluxion structure) der feinkörnigen Albit-Oligoklasmatrix um prämylonitische Granate (Abb. 4, 5),
- 2) Plagioklasporphyroklasten (PPK) als Relikte des prämylonitischen Ausgangsgesteins (Abb. 2, 6, 9) und
- 3) Scherkriterien an Porphyroklastensystemen i. S. PASSCHIER & SIMPSON (1986).

Die posttektonisch andauernde Rekristallisation verwischte viele der syntektonischen Deformationsmerkmale.

Die Interpretation der mafischen grünen Schiefer als Mylonite beruht daher auf dem Nachweis von prämylonitischen Mineralbeständen sowie der mylonitischen Gesamtstruktur. Fehlen diese, erfolgt ihre Klassifizierung über einen Vergleich des Matrixkornverbandes,

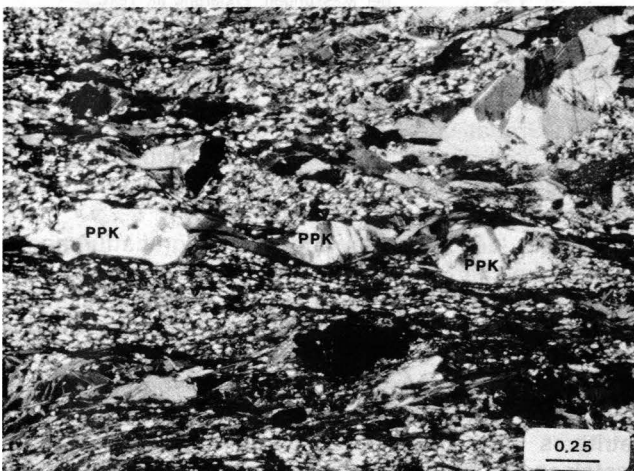


Abb. 6. Plagioklasporphyroklasten (PPK) in einer Albit-Oligoklas-Feinkornmatrix. Zwei sich spitzwinkelig kreuzende Scherflächensysteme bedingen Matrixflexuren. Nicols x.

wobei sich allerdings Abgrenzungsprobleme zu prograden, epizonal metamorphen Grünschiefern ergeben. Der wesentlichste Punkt für die Annahme der Mylonitinterpretation ist der Korngrößenkontrast zwischen Granat und der umgebenden Albit-Oligoklasmatrix, den ich nicht auf eine kontinuierliche prograde Metamorphose zurückführen kann, in Verbindung mit signifikanten Mylonittexturen der Matrix.

Die Boxplots in Abb. 7 zeigen diesen Kontrast an Hand des Schiffs der Abb. 5. In Boxplot 1 sind die kurzen Achsen der Matrixplagioklase dargestellt (sie entsprechen Boxplot 21 der Abb. 3), in Boxplot 2 die größten Durchmesser der Granatporphyroklasten. Boxplot 4 gibt die kurzen Achsen der Matrixplagioklase von Hornblendeporphyroblastenschiefen (entspricht dem Boxplot 23 der Abb. 3), Boxplot 4 die Längsachsen der Hornblenden. In Abb. 8 sind den Matrixplagioklasen der Mylonite die Matrixminerale von feinkörnigen Ennstaler Metapsammiten gegenübergestellt. Auch hier ist der Korngrößenkontrast deutlich erkennbar.

Abb. 9 zeigt zwei PPKs mit Subkornbildung, Polygonisation und primärer Rekristallisation. Der größere PPK besteht aus mehreren, optisch verschieden orientierten Teilen. Auffallend ist die parkettartige Deformationsverzwilligung bei weitgehend fehlender Saussuritisierung (kleinerer PPK, unterer Bildrand). Die primäre Rekristallisation bildet Albitrundlinge, mit deutlichen Großwinkelkorn Grenzen zum Wirtsplagioklas, bevorzugt entlang der lobenartigen Grenzflächen von zwei Plagioklasgroßindividuen. Der im Entstehen begriffene Kornverband in den PPK zeigt bezüglich Größe und Struktur der Körner eine auffallende Übereinstimmung mit der Matrix.

Die Fließbewegung der Matrix um starre, spröde Objekte (z. B. Plagioklase) verursacht durch Reibung eine Deformationszunahme an den Kornrändern. Während dynamischer Rekristallisation sind diese Bereiche bevorzugte Ansatzpunkte für die Blastese neuer kleiner Körner, da in den Randzonen die gespeicherte Deformationsenergie im Vergleich zum Restkristall höher ist. Das Volumen des Feinkornsaums (oder die Kornanzahl) vergrößert sich auf Kosten des Wirtkristalls, bis dieser vollständig in ein Kleinkornpflaster umgewandelt wur-

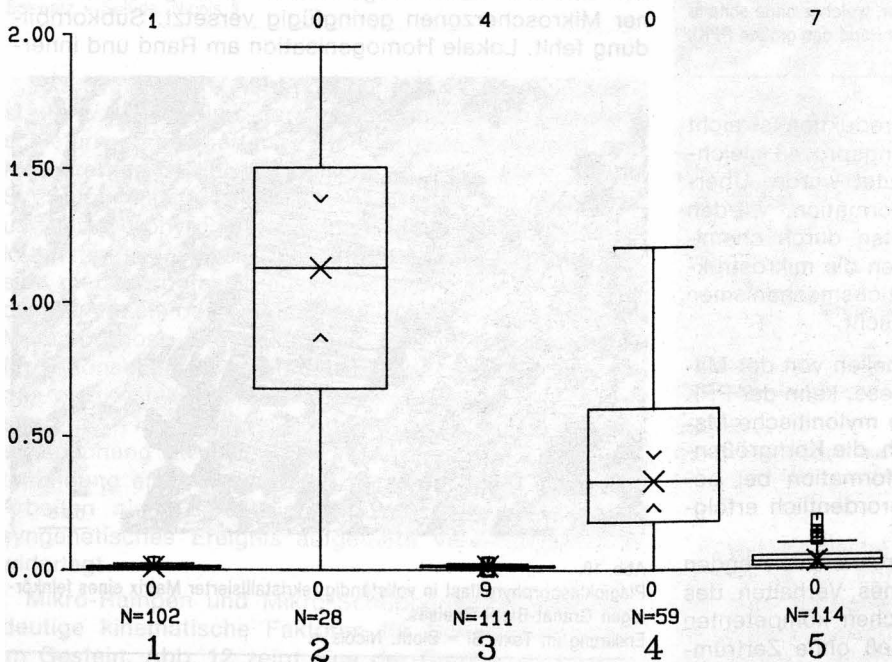


Abb. 7. Boxplot mit Korngrößenverteilung der Plagioklas-Feinkornmatrix (Boxplot 1, 3, 5) und prämylonitischen Granatporphyroklasten (Boxplot 2) bzw. postmylonitischen Hornblendeporphyroblasten (Boxplot 4). Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

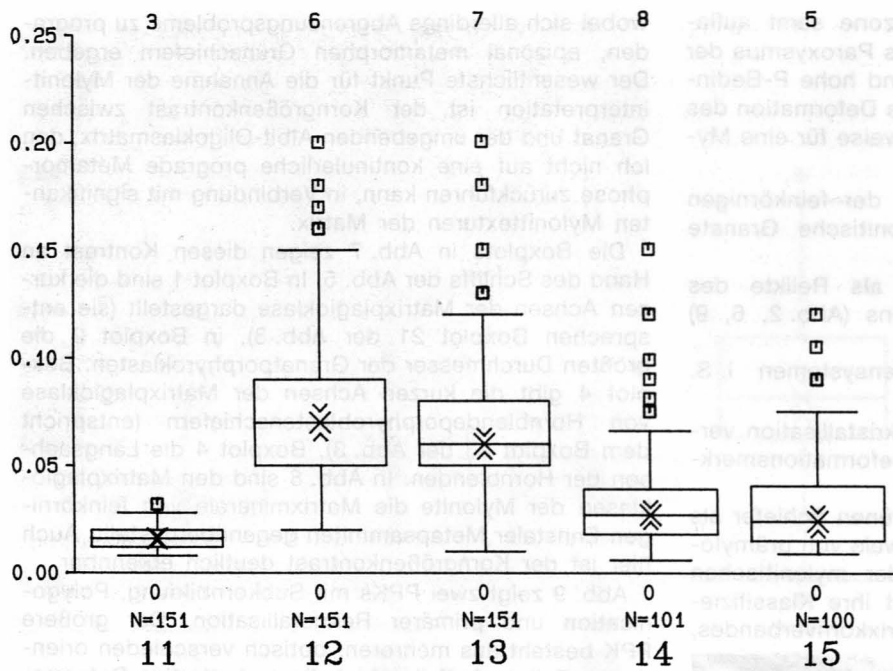


Abb. 8. Boxplot mit Korngrößenverteilungen zwischen Myloniten (Boxplot 11, 14, 15) und Ennstaler Metapsammiten (Boxplot 12, 13). Zahlenwerte der Ordinate in mm. N = Anzahl der Messungen. Erklärung im Text.

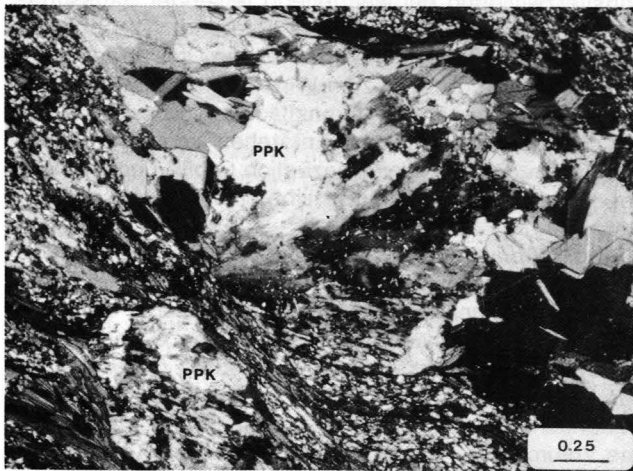


Abb. 9. Zwei prämylonitische Plagioklasporphyroklaste (PPK) zerfallen durch syndynamische Rekristallisation in ein Kleinkornpflaster, welches ohne scharfe Grenze in die mylonitische Matrix übergeht (unterer Rand des großen PPK). Nicols x.

de. Diese syntektonische Korngrößenreduktion ist nicht mit einem kataklastischen Granulierungsprozeß gleichzusetzen, wie dies lange Zeit vermutet wurde. Überdauert die Rekristallisation die Deformation, werden vor allem in basischen Metamorphiten durch chemische und strukturelle Transformationen die mikrostrukturellen Indikatoren der Deformationsmechanismen modifiziert oder weitgehend ausgelöscht.

Meist sind die PPK durch Biotitlamellen von der Matrix getrennt (siehe Abb. 2). Fehlen diese, kann der PPK ohne erkennbaren Grenzhiatus in die mylonitische Matrix übergehen. PPKs sind selten, d. h. die Korngrößenreduktion durch syntektonische Deformation bei begleitender Rekristallisation war außerordentlich erfolgreich.

Die sehr kleinen Korngrößen der rekristallisierenden Plagioklase bedingen ein plastisches Verhalten des Gesteins, wodurch die prämylonitischen kompetenten Granatkörner den Deformationsprozeß ohne Zertrüm-

merung überstanden. Die Altplagioklase allerdings werden bis auf wenige Ausnahmen durch diesen Prozeß zerstört. Granat und Plagioklas, sehr selten Hornblende, sind somit die einzig sicheren prämylonitischen Minerale, welche die Mylonitisation überstanden und dadurch Hinweise auf den Protolith liefern.

Innerhalb der Mylonite findet man granatführende plagioklasreiche Biotitgneise. Abb. 10 zeigt einen polysynthetisch verzwilligten Plagioklasporphyroklasten. Die Alternative zu der tektonischen Herleitung dieses Plagioklaskorns als Relikt eines prämylonitischen gröber körnigen Ausgangsgesteins (? metamorpher Quarzdiorit, Biotit-Plagioklasgneis) ist die Interpretation als detritäres Korn. Sedimentäre Strukturen fehlen in den Gesteinen jedoch vollkommen. Das Korn wird daher als schwach deformierter PPK betrachtet. Erkennbar sind senkrecht zu den Albitzwillingslamellen orientierte breitere Deformationszwillingslamellen. Parallel dieser Zonen sind die Albitzwillingslamellen entlang intrakristalliner Mikroscherzonen geringfügig versetzt. Subkornbildung fehlt. Lokale Homogenisation am Rand und inner-



Abb. 10. Plagioklasporphyroklast in vollständig rekristallisierter Matrix eines feinkörnigen Granat-Biotit-Gneises. Erklärung im Text. Bi = Biotit. Nicols x.

halb des Kornes führt zur Eliminierung der Zwillingslamellen bzw. zu deren keilförmigen Enden. Die Mikrolithenfülle besteht aus Hellglimmer und Kalzit. Quarz und Plagioklas bilden die posttektonische granoblastisch-polygonale Matrix mit viel olivbraunem, deformationsfreiem Biotit. Der frische matrixbildende Plagioklas mit wenig Albitzwillingslamellen, und ohne Sausuritisierung, ist eine Neubildung. Das Gestein rekrystallisierte postmylonitisch vollständig. Ein identisches Gestein wurde in der Ennstaler Phyllit-Formation im Niederöblarnbach gefunden. Granat in diesem Gestein ist von einer Chlorit-Biotithülle umgeben und bereichsweise vollkommen zu Chlorit pseudomorphisiert.

Der Biotitgneis ist mit einer 50 cm mächtigen Titanit-Chloritschieferlage verbunden. Der Chloritschiefer liefert einen markanten Hinweis für die postmylonitische, postkristalline metasomatische Veränderung des Gesteines. In der Chloritmatrix schwimmen inselförmig die Reste einer Feinkornmatrix vom Typ Abb. 5 und deutlich korrodierte Epidote (siehe Abb. 11).

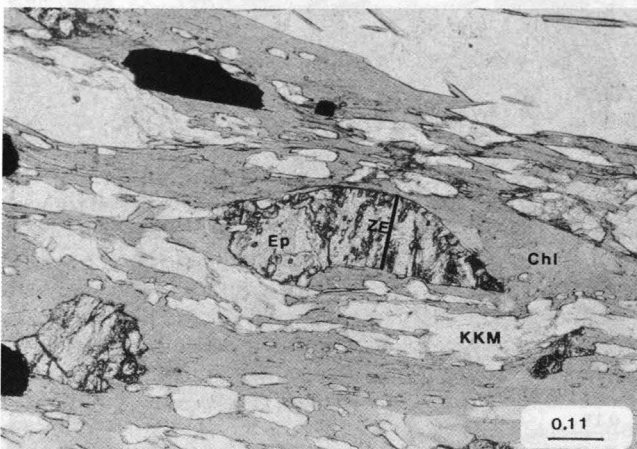


Abb. 11. Postmylonitische Chloritisierung eines Mylonites und dadurch fast vollständige Umwandlung in einen Chloritschiefer. Matrixinseln aus Albit-Oligoklas (KKM) schwimmen in Chlorit (Chl). Besonders deutlich die hydrothermale Korrosion an Epidot (Ep) mit markanter Zwillingslamelle (ZE). Schwarz = Sulfide. Nicols ||.

Das unmittelbare Nebengestein der Cu-Pb-Zn-Lagerstätte Walchen, die s-parallel phyllonitisierten Glimmerschiefern eingelagert ist, besteht beim Mundloch des Margarethen-Stollens (Stollen Nr. 6 [UNGER, 1968, S. 23 und Anlage 1]) aus Chloritschiefern mit Muskovit- und Albitporphyroblasten ohne Regelung des Phyllosilikatbestandes. Dieser Chloritschiefer kann aufgrund des sich metamorphfaziell ausschließenden Mineralbestandes nur nach der Granat- und Hornblende-bildenden Metamorphose und nach einer Gefüge regelnden Deformationsepisode entstanden sein. Die Chlorite wurden postkristallin schwach deformiert, aber nicht mehr straff in s-Flächen parallel orientiert. Sollte sich ein Zusammenhang zwischen Chloritisierung und Lagerstättenbildung ergeben (dieses Thema wird im Zuge der Arbeiten nicht berücksichtigt), wäre der bislang als syngenetisches Ereignis aufgefaßte Vererzungsprozeß widerlegt.

Mikro-Rampen und Mikro-Schuppenstapel sind eindeutige kinematische Faktoren für Scherbewegungen im Gestein. Abb. 12 zeigt eine der Rampenstrukturen.

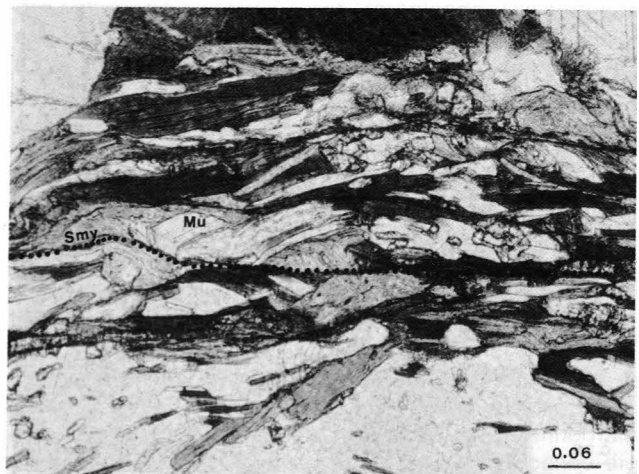


Abb. 12. Mikrorampenbildung entlang einer mylonitischen Schieferungsfläche (Smy). Deutliches kink band in Muskovit (Mu). Bewegung links-lateral. Abb. 13. Mikroschuppenstapel aus Matrixdomänen an einem chloritisierten Granat. Bewegungsflächen punktiert. Erklärung im Text. Nicols ||.

Sie entwickelt sich aus der mylonitischen Schieferung. Sie klettert mit einem Winkel von 25 Grad zur nächsten Scherfläche. Die Bewegung war links-lateral (alle Scherflächen wurden senkrecht zur dominierenden E-W streichenden Lineation angefertigt. Die Handstücke wurden nicht orientiert entnommen. Alle nachgewiesenen Bewegungen erfolgten daher N-S oder S-N). Die (001)-Flächen des an die Rampe angrenzenden Muskovits wurden um 65 Grad rotiert, Chlorite zerschert, Biotit und Muskovit zu elliptischen Fischen modelliert, dachziegelartig übereinandergeschoben und/oder geknickt.

Keilförmige Schuppenstapel aus Albit-Epidotkornverbänden, die entlang von Biotitlamellen übereinanderglitten und sich an einem Granatkorn anschnappten, ergeben ebenfalls eine links-laterale Scherbewegung (Abb. 13).

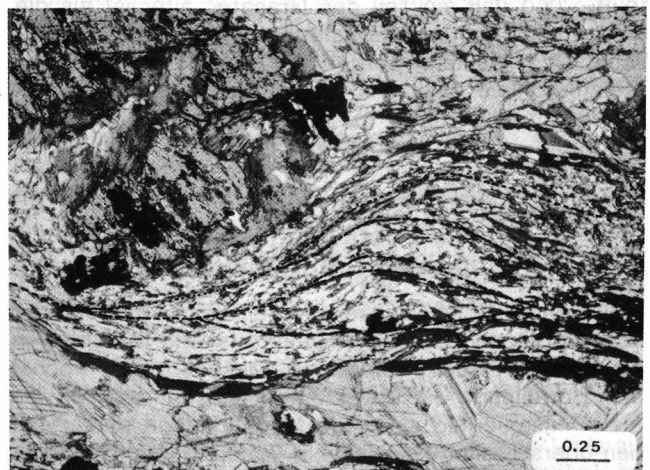


Abb. 13. Mikroschuppenstapel aus Matrixdomänen an einem chloritisierten Granat. Bewegungsflächen punktiert. Erklärung im Text. Nicols ||.

Postmylonitische Deformationen wurden in der Feinkornmatrix, an Epidot, Hornblende, Chlorit, Muskovit und Biotit nachgewiesen. Besonders deutlich zeigt sich die postmylonitische Deformation durch eine Kataklyse der Mylonite (Abb. 14).

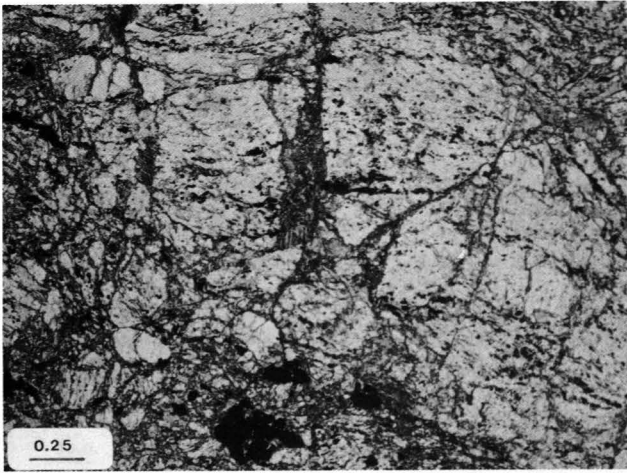


Abb. 14.
Kataklastischer Mylonit.
Nicols ||.

3.4. Das Alter der Mylonitbildung

Den einzigen Hinweis für eine zeitliche Einordnung der Mylonitbildung in die alpidische Orogenese geben Altersdaten von Hellglimmern der Wölzer Glimmerschiefer (HEJL, 1984). K-Ar-Glimmeralter von 19 Proben aus Wölzer Glimmerschiefern 4,5 km im Liegenden der Mylonite schwanken zwischen 80–105 Mio. J. Das sehr deutliche Häufigkeitsmaximum liegt zwischen 86 und 90 Mio. J. Diese K-Ar-Alter werden von HEJL (1984) als Abkühlungsalter der altalpidischen Metamorphose gedeutet.

Die syntektonische Rekristallisation der Mylonite wird mit dieser Metamorphose in Verbindung gebracht.

Die Ableitung der Kristallisations-Deformationsbeziehungen geht von der Annahme aus, daß die Kleinkornmatrix durch einen Mylonitisierungsprozeß verursacht wurde, daß die Hornblendebildung postmylonitisch erfolgte, und daß ein Teil des Granates älter ist als die Mylonitbildung. Granate, die Epidotminerale als Einschlüsse enthalten, werden der hornblendebildenden Metamorphose zugezählt, die in den liegenden Glimmerschieferphylloniten zu eindeutig posttektonischer Chloritoid- und Granatblastese führte.

3.5. Postmylonitische, spät-altalpidische Hornblendeblastese

Das wesentliche Kennzeichen für die posttektonische Metamorphose der Blastomylonite ist die Bildung von grüner und blauer Hornblende. Mesoskopisch wächst die Hornblende in bevorzugten Gesteinszonen, die meist linsenförmig sind. Die Mächtigkeiten dieser Zonen überschreiten kaum 50 cm. Sind sie gefaltet, bildet die Hornblende bereichsweise die Faltenscharniere ab. Die Hornblende porphyroblastenbildung ergibt in Verbindung mit postmylonitischer Granatblastese in unterlagernden Glimmerschiefern einen statischen P-T-Bereich von etwa 500 Grad bei 4–5 kb (Epidot-Amphibolitfazies). Das Hornblendewachstum erfolgte anfangs rasch (poikiloblastischer Kern), verlangsamte sich anschließend, sodaß sich um den gefüllten Kern ein einschlußfreier Randsaum bilden konnte. Abb. 15 zeigt eine Zusammenballung von sechs, optisch ähnlich

orientierten grünen Hornblenden mit bemerkenswert geradlinigen Einschlußzügen.

Jede der Hornblenden in Abb. 15 besitzt einen mit Mikrolithen gefüllten Kern aus Epidot, Quarz und Feldspat, umhüllt von einem mikrolithenfreien Randsaum. Hornblende-6 enthält als Einschluß die idioblastische Hornblende-7. Diese kleinen blaugrünen Hornblende-Idioblasten sind Matrixkomponenten („Zwergformen“), die mit dem raschen Porphyroblastenwachstum der meisten übrigen Hornblenden nicht Schritt halten konnten und dadurch von diesen eingeschlossen wurden. Der Einbau der Zwerghornblenden in das Gitter der Megablasten erfolgte ohne optisch erkennbare Fehlorientierung, sodaß die meisten kleinen Hornblenden nur noch als verschwommene Schatten in den großen erkennbar sind (Form eines epitaktischen Anwachsraumes). Wachsen mehrere kleine Hornblenden zu einer großen zusammen, entstehen stengelige Glomeroblasten. Auffallenderweise setzten sich die linear angeordneten Matrixpartikelzüge außerhalb der Hornblendebla-

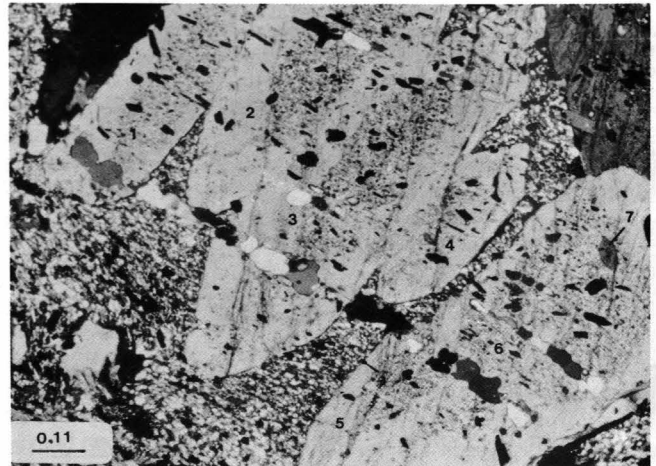


Abb. 15.
Postmylonitische Hornblende porphyroblasten mit mikrolithenreichen Kernzonen und klaren Randbereichen.
Erklärung im Text. Nicols ||.

sten selten fort, sondern bleiben im wesentlichen auf die Kernbereiche beschränkt (Hornblende-2, Hornblende-3). Da diese vergrößerten Quarz- und Plagioklaskörner in der Matrix fehlen, muß es sich um einen Hornblende-internen Wachstumsprozeß handeln. Es wird an eine Art kornvergrößernde Sammelkristallisation der Mikrolithen durch sekundäre Rekristallisation während zunehmender Temperatur gedacht. Sulfide kommen in den Kernbereichen und Randsäumen vor. Während Epidot und Erz der Kernbereiche in ihrer Größe mit den betreffenden Matrixmineralen übereinstimmen, haben Quarz und Plagioklas des Kernbereichs bedeutend geringere Korngrößen und fehlen in den Randsäumen. Die Wachstumsgeschwindigkeit der Hornblende war zu Beginn zu groß, um diesen eingeschlossenen Fremdkörpern zur Gänze eine Diffusion aus dem Hornblendegitter zu ermöglichen. Sie wurden nur teilweise resorbiert, ihre Größe wurde reduziert. Erst durch die Abnahme der Wachstumsgeschwindigkeit konnte die Diffusion von Quarz und Plagioklas aus der Hornblende mit der Hornblendeblastese Schritt halten. Da aber die Kernmikrolithen überwiegend aus Epidot bestehen, wurde dieser zur Konstruktion der Hornblende kaum benötigt und konnte auch nicht aus

dem Kristallgitter entfernt werden. Gleiches trifft für die Sulfide zu. Im Gegensatz dazu wurde Magnetit bei der Hornblendeblastese verbraucht (siehe Abb. 16, 17).

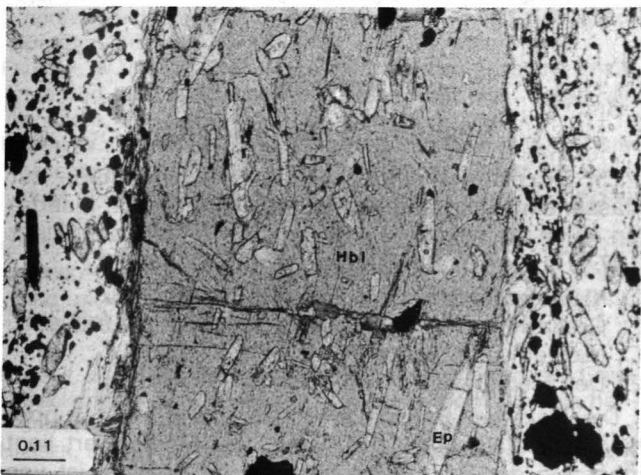


Abb. 16. Teil eines 6 mm langen blaßblauen Hornblendematoblasten (Hbl). Die kleinen schwarzen Punkte sind dissimiliert in der Matrix verteilter Magnetit. Auffallend ist die Eliminierung von Magnetit in der Hornblende. Keine nennenswerten Unterschiede in der Epidotorientierung innerhalb und außerhalb der Hornblende. Nicols ||.

Die scharfen Matrix-Hornblendegrenzen ohne Schieferungsdeflektionen sind weitere Indizien für eine postkinematische Blastese. Die Druckschatten an den Hornblenden bestehen aus Chlorit oder aus einem Gemenge aus Chlorit und Biotit, in denen alle Matrixminerale fehlen. Ein charakteristischer, alle „Grünschiefer“ erfassender Vorgang wird hier besonders deutlich, nämlich die Chloritisierung der Gesteine bei simultaner Entfernung von Epidot, Quarz, oxidischem Erz und Plagioklas (vgl. Abb. 11). Die Regelung der Epidotstengel zeigt keine Abweichungen innerhalb und außerhalb der Hornblende. Das Hornblendenwachstum erfolgte nach der Epidotbildung.

Gelegentliche Fließstrukturen, Extensionsstrukturen und Verbiegungen um 15 Grad bei Hornblenden belegen die polyphase Deformations-Kristallisationsgeschichte des gesamten Gesteinsstapels. Abb. 17 zeigt

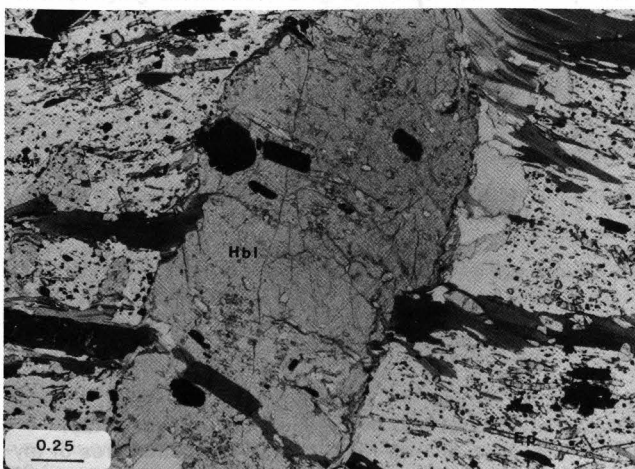


Abb. 17. Postkristallin schwach rotierte grüne Hornblende. Auffallend ist die völlige Eliminierung des Magnetits (kleine schwarze Punkte) in der Hornblende, während Sulfide in die Hornblende eingebaut werden. Dunkelgrau = Biotit. Erklärung im Text. Nicols ||.

die schwache Rotation einer Hornblende. Die Rotation erfolgte postkristallin in Bezug auf Biotit (Schleppstrukturen an den Hornblenderändern), Epidot (Si in Bezug zu Se verstellt) und sulfidisches Erz. Der Hornblendemegablast besteht aus drei optisch unterschiedlich orientierten Hornblenden (Hbl 1–3) und enthält als Einschluß eine kleinere Hornblende (Hbl 4), die ebenfalls von der Rotation erfaßt wurde (die Zahlen geben keine Altersabfolge). Die kleinen Hornblenden sind auch in der Matrix zu finden.

Es zeigt sich hier dasselbe Bild wie in Abb. 16, nämlich, daß nach der Mylonitisierung die Nukleation der Hornblende verhältnismäßig gleichzeitig einsetzte, im Verlauf der Neokristallisation aber viele Hornblenden zu porphyroblastischem Größenwachstum übergingen. Der Kontrast zwischen der Magnetitführung innerhalb und außerhalb der Hornblende ist markant. Ebenso die Unterbrechung der Biotitlamelle durch die Hornblende. Biotit wird von der Hornblende konsumiert.

4. Folgerungen

Durch den Nachweis duktil deformierter basischer Gesteinstypen in der seit langem diskutierten Grenzzone zwischen Ennstaler Phyllit-Formation und Wölzer Glimmerschiefer-Formation tritt erstmals im Gelände ein klar erkennbares deckentektonisches Trennelement auf, welches zur Abtrennung von Mittelostalpin und Oberostalpin herangezogen werden kann. Die alte Grenzzone, die auf der „Diaphthoreszone“ von FRITSCH (1953) aufbaute, liegt etwa 750 m im Liegenden der neu fixierten oberostalpinen Schubfläche. Das deckentektonische Modell TOLLMANN's (1963) wird dadurch nicht verändert, sondern hier auf eine empirisch überprüfbare Grundlage gestellt. Die im Gelände als „Grünschiefer“ kartierten Gesteine wurden durch mikroskopische Studien als rekristallisierte Mylonite und Blastomylonite interpretiert. Die sowohl genetisch als auch geographisch unscharfe „Diaphthoreszone“ von FRITSCH (1953), die TOLLMANN (1959, 1963) als Überschiebungsbahn interpretierte, eignet sich nicht als Trennelement, da sie im Gelände nicht nachweisbar ist und daher auch Anlaß für geologische Glaubensbekenntnisse mannigfacher Art bot. Sie wird durch die Mylonite ersetzt. Die Mylonite allein können jedoch ebenfalls keine regionale Überschiebung nachweisen, da sie letztlich nur eine Deformation im Gestein anzeigen, die in diesem speziellen Fall auf eine Scherbewegung zurückgeführt wird. Diese Scherbewegung gewinnt nur innerhalb der bestehenden TOLLMANN'schen Ostalpinsynthese die Bedeutung einer Überschiebungsbahn. Sollte sich die Interpretation der Grünschiefer als Mylonite als falsch erweisen, bleibt immer noch das Problem der Hornblende- und Granatblastese in diesem Gestein übrig, denn durch dieses Mineralpaar entsteht ein markanter Metamorphosesprung zu den überlagernden Phylliten.

Im Walchenbachbett ist ein fast lückenloses Profil von der liegenden Wölzer Glimmerschiefer-Formation in die überlagernde Ennstaler Phyllit-Formation aufgeschlossen. Ein tektonischer Hiatus wird darin nicht erkennbar. Aus Geländebefunden allein ist daher eine Deckengrenze nicht nachweisbar.

Die in den Glimmerschiefern eingelagerten Gumpeneckmarmore sind für das deckentektonische Abgren-

zungsproblem zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin irrelevant.

Granat- und Chloritoidblastese in den Wölzer Glimmerschiefern ist posttektonisch und alpidisch, Granat- und Hornblendeporphyroblasten in den Myloniten sproßten ebenfalls alpidisch und postkinematisch in Bezug zur Mylonitbildung, zeigen jedoch Matrix-Porphyroblastbeziehungen, die auf eine weitere Deformation nach der Mylonitbildung hinweisen. Die ineinander verzahnenden Prozesse von Kristallisation – Deformation – Rekristallisation sind sowohl in der WGLF als auch in der EPHF weit verwickelter als bisher angenommen.

Das Gesamtbild des untersuchten Gebietes zeigt eine intensive Durchbewegung aller Gesteinstypen, die sich in den Glimmerschiefern mit Annäherung an die basischen Mylonite steigert und auch Hangend der Mylonite noch deutlich bemerkbar ist. Die Einstufung der die Mylonite überlagernden Schiefer als Phyllonite nach Glimmerschiefern oder als verschieferte Ennstaler Phyllite konnten nicht einwandfrei gelöst werden (siehe Abb. 1). In vielen Dünnschliffen läßt sich zwar eine glimmerschiefrige Textur erkennen, aber in keinem Schliff wurden Granatrelikte gefunden. An diesem Problem wird derzeit noch gearbeitet.

Sollte sich herausstellen, daß der in Abb. 1 mit „?“ gekennzeichnete Gesteinsstreifen im wesentlichen aus Glimmerschieferphylloniten besteht, müßte die Überschiebungsfäche noch weiter nach Norden vorgeschoben werden. Es existiert somit keine scharfe Bewegungsfläche zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin, sondern eine breite Zone intensiver Verschuppung entlang eng gestaffelter Scherflächen, die sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen lassen. Als übergeordneter Begriff kann dieser Zone die Bezeichnung „Duplex“ (siehe BOYER & ELLIOTT, 1982) zugewiesen werden, dessen Hangendbegrenzung durch die oberostalpine Überschiebungsfäche („roof thrust“) definiert ist. Die für die Bezeichnung „Duplex“ notwendige „floor

thrust“ ist nicht bekannt. Eine geometrische und kinematische Untersuchung und Auflösung dieses potentiellen Duplex ist derzeit nicht vorhanden.

Anhang

Erläuterung des Boxplot

Ein Boxplot ist eine einfache Routinemethode zur Klasseneinteilung und Ausreißererkenntnis von Meßdaten. Eine detaillierte Erklärung findet man bei TUKEY (1977). In einem Boxplot werden angegeben:

- Kleinster und größter Datenwert (Min, Max).
- Grenzwerte für die Ausreißerdefinition („whiskers“).
- „Lower“ und „upper hinge“.
- Der Medianwert.

Die Box, der Bereich zwischen „lower“ und „upper hinge“, umfaßt 50 % der Daten. Der Medianwert liegt innerhalb der Box. Seine tatsächliche Position ist von der Symmetrie und Schiefer der Datenverteilung abhängig. Das Verhalten der Daten außerhalb der Box wird durch die „whiskers“ symbolisiert. Sie repräsentieren jeweils 25 % des restlichen Datenmaterials zwischen dem kleinsten Wert und dem „lower hinge“ (= lower whisker), bzw. dem größten Wert und dem „upper hinge“ (= upper whisker). Um nun Daten darzustellen, die aufgrund ihrer Werte nicht mehr mit dem Gesamtverhalten der übrigen Daten übereinstimmen, werden Grenzbedingungen definiert, indem man den Wertebereich zwischen dem „lower hinge“ und „upper hinge“ mit 1,5 multipliziert und diesen Wert vom „lower hinge“ subtrahiert bzw. zum „upper hinge“ addiert. Alle Daten, die nun außerhalb dieser Grenzbedingungen liegen, auch als „fence“ bezeichnet, werden als Ausreißer betrachtet. Ihre Anzahl ist in Abb. 3, 7, 8 durch die Zahlen oberhalb des Boxplotes angegeben und durch die quadratischen Symbole dargestellt.

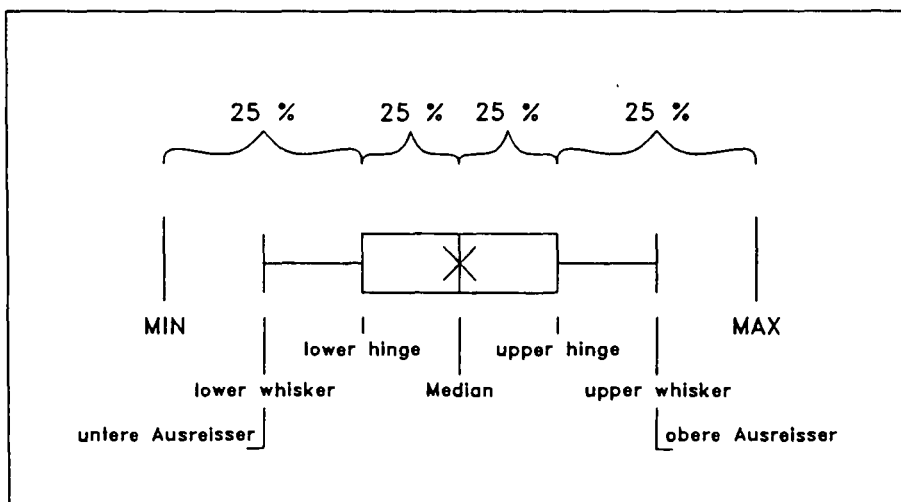


Abb. 18. Definition des Boxplots als graphische Darstellung einer statistischen Verteilung von Meßdaten.

Dank

Herrn Univ.-Doz. Dr. F. KOLLER, Petrographisches Institut, Universität Wien, für seine konstruktive Kritik des Manuskriptes.

Literatur

BURG, J. P. & LAURENT, P. (1978): Strain analysis of a shear zone in granodiorite. – *Tectonophysics*, **47**, 15–42, 14 figs.

BOYER, St. E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust Systems. – *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **66**, 1196–1230, 34 figs., 2 tab.

BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. (1973): Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. – *Lithos*, **6**, 337–348, 14 figs.

BERTHE, D., CHOUKROUME, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 31–42, 13 figs.

- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FORMANEK, H. P. (1964): Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9–80, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1964.
- FRITSCH, W. (1953): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **10**, 1–19, 1 Abb., 1 geol. Karte, Graz.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, 9 figs., 1 tab. (Deuticke).
- GOTTSTEIN, G. & MECKING, H. (1985): Recrystallization. In: WENK, H. R. (Ed.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis, 183–218, 35 figs. (Academic Press).
- HAUSER, L. (1936): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. I. Hornblendeargen-schiefer. – Verh. Geol. B.-A., 138–243, Wien.
- HAUSER, L. (1937): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. II. Gesteine mit Granatporphyroblasten. – Verh. Geol. B.-A., 147–150, 1 Abb., Wien.
- HAUSER, A. L. & BRANDL, W. (1956): Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **88**, 68–71, Graz.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1976): Zur kaledonischen Orogenese der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 459–482, 9 Abb., 3 Tab.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **30/31**, 289–318, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 1 Beil., Wien.
- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks. – Geol. Surv. Prof. Paper 687, 97 S., 36 fig., Washington.
- HOBBS, B. A., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976): An outline of structural geology. – 571 p. (John Wiley & Sons).
- KERRICH, R., BECHINSDALE, R. & DURHAM, J. (1977): The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. – Tectonophysics, **38**, 241–257.
- KERRICH, R. & ALLISON, I. (1978): Flow mechanisms in rocks: microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. – Geosci. Canada, **5**, 109–118.
- KERRICH, R. & ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, S. & STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mievville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. – Contr. mineral. Petrol., **73**, 221–242, 8 figs., 12 tabs.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984): S-C Mylonites. – J. Struct. Geol., **6**, 617–638, 20 figs.
- METZ, K. (1971): Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia II, Sdh. **28**, 159–166, Klagenfurt.
- METZ, K. (1976): Der Geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. natw. Ver. Stmk., **106**, 51–75, 2 Abb., 1 Beil., Graz.
- METZ, K. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt 129, Donnersbach. – 35 S., 7 Abb., 1 Taf., Wien (Verlag Geol. B.-A.).
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. struct. Geol., **8**, 831–843, 9 figs.
- PEER, H. W. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, 8 Abb., Wien 1988.
- PRICE, N. J. (1966): Fault and joint development in brittle and semibrittle rock. – 176 p., 58 figs., 8 tabs. (Pergamon).
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., 95–113, 5 Abb., 2 Taf., Wien.
- RAMSEY, J. G. (1982): Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. – In: HSÜ, K. J. (ed.): Mountain building processes, 111–128, 18 figs., 1 tab.
- REDLICH, K. (1903): Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennsthal. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **61**, 1–62, 2 Taf., Leoben.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPFL, E. F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – T. M. P. M., **33**, 287–296, 6 Abb., 2 Tab.
- SCHOLZ, C. H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – Geol. Rdsch., **77**, 319–328, 4 figs.
- SIBSON, R. (1977): Fault rocks and fault mechanism. – J. Geol. Soc. London, **133**, 191–214.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281–1288, 11 figs.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 4–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 figs. (Deuticke).
- TUKEY, J. W. (1977): Exploratory Data Analysis. – Reading, Mass. (Addison Wesley).
- UNGER, H. J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Öblarn. – Archiv f. Lagerst.forsch., **7**, 2–52, 5 Anl., Leoben.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite, and feldspars from Erstfeld to the Levantina nappe, Swiss Alps, and its geological implications. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **56**, 641–647.
- WEISS, E. H. (1958): Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Joanneum Min. Mitt. Bl. **2/1958**, 69–109, 1 Übersichtskarte, 9 Abb., 2 Prof., Graz.
- WIESENER, H. (1939): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – T. M. P. M., **50**, 273–304.
- WHITE, S. (1975a): Tectonic deformation and recrystallisation of oligoclase. – Contr. Mineral. Petrol., **50**, 287–304, 7 figs.
- WHITE, S. (1975b): Estimation of strain rates from microstructures. – J. Geol. Soc. London, **131**, 577–583, 1 fig., 2 plates.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. (1980): On mylonites in ductile shear zones. – J. struct. Geol., **2**, 175–187, 7 figs.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. Februar 1989.

Das Inkohlungs- bild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung

Von REINHARD F. SACHSENHOFER*)

Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle

*Steiermark
Salzburg
Niederösterreich
Kärnten
Tauernfenster
Miozän
Inkohlung
Paläogeothermie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 102-105, 130-134, 157-162

Inhalt

Zusammenfassung	489
Abstract	490
1. Einleitung	490
2. Probenmaterial	491
3. Untersuchungsmethoden	491
4. Regionale Besprechung	494
4. 1. Laußnitz	494
4. 2. Tamsweg	494
4.2.1. Geologie	494
4.2.2. Inkohlung	494
4.2.3. Deutung des Inkohlungs- bildes	494
4. 3. Schöder	496
4. 4. St. Oswald	496
4. 5. Fohnsdorf-Knittelfeld, Seckau, Feeberg	497
4.5.1. Geologie	497
4.5.2. Inkohlung	497
4.5.3. Deutung des Inkohlungs- bildes	498
4. 6. Trofaiach	500
4. 7. Leoben - Bruck/Mur	500
4.7.1. Geologie	500
4.7.2. Inkohlung	501
4.7.3. Deutung des Inkohlungs- bildes	501
4. 8. Aflenz	501
4. 9. Unteres Mürztal	502
4.10. Oberes Mürztal	502
4.11. Waldheimat	502
4.12. Hart/Gloggnitz	502
5. Diskussion	502
Dank	505
Literatur	502

Zusammenfassung

Die Miozänbecken der Norischen Senke folgen ungefähr der Mur-Mürz-Furche vom Ostrand des Tauernfensters bis ins südwestlichste Wiener Becken. Da in den limnisch-fluviatilen Sedimenten sowohl Kohlenflöze wie kohlige Partikel häufig auftreten, konnten die vorliegenden Inkohlungsuntersuchungen folgende Beiträge zur Klärung der Paläogeothermik dieses Raumes liefern:

Auf Grund unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten und differenzierter geothermischer Verhältnisse im Miozän ergibt sich ein komplexes Inkohlungs-
bild. Im Tamsweger Becken, wenige Kilometer östlich des Tauernfensters, reicht der Inkohlungs-
grad vom Mattbraunkohlen- zum Flammkohlen-Stadium. Der hohe Inkohlungsgrad wurde durch einen stark erhöhten geothermischen Gradienten zur Zeit der Inkohlung bedingt. Der

geothermische Gradient dürfte in der Norischen Senke gegen Osten abgenommen haben, obgleich im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken der Inkohlungsgrad gleichfalls (vom Weichbraunkohlen-) bis zum Flammkohlenstadium reicht. Der Grund für die hohe Inkohlung dieses (und des Seckauer) Beckens liegt in der im Vergleich zum Tamsweger Becken überaus großen Mächtigkeit der Beckenfüllung bei einem deutlich kleineren Inkohlungsgradienten. Ein kleiner geothermischer Gradient dürfte in den Becken der östlichen Norischen Senke geherrscht haben. Das Auftreten von Glanzbraunkohlen in der Umgebung von Leoben - Bruck/Mur wird aus geologischen Überlegungen nicht auf große Überlagerungsmächtigkeiten, sondern auf einen lokal erhöhten geothermischen Gradienten zurückgeführt.

Als Ursache des hohen geothermischen Gradienten in der westlichen Norischen Senke wird der rasche Aufstieg des „warmen“ Penninikums des Tauernfensters während des Miozäns angenommen. Gründe für den erhöhten geothermischen Gradienten in der Umgebung von Leoben - Bruck/Mur können zur Zeit nicht angegeben werden.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. REINHARD F. SACHSENHOFER, Institut für Geowissenschaften, Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Abstract

The Miocene basins of the Noric Deepression roughly follow the Mur-Mürz valley from the eastern border of the Tauern Window to the south-eastern Vienna Basin. As coal seams and coal particles frequently occur in the limnic-fluvial sediments, a study of coal rank contributes to the clarification of the paleogeothermics of this area.

The complex coalification pattern derived from different rates of subsidence and variable geothermic conditions during the Miocene. In the basin of Tamsweg, a few kilometers east of the Tauern Window, coal rank ranges from sub-bituminous C to high volatile bituminous stage. A distinctly raised paleogeothermic gradient caused the advanced coal rank. The paleogeothermic gradient is thought to decrease in the Noric Depression towards the east, although in the basin of Fohnsdorf-Knittelfeld coal rank likewise reaches the high volatile bituminous stage. An – in comparison to the basin of Tamsweg – extremely thick sedimentary pile and a distinctly smaller coalification gradient are the reasons for the high rank of the basins of Fohnsdorf-Knittelfeld (and Seckau). A small paleogeothermic gradient is also assumed to be likely for the basins of the eastern Noric Depression. The occurrence of sub-bituminous A coals near Leoben – Bruck/Mur is attributed to a locally raised geothermic gradient.

The rapid uplift of the "warm" Penninic units of the Tauern Window during the Miocene is thought to be responsible for the elevated geothermic gradient in the western part of the Noric Depression. The high gradients in the vicinity of Leoben – Bruck/Mur cannot be explained at present.

1. Einleitung

Die Norische Senke umfaßt den Bereich des Mur-Mürz-Tales, vom Ostrand des Tauernfensters bis ins südwestliche Wiener Becken (Hart bei Gloggnitz). Im Karpatien und Unterbadienien wurden entlang dieser

Senke mächtige, teils kohleführende, limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert.

Die Schichtfolge umfaßt eine feinklastische Entwicklung, bisweilen mit einem Grundflöz, und eine diskordant darüber folgende grobklastische Abfolge. Grund für diese Diskordanz sind die orogenen Bewegungen der Jungsteirischen Phase.

Heute liegen die Sedimente in isolierten, tief eingemuldeten Becken vor. Es sind dies von Westen nach Osten (Abb. 1)

- das Laußnitz-Tertiär in Oberkärnten,
- das Tamsweger Tertiärbecken,
- Tertiärreste bei Schöder, Oberwölz und St. Oswald,
- das Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken mit den Teilmulden von Seckau und Feeberg,
- das Trofaiacher Becken,
- die Kohlenmulde Leoben – Bruck/Mur,
- das Aflenzer Tertiär,
- die Becken des unteren und oberen Mürztales,
- das Tertiär der Waldheimat und
- jenes von Hart bei Gloggnitz.

Kohlenbergbau wurde in den Becken der Norischen Senke vom 17. bis weit ins 20. Jahrhundert betrieben. Der letzte Bergbau – Fohnsdorf – wurde 1978 heimge sagt. Abgebaut wurden teils hochwertige Glanzbraunkohlen (Fohnsdorf, Leoben, Parschlug), teils Matt- und Weichbraunkohlen (Aflenzen, oberes Mürztal, Waldheimat, Hart).

Es ist bekannt, daß der Inkohlungsgrad mit zunehmender Gesteinstemperatur steigt und auch von der Zeitdauer der Temperatureinwirkung abhängt. Der Inkohlungsgrad ist damit ein geeignetes Paläogeothermometer, das Ziel der Arbeit die Erfassung der Inkoh-

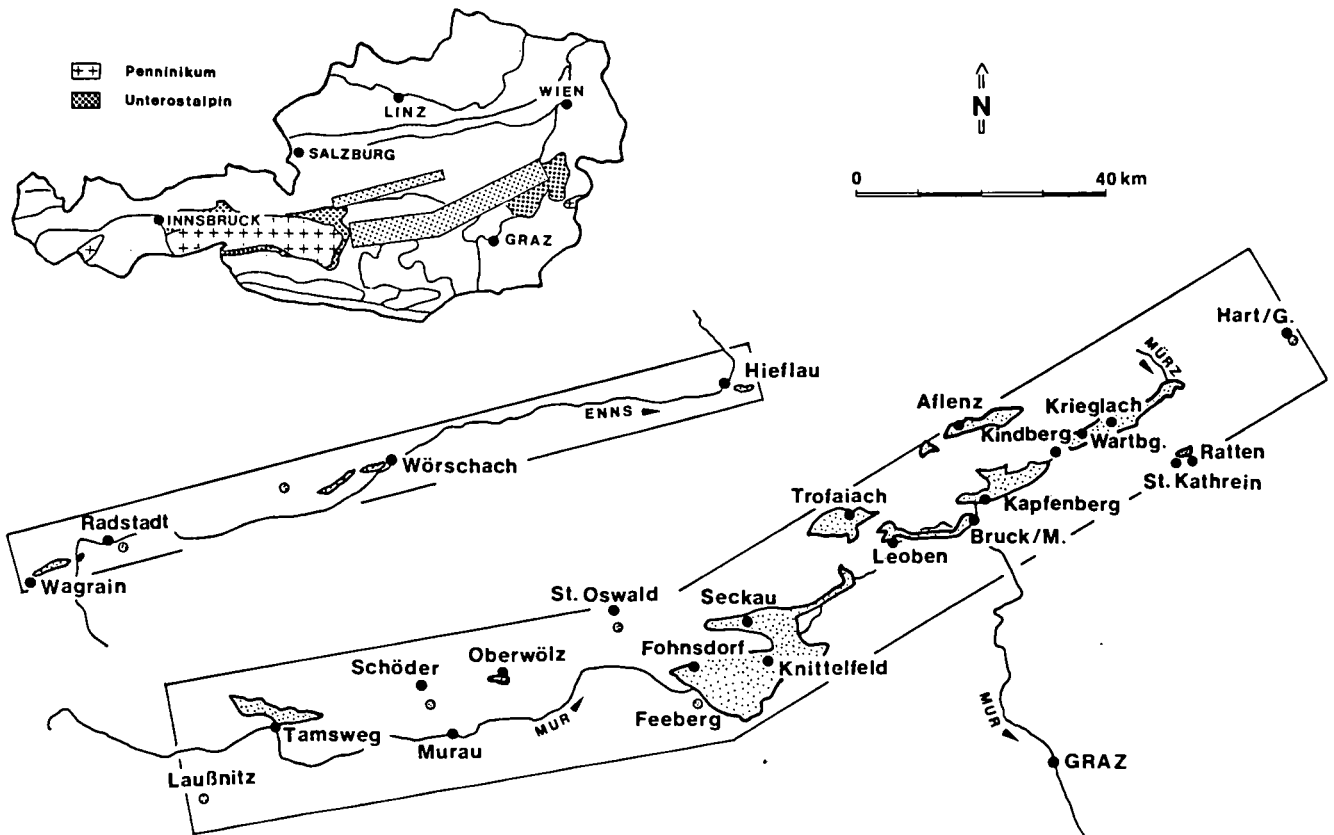


Abb. 1. Das Tertiär im Bereich der Mur-Mürz-Furche und des Ennstales.

lungsbilder der Becken der Norischen Senke und ihre paläogeothermische Interpretation. Schwierigkeiten, die es dabei zu überwinden galt, sind durch schlechte Aufschlußverhältnisse, deshalb oft ungenügend bekannte Geologie der Becken, zum Teil unsichere Alterseinstufung von Sedimenten und tektonischen Ereignissen, die Kleinräumigkeit der Becken einerseits, der Verformungsbilder andererseits, weitgehendes Fehlen von Tiefenaufschlüssen, Verwitterung von Oberflächenproben und Fehlen von kohligem Material in grobklastischen und rotgefärbten Gesteinen, bedingt.

Detailliert beschrieben werden die Inkohlungsbilder der Becken von Tamsweg, Fohnsdorf-Knittelfeld und Leoben. Über die übrigen Becken werden ergänzende Inkohlungsdaten mitgeteilt.

2. Probenmaterial

Untersucht wurden ca. 180 Proben:

- Sammlungsmaterial von Flözkohlen der ehemaligen Bergbaue.
- Kohlen von Flözausbissen und einige wenige Haldenkohlen.
- inkohlte Treibhölzer aus flözleeren Schichten.
- Phytoklasten aus einer flachen Bohrung im ehemaligen Fohnsdorfer Kohlenrevier und oberflächlich anstehenden Schichten.

Ein großes Problem bei Oberflächenproben stellt die Verwitterung dar. Diese äußert sich megaskopisch durch die Umwandlung von Pyrit in Eisenhydroxide. Im Mikrobild zeigen oxydierte Kohlen Mikrorisse, Mikroporen, Oxydationssäume und mitunter wellige Oberflächen. Bei ca. einem Drittel der untersuchten Proben war die Verwitterung so weit fortgeschritten, daß sie für Inkohlungsstudien ungeeignet erschienen. In Tab. 1 wird für die restlichen 125 Proben der Grad der Verwitterung angegeben. Besonders störende Verwitterungserscheinungen zeigten Phytoklasten, weshalb auf ihre Untersuchung weitgehend verzichtet wurde. Inkohlte Treibhölzer weisen dagegen, auch wenn sie oberflächlich angewittert sind, häufig im Inneren frische Bereiche auf.

3. Untersuchungsmethoden

Der Inkohlungsgrad der kohligen Partikel wurde mittels der Huminit/Vitrinit-Reflexion und der hygroskopischen Feuchtigkeit bestimmt. Die Bestimmung der Huminit/Vitrinit-Reflexion ist die klassische Methode zur Erfassung des Inkohlungsbildes von Sedimentbecken. Als besonderer Vorteil erweist sich u.a., daß der Inkohlungsgrad kleinster kohligter Partikel bestimmt werden kann. Nachteilig wirkt sich aus, daß die Reflexionswerte gering inkohlter Huminite in einem weiten Bereich streuen. Dies wird durch Zellulose- und/oder Harz Imprägnationen bewirkt, die das Reflexionsvermögen vieler gering inkohlter Huminite reduzieren (Ulminit „A“). In vorliegender Arbeit wurde das Reflexionsvermögen der hellen Ulminitvarietät „B“ bestimmt. Fehlte diese, wie bei den meisten Treibhölzern, wurde statt dessen das Reflexionsvermögen der cor-pohuminitischen Zellfüllungen gemessen. In einigen Fällen erhöhte sich das Reflexionsvermögen der Pro-

ben nach einer Behandlung mit organischen Lösungsmitteln; dadurch weichen einzelne Werte geringfügig von jenen bei R.F. SCHSENHOFER, 1988a, ab. Dies wird auf bituminöse Imprägnationen zurückgeführt.

Die Erfassung der Huminit/Vitrinit-Reflexion erfolgte mit dem Mikroskop MPV-2 der Fa. Leitz unter Verwendung eines 32-fach vergrößernden Ölimmersionsobjektives bei einer Wellenlänge von 546 nm an Körner- oder Stückschliffen. In der Regel wurden je Schliff 50 Einzelmessungen ausgeführt und das mittlere Reflexionsvermögen (R_m) bestimmt.

Die Grenzen zwischen den einzelnen Inkohlungsstufen (definiert durch publizierte Analysen und das megaskopische Erscheinungsbild der Kohlen) wurden für die Kohlen der Norischen Senke mit folgenden Reflexionswerten ermittelt:

Weichbraunkohle–Mattbraunkohle . . .	0,30–0,35 % R_m
Mattbraunkohle–Glanzbraunkohle	0,4 % R_m
Glanzbraunkohle–Flammkohle	0,6 % R_m

Diese Werte liegen geringfügig unter jenen, die M. & R. TEICHMÜLLER (1982, Tab. 4) für diese Grenzen angeben.

Die Bestimmung der hygroskopischen Feuchtigkeit aschenfreier Xylite, Humovitrite bzw. Vitrite diente der Untermauerung der mit Hilfe der Huminit/Vitrinit-Reflexion festgestellten Inkohlungstrends.

Die bestgeeigneten Inkohlungsparameter gering inkohlter Kohlen sind der Wassergehalt und damit zusammenhängend der Heizwert der grubenfeuchten Kohlen. Aus einsichtigen Gründen konnte ein Jahrzehnt nach Schließung des letzten Bergbaues keine grubenfeuchte Kohle untersucht werden. Die Oberflächenproben haben aber an der Oberfläche einen Teil ihrer grobgebundenen Feuchte bereits abgegeben.

Um den Wassergehalt verschiedener Oberflächenproben untereinander und mit jenen von Sammlungskohlen vergleichen zu können, wurden alle Proben bei gleicher Luftfeuchtigkeit (60 ± 10 %; 20°C) bis zur Gewichtskonstanz aufbewahrt. Ein Großteil der Proben hat dabei Wasser abgegeben, ein Teil jedoch Wasser aufgenommen. Es mußte zur Kenntnis genommen werden, daß Weichbraunkohlen bei dieser Trocknung unverhältnismäßig viel Wasser verlieren und ihre hygroskopische Feuchtigkeit mit der von Mattbraunkohlen praktisch ident ist. Die hygroskopische Feuchtigkeit wird daher erst ab dem Mattbraunkohlenstadium als Inkohlungsparameter verwendet.

Zumeist stand von den einzelnen Probennahmepunkten nur sehr wenig Kohlenmaterial zur Verfügung. Im Interesse einer möglichst großen Probendichte wurde daher der Wassergehalt nicht nach der viel Probenmaterial verlangenden Xylo-Methode (DIN 51718), sondern mittels eines Vakuum-Trockenschrankes ermittelt. Die Bestimmung des Aschengehaltes erfolgte gemäß DIN 51719.

Mit den oben beschriebenen Methoden ist insbesondere die Grenze Weich-/Mattbraunkohle nur sehr ungenau erfaßbar. Es wurden daher veröffentlichte Analysen und der megaskopische Charakter der Kohlen in die Überlegungen mit einbezogen. Tab. 1 faßt die Inkohlungsdaten aller untersuchten Kohlen der Becken der Norischen Senke zusammen.

Tabelle 1.
Inkohlungsdaten von Proben aus der Norischen Senke.

Proben-Nr.	Lokalität	litholog.Einheit/ stratigr. Alter ₁	Seehöhe (m)	Huminit/Vitritin- reflexion		hygroskop. Feuchtigkeit		Oxydat.
				R _m (%)	n	Asche (%)	H ₂ O _{af} (%)	
Laußnitz								
204	Rutschung S' d. Laußnitzbaches, oberh. Rennweg	Rutschung	1620	0,36	50	4,5	17,9	-
204a	"	"	1700	0,35	25	--	--	+
Tamsweg								
T-01	Mehlhartlau	Randbildung im Grundkonglomerat	1045	0,49	48	--	--	++
T-02	200 m SW' Wildtaubenwand	Wechsellagerung	1080	0,47	30	--	--	-
T-03	N'Sauerfeld, re. Bachufer	Grundkonglomerat	1125	0,54	40	--	--	+
T-04	Graben NE' Atzmannsdorf	Wechsellagerung	1280	0,45	30	5,9	10,3	-
T-05	N'Sauerfeld, li. Bachufer	Randbildung im Grundkonglomerat	1150	0,60	28	3,2	11,3	-
T-06	Graben NE' Atzmannsdorf	Wechsellagerung	1350	0,29	26	9,9	14,2	-
T-07	Lehmgraben, li. Flanke	Sandst./Schiefer-S.	1145	0,62	24	--	--	+
T-08	Lehmgraben, re. Flanke	"	1135	0,60	51	3,6	12,0	-
T-09	W' "Kasperlbauer"	Grundkonglomerat	1280	0,49	50	--	--	-
T-10	Haiden	"	1300	0,55	26	7,0	14,3	-
T-12	S' St. Andrä, 50 m E' Wehr	"	1060	0,60	59	3,4	9,4	-
T-13	ehem. Ziegelei Lintsching	Sandst./Schiefer-S.	1080	0,46	50	--	--	-
T-14	Graben SW' "Dicktbauer"	Wechsellagerung	1140	0,62	76	1,6	8,0	-
T-16	Graben W' "Planitzer"	"	1080	0,56	50	--	--	+
T-17	Graben b. "Schneider"	"	1110	0,59	50	3,1	9,1	-
T-18	Graben NE' Atzmannsdorf	"	1290	0,43	25	2,9	14,5	-
T-19	Lessachtal	Grundkonglomerat	1060	0,61	51	7,5	5,5	-
T-20	Ob. Göriachtal	Sandst./Schiefer-S.	1160	0,39	30	--	--	+
T-21	St. Andrä (b. Zeughaus)	"	1060	0,57	30	--	--	-
T-24	Graben SW' "Dicktbauer"	Wechsellagerung	1110	0,57	15	--	--	++
T-25	Schurfschacht b. St. Andrä	"	1000	0,60	51	5,2	5,8	-
T-26	Lehmgraben, li. Flanke	Sandst./Schiefer-S.	1100	0,64	50	4,1	8,0	-
T-28	Wildtaubenwand	"	1110	0,44	33	--	--	++
T-29	Haiden	Grundkonglomerat	1280	0,42	20	--	--	-
T-31	Graben W' "Planitzer"	Wechsellagerung	1090	0,63	50	2,6	10,6	-
207	Lehmgraben, re. Flanke	Sandst./Schiefer-S.	1095	0,65	50	7,2	6,8	-
208	S' Sauerfeld	Wechsellagerung	1090	0,59	50	10,8	(12,1)	-
Schöder								
203	Graben W' "Wieser"	-	990	0,48	50	8,4	10,9	-
St. Oswald								
244	Pölsmeander S' St. Oswald	-	900	0,34	50	--	--	-
244a	"	-	900	0,33	50	--	--	-
Fohnsdorf-Knittelfeld								
Sammlungskohlen - Flözhorizont								
242	Antonischacht, 2. Bau	Flözhorizont	652,5	0,42	50	--	--	-
224	Antonischacht, Streb 52 _a	"	607	0,40	50	1,7	9,9	-
191	Karlschacht, 3. Sohle	"	567	0,48	50	1,1	10,3	-
227	Antonischacht, Streb 52 _a	"	533	0,42	50	11,6	(10,4)	-
220	Karl-Augustsch., Abbau 44 _C	"	292	0,46	50	1,8	9,1	-
221	"	"	292	0,48	50	4,3	8,2	-
241	"	"	292	0,46	52	--	--	-
240	"	"	238	0,44	50	--	--	-
212	Wodzickisch., 8. Bau West	"	138	0,48	50	7,1	8,8	-
222	"	"	138	0,50	51	--	--	-
229	Wodzickisch., Abbau 46	"	-258	0,47	51	--	--	-
225	Wodzickisch., 11. Bau	"	-266	0,49	50	5,0	8,1	-
228	Wodzickisch., Abbau 46	"	-293	0,51	60	--	--	-
223	Wodzickisch., Abbau 46	"	-293	0,51	55	--	--	-
252	Wodzickisch., Sohle 11	"	-265,2	0,52	50	--	--	-
Phytoklasten aus der Bohrung "Karl-August Kunstschacht"								
264	Karl-August Kunstschacht	Hangendschichten	678,4	0,41	14	--	--	+
263	"	"	673,2	0,37	50	--	--	-
267	"	"	640,8	0,34	40	--	--	+
266	"	"	494,4	0,42	52	--	--	-
261	"	"	482,3	0,42	34	--	--	-
265	"	"	454,3	0,46	36	--	--	-
Oberflächenproben								
251	ehem. Tagbau Dietersdf.	Flözhorizont	860	0,38	35	6,3	8,2	-
250	N' Fohnsdorf	"	780	0,42	25	--	--	++

1 Trptz oftmals fehlender paläontologischer Belege wird für den Großteil der Proben karpatisches Alter angenommen.
Badenische Proben werden durch "B" gekennzeichnet.

Tabelle 1 (Fortsetzung).

Proben-Nr.	Lokalität	litholog.Einheit/ stratigr. Alter	Seehöhe (m)	Huminit/Vitrinit- reflexion		hygroskop. Feuchtigkeit		Oxydat.
				R _m (%)	n	Asche (%)	H ₂ O _{af} (%)	
253	Sillweg	"	770	0,43	50	0,9	11,0	-
254	"Stocker", NW' Ö-Ring	"	760	0,44	50	--	--	+
217	N' Knittelfeld (Holzbr.)	"	700	0,41	24	5,5	15,1	-
217a	Knittelfeld (Hugosch.)	"	?	0,45	50	--	--	-
217b	N' Knittelfeld (Holzbr.)	Brandschiefer	700	0,41	27	--	--	-
286	Ingeringprofil, 350 m SSW' Flözausbiß	Hangendschichten	700	0,33	50	--	--	-
287	" , 425 m SSW' Flözausbiß	"	700	0,41	14	--	--	+
288	" , 740 m "	"	690	0,35	10	--	--	+
289	" , 1000 m "	"	690	0,31	50	--	--	-
290	" , 1200 m "	"	685	0,33	24	--	--	-
291	ehem. Luftschutzst. W' Maßweg, 1650 m SSW' Flözausbiß	"	685	0,27	50	--	--	-
294	Murschlinge b. Farrach	"	660	0,30	44	--	--	-
293	E' "Zechner im Grund"	Apfelberger S.? B	680	0,22	16	--	--	-
292	700 m S' Möbersdorf	"	670	0,25	50	--	--	-
280	Graben SW' "Einödthof"	Blockschotter B	710	0,27	32	--	--	-
281	Graben SE' "Einödthof"	"	720	0,26	50	--	--	-
202	Ziegelei Apfelberg, E' Ende	Apfelberger Serie B	700	0,28	50	7,7	15,6	-
202a	Ziegelei Apfelberg, E' Ende	"	700	0,28	31	--	--	-
F-02	Maria Buch	Liegendschichten	730	0,42	34	--	--	++
F-03	Baierdorf	"	745	0,40	10	--	--	++
Seckau								
201	Graden	Hangendschichten	950	0,26	50	1,8	14,6	-
299	E' "Stelzer"	"	870	0,25	46	--	--	-
298	N' "Zötler"	"	850	0,32	50	--	--	-
296	S' "Sergl" bei "Vorlasser"	"	760	0,31	25	--	--	-
255	1 km NW' Kobenz	"	655	0,29	50	12,0	(15,1)	+
283	Töringgr., NE' Ramberg	"	670	0,30	25	--	--	-
282	Leisingbach N' Laas	"	790	0,33	50	--	--	-
Feeberg								
205	Halde	Flözhorizont	ca. 800	0,44	50	10,6	(11,7)	-
205a	Wachterstollen	"	ca. 800	0,46	50	--	--	-
205b	Sammlung MJ Leoben	"	ca. 800	0,49	50	1,7	10,3	-
Trofaiach								
200	Gimplach, 2 km W' Trofaiach	?	720	0,34	50	6,5	(14,1)	+
243	Laintal, bei "Bauer am Berg"	?	750	0,48	46	6,0	9,3	-
Leoben								
270	800 m N' "Riedlbauer"	Flözhorizont ?	1000	0,39	40	3,8	(15,8)	+/-
206	Marienbau - Halde	Flözhorizont	ca. 850	0,41	50	10,7	14,7	-
199	Tollinggraben - Halde	"	ca. 800	0,44	50	3,3	12,9	-
277	Tagbauteich	"	715	0,43	50	--	--	+
246	Traugottstollen - Halde	"	655	0,40	50	7,7	11,9	-
Le-1	Wartimbergschutzpfeiler	"	420	0,48	50	3,9	8,1	-
Le-2	"	"	410	0,49	50	--	--	-
269	Muldentiefstes	Brandschiefer	310	0,50	55	--	--	-
Le-3	Zweiter Muldentiefbau	"	ca. 300	0,51	52	5,7	7,7	-
Le-4	Seegraben Südflügel	Flözhorizont	ca. 350	0,48	50	3,5	8,7	-
Le-5	Seegraben - Muldentiefstes	"	ca. 300	0,52	50	--	--	-
209	Proleb, Nuchtenschacht	"	ca. 420	0,49	50	3,3	12,9	-
Le-6	Seegraben - Muldentiefbau	Brandschiefer	ca. 310	0,52	40	--	--	-
268	Seegraben "am Sturz"	Hauptkonglom. B	580	0,41	13	--	--	+++
272	Töllerlhammer	"	565	0,41	50	--	--	++
Bruck/M.								
211	Urgental - Halde	Flözhorizont	580	0,47	75	--	--	+
211a	Urgental - Gesenke	"	ca. 400	0,52	50	11,5	(11,0)	-
Aflenz								
198	Göriach - Au, Halde	Flözhorizont B	ca. 780	0,34	50	--	--	+
Af-1	200 m S' "Lechner", W'Fözl	Hangendsandst. B	690	0,35	20	--	--	-
Af-2	Jauring	"	720	0,27	15	--	--	-
Af-3	Fegenberg, 2 km WSW' Aflenz	"	780	0,27	10	--	--	-
Unteres Mürztal								
260	Parschlug - Halde	Flözhorizont	ca. 700	0,45	50	--	--	-
260a	Parschlug, Sammlung MJL	"	ca. 700	0,50	50	3,2	8,7	-
193	Gugga - Halde	"	ca. 600	0,35	27	10,9	(9,8)	-
UM-1	Winkl b. Kapfenberg	"	ca. 600	0,42	50	2,3	9,3	-
192	Ziegelei NE' Pötschach	?	560	0,29	22	--	--	-
191a	Hangrutschung E' Graschnitz	?	580	0,29	31	--	--	-

Tabelle 1 (Fortsetzung).

Proben-Nr.	Lokalität	litholog.Einheit/ stratigr. Alter	Seehöhe (m)	Huminit/Vitrinit- reflexion		hygroskop. Feuchtigkeit		Oxydat.
				R _m (%)	n	Asche (%)	H ₂ O _{af} (%)	
191b	"	?	600	0,31	50	--	--	+
188	500 m E' Allerheiligen	?	550	0,24	24	--	--	-
Oberes Mürztal								
OM-1	Kindthäl b. Kindberg	Grundflöz ?	680	0,28	40	--	--	-
197	S' Wartberg	Grundflöz	680	0,32	50	5,4	(13,1)	-
187	Karnerkogel, N'Krieglach	Blockschotter B	680	0,26	7	--	--	+
257	Alplstr., 250 m SE' "749"	feinklast. Serie	770	0,29	50	--	--	-
196	E'Krieglach, Tal d. Illach	"	700	0,30	51	--	--	+
OM-2	Mürzzuschlag/Tunnelportal	?	ca. 700	0,26	35	--	--	-
Waldheimat								
195	St. Kathrein	Flözhorizont	900	0,31	49	--	--	-
194	Ratten, 50 m 'E "Berger"	"	1060	0,29	36	--	--	-
Hart b. Gloggnitz								
256	Gute - Hoffnung Schacht	Flözhorizont	ca. 250 m	0,29	15	--	--	-
256a	" " "	"	ca. 250 m	0,27	39	--	--	-

4. Regionale Besprechung

4.1. Laußnitz

Östlich von Rennweg in Oberkärnten findet man am Laußnitzbach und entlang seiner linken Seitengäben in ca. 1700 m Seehöhe Reste eines verrutschten, kohlenführenden Tertiärs (R. STABER, 1933). Die ursprüngliche Sedimentationsbasis dieses Tertiärs mag auf der Verebnungsfläche südöstlich vom Aineck in 1800–1900 m Höhe zu suchen sein.

Inkohlungsdaten von Mattbraunkohlenstücken aus diesen Schichten sind Tab. 1 zu entnehmen.

R. SCHWINNER (1926, S. 193f) berichtet über Kohlenfunde im Leißnitzbach südwestlich St. Margarethen im Lungau. Diese Kohlen, die gleichfalls von der Verebnungsfläche in 1800–1900 m Höhe stammen sollen, wurden vom Verfasser nicht aufgefunden.

4.2. Tamsweg

4.2.1. Geologie

Das Tertiärbecken von Tamsweg liegt nördlich des namensgebenden Ortes in über 1000 m Seehöhe. Es erstreckt sich W–E-streichend von Mariapfarr über St. Andrä und Sauerfeld bis Atzmannsdorf.

M. HEINRICH (1976, 1978), die das Becken eingehend untersucht hat, erkannte einen Muldenbau mit W–E-streichender Muldenachse und gliederte die Beckenfüllung in folgende Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden ein stratigraphisches Idealprofil bilden (Abb. 2):

- Basisbrekzie
- Randbildungen im Grundkonglomerat
- Grundkonglomerat
- Wechsellagerungen (Konglomerate, Sandsteine, Schiefertone)
- Schiefertone und Sandsteine

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist – abhängig von der paläogeographischen Position im Becken – sehr unterschiedlich. Eine Mindestmächtigkeit der ins Karpat gestellten Sedimente von 300–400 m wird angenommen. Die zeitliche Einstufung beruht auf dem Vergleich mit anderen Becken der Nori-

schen Senke. Die Komponenten der Konglomerate werden vom umgebenden Ostalpinen Altkristallin und der Gurktaler Decke bezogen. Spezifische Gesteine des Penninikums und des Unterostalpins fehlen genauso wie im Wagrainer Becken des Ennstalertiärs. Dies wird als Hinweis gewertet, daß das Peninikum der Hohen Tauern mitsamt seiner Unterostalpinen Rahmenzone zur Zeit der Sedimentation dieser Becken noch nicht an der Erdoberfläche gelegen war (A. WINKLER-HERMADEN, 1928, S. 186; Ch. EXNER, 1949; M. HEINRICH, 1978, S. 326).

In den feinkörnigen Hangendschichten treten schwächere Kohlenlagen auf, die im 19. und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts bergmännisch untersucht wurden. Schurfbauten befanden sich u.a. bei St. Andrä und Sauerfeld, zu einem Bergbau ist es aber wegen zu geringer Kohlenmächtigkeiten nie gekommen (G. GEYER in W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 160; M. HEINRICH, 1978, s. 329ff; W. GÜNTHER & G. TICHY, 1979, S. 401ff.; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 179ff).

4.2.2. Inkohlung

Huminit/Vitrinit-Reflexionsdaten von kohligem Material aus dem Tamsweger Tertiärbecken sind in Abb. 2 kartenmäßig dargestellt. Der Inkohlungsgrad reicht vom Mattbraunkohlen- zum Flammkohlenstadium. Das Auftreten der hoch inkohlten Kohlen ist auf den Bereich zwischen St. Andrä und Sauerfeld beschränkt. Hier setzt es quer über alle tektonischen Störungen hinweg. Gegen Osten und Westen nimmt der Inkohlungsgrad rasch zum Glanzbraunkohlenstadium ab. Das Mattbraunkohlenstadium wird lediglich durch 2 Reflexionsdaten belegt. Auf Mattbraunkohlenstadium weisen aber die Reflexionsdaten der von M. VINZENZ (1984, S. 14) untersuchten Probe und eine von zwei veröffentlichten Elementaranalysen (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 186). Die genaue Position dieser Kohlen läßt sich aber nicht mehr rekonstruieren.

4.2.3. Deutung des Inkohlungsbildes

Alter der Inkohlung

Das exakte absolute Alter der Inkohlung des Tamsweger Tertiärbeckens läßt sich mit den heutigen Me-

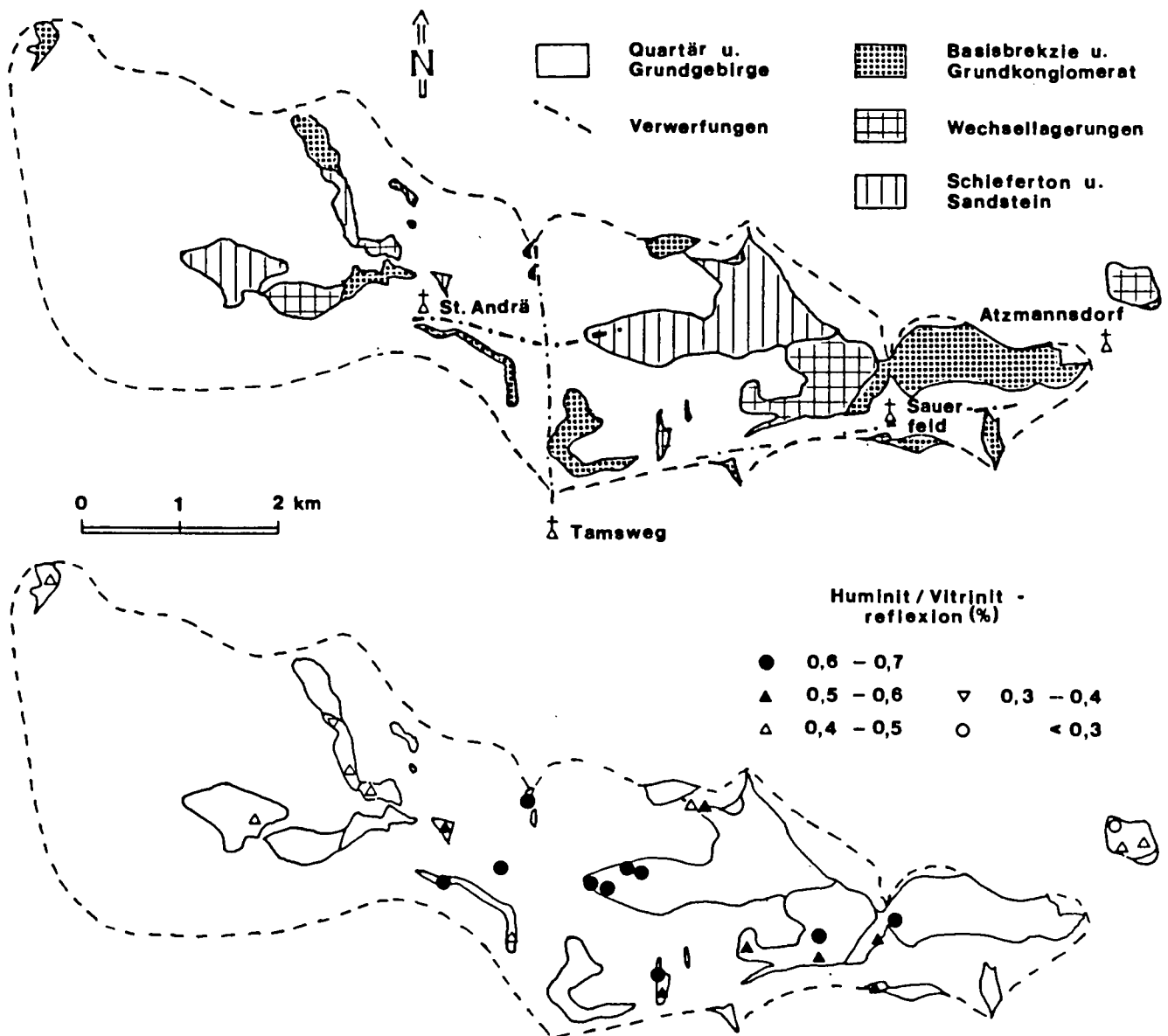


Abb. 2. Geologie (vereinfacht nach M. HEINRICH, 1978, Taf. 1) und Inkohlung (Basis: Huminit/Vitrinit-Reflexion) des Tamsweger Tertiärbeckens.

thoden nicht feststellen. Es sollte aber gelingen, das Alter der Inkohlung in bezug auf die Einmündung festzulegen.

Wenn man davon ausgeht, daß die Einmündung das einzige bedeutende tektonische Ereignis war, sollte der Inkohlungsgrad

- bei vortektonischer Inkohlung, unabhängig von der heutigen Höhenlage, vom Liegenden zum Hangenden abnehmen,
- bei nachtektonischer Inkohlung, unabhängig von der stratigraphischen Position, mit der heutigen Höhenlage korrelieren,
- bei syntektonischer Inkohlung sowohl eine gewisse Abhängigkeit von der Lage im stratigraphischen Profil als auch von der heutigen Höhenlage aufweisen.

Aufschluß über das zeitliche Verhältnis von Inkohlung und Tektonik darf man daher erwarten, wenn die gemessenen Inkohlungswerte im stratigraphischen Profil und gegen die heutige Höhenlage aufgetragen werden.

Abb. 3 zeigt, daß die Inkohlungsdaten des Tamsweger Tertiärbeckens keine Abhängigkeit von der Lage der Proben im stratigraphischen Profil erkennen lassen.

Eine Korrelation zwischen den Inkohlungsdaten und der Höhenlage ist jedoch gegeben. Posttektonische Inkohlung ist daher trotz mäßiger Korrelation zwischen Seehöhe und Huminit/Vitrinit-Reflexion bzw. hygroskopischer Feuchtigkeit ($r = 0,60$ bzw. $0,78$) wahrscheinlich. Mögliche Gründe für die mäßige Korrelation sind:

- Verwitterungseffekte, die bei Oberflächenproben nie mit Sicherheit auszuschließen sind.
- Horizontale Inkohlungstrends (ausschließlich im zentralen und östlichen Beckenteil erfaßte Wassergehalte korrelieren mit der Höhenlage besser als Reflexionsdaten, die an Proben des gesamten Beckens ermittelt wurden!).

Die Bewegungen entlang der von M. HEINRICH (1976, 1978) festgestellten Verwerfungen sind entweder älter als die Inkohlung oder zu kleinräumig, um das Inkohlungsbild zu beeinflussen.

Inkohlungsgradient – Paläogeothermie

Eine exakte Bestimmung des Inkohlungsgradienten ist nur aus Daten von tiefen Bohrlöchern möglich. Eine Abschätzung des Inkohlungsgradienten im Tamsweger

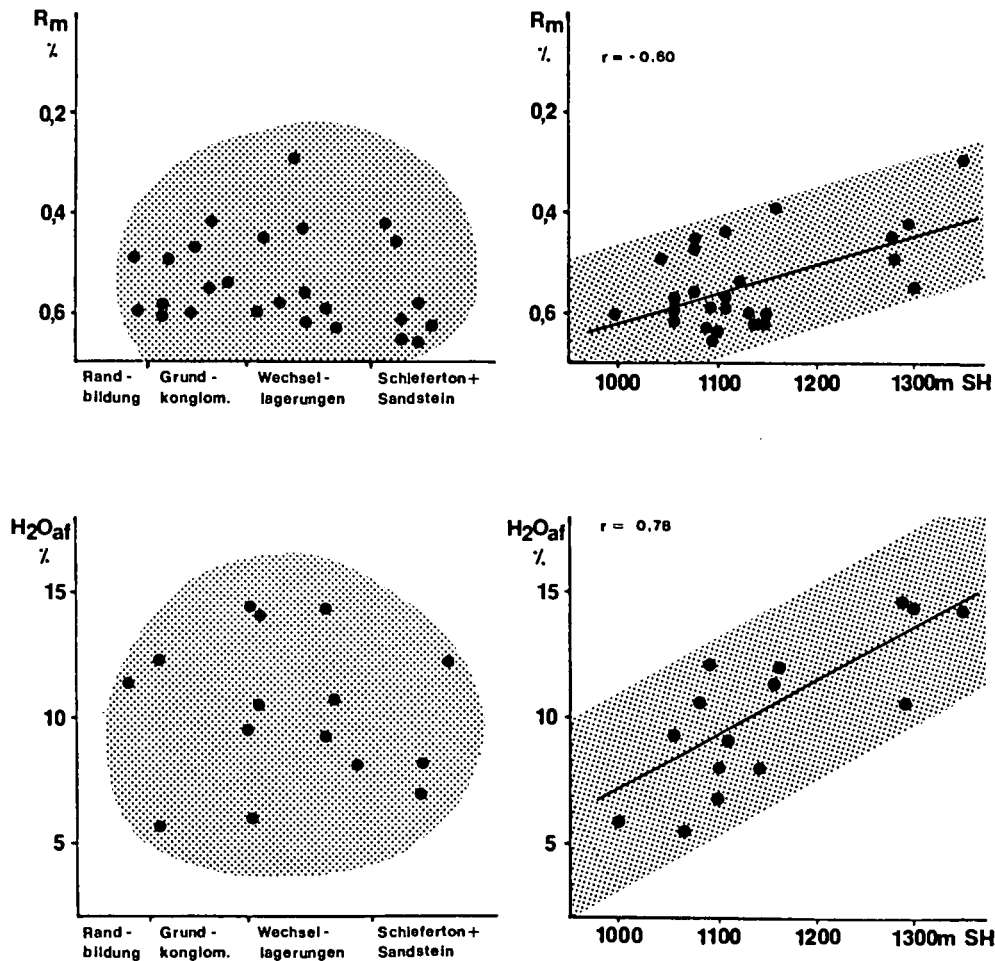


Abb. 3. Korrelation von Huminit/Vitrinit-Reflexion (R_m) und hygroskopischer Feuchtigkeit (H_2O_{af}) mit der Position im stratigraphischen Profil und der Seehöhe im Tamsweger Tertiärbecken.

Tertiärbecken gelingt aber mittels der untersuchten Oberflächenproben. Fehlerquellen, die dabei zu berücksichtigen sind, sind die mäßige Korrelation zwischen den Inkohlungsdaten und der Höhenlage sowie das geringe Teufenintervall von 350 m. Nichtsdesto-trotz bieten die sich aus Abb. 3 ergebenden Gradienten von ca. 0,6 % R_m /km und 22 % H_2O /km brauchbare Anhaltswerte, die mit Inkohlungsgradienten aus besser bekannten Sedimentbecken verglichen werden können.

P. ROBERT (1980, S. 404ff.; 1988, S. 37) berichtete über die statistische Auswertung von Reflexionsdaten aus ca. 400 Bohrungen in 25 verschiedenen Sedimentbecken mit mesozoischer und känozoischer Beckenfüllung. Er wies nach, daß ein durchschnittlicher geothermischer Gradient von ca. 25–28°C/km unabhängig vom Alter der Schichten im Inkohlungsintervall bis 0,65 % R_m einen „normalen“ Inkohlungsgradienten von ca. 0,15 % R_m /km bewirkt. Die Dauer der Inkohlung spielt offenbar nur eine untergeordnete Rolle.

Die Tatsache der Abnahme des Wassergehaltes von Braunkohlen mit der Tiefe ist schon lange bekannt (Schürmann'sche Regel). Nach M. & R. TEICHMÜLLER (1982, S. 40) beträgt die durchschnittliche Wasserabnahme von Glanzbraunkohlen 5–10 %/km.

Die Inkohlungsgradienten im Tamsweger Tertiärbecken lassen daher trotz aller Ungenauigkeiten auf einen stark erhöhten geothermischen Gradienten zur Zeit der Inkohlung (Badenien?) schließen.

Zusammenfassung

Der Inkohlungsgrad reicht in den karpatischen (?) Sedimenten des Tamsweger Beckens vom Mattbraunkoh-

len- zum Flammkohlenstadium, die Inkohlung ist jünger als dessen Einmuldung, der z.T. hohe Inkohlungsgrad wird auf einen sehr hohen paläogeothermischen Gradienten zurückgeführt.

4.3. Schöder

3 km südöstlich von Schöder stehen tertiäre Konglomerate mit Sandsteinlagen und Glanzbraunkohlenschmitzen an (A. THURNER, 1952). Das Reflexionsvermögen der Glanzbraunkohlen hat sich nach einer Behandlung mit organischen Lösungsmitteln von 0,39 % R_m auf 0,48 % R_m erhöht. Die Reflexionssteigerung wird auf das Lösen von bituminösen Substanzen im Vitrinit zurückgeführt. Der höhere Reflexionswert steht in guter Übereinstimmung mit einer hygroskopischen Feuchtigkeit von ca. 10 % (Tab. 1).

Über die Inkohlung des Tertiärs von Oberwölz können mangels Proben keine Aussagen getroffen werden.

4.4. St. Oswald

Am Prallhang des Pölsmäanders südlich von St. Oswald, 1,5 km nordwestlich von Unterzeiring, stehen ostfallende Tertiärsedimente mit Mattbraunkohlenschmitzen an, die an der Pölslinie eingeklemmt erhalten geblieben sind (A. WINKLER-HERMADEN, 1951, S. 499). Über erfolglose Bergbauaktivitäten berichten L. WEBER & A. WEISS (1983, S. 113).

4.5. Fohnsdorf-Knittelfeld, Seckau, Feeberg

4.5.1. Geologie

Das ca. 120 km² große Hauptbecken von Fohnsdorf-Knittelfeld steht mit dem wesentlich kleineren, nördlich gelegenen Seckauer Becken durch einen schmalen Korridor in Verbindung. Der Zusammenhang mit den vergleichsweise winzigen Feeberger Mulden südöstlich von Judenburg wurde erosiv unterbrochen (Abb. 4).

Aufbauend auf die grundlegenden Studien W. PETRASCHECK's (1924/29) befaßten sich E. WORSCH (1963, 1972) und vor allem H. POLESNY (1970) mit der Geologie dieses Raumes. Folgende Kurzbeschreibung basiert im wesentlichen auf der letztgenannten Arbeit. Über Tektonik und rezente Geothermik berichtete jüngst G. GNJEZDA (1989).

Fohnsdorf-Knittelfelder Becken

Das Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken nimmt im Rahmen der Becken der Norischen Senke in bezug auf Ausdehnung und Mächtigkeit der Beckenfüllung eine Sonderstellung ein. Diese beruht auf seiner Lage am Kreuzungspunkt zweier Störungssysteme; der ungefähr W-E-streichenden Störungen, die dem Mur-Mürz-Tal folgen und dem Pöls-Lavanttaler Störungssystem (H. POLESNY, 1970, S. 183ff.; K. METZ, 1978). Die Beckenfüllung gliedert sich in das bis 2000 m mächtige Karpat (Liegendschichten, Fohnsdorfer Flözhorizont, Hangendschichten) und das, das Karpat vermutlich diskordant überlagernde, ca. 1000 m mächtige Unterbadener (feinkörnige Apfelberger Serie im Liegenden, Blockschotter im Hangenden). Vermutlich ebenfalls im Unterbadener gelangte der Maria Bucher Sinter zur Ablagerung (H. POLESNY, 1970, S. 87). Den tektonischen Bau erläutert ein Profil durch den westlichen Beckenteil (Abb. 5), an dem die tiefe, asymmetrische Einmündung sichtbar wird. Während im Nordflügel, in dem der Bergbau das Flöz bis 400 m unter den Meeresspiegel verfolgt hat, die Schichten flach gegen Süden einfallen, ist der Südflügel steil aufgerichtet und z.T. sogar überkippt. Östlich von Baierdorf (ca. 1 km E' des Profil-

schnittes) gibt es allerdings am Südrand keine Überkipfung der Tertiärsedimente mehr (H. POLESNY, 1970, S. 168). Die Schichten fallen hier flach gegen Norden. Das Alter der faltenden, nach-unterbadenerischen Einengungstektonik wird von G. GNJEZDA (1989, S. 125) als jüngstpaläozoisch (genaues Alter?) angegeben, wobei rezente noch immer Einengungstendenzen zu beobachten sind.

Seckauer Becken

Das Seckauer Becken offenbart gleichfalls asymmetrischen Bau. Die Mächtigkeit bleibt allerdings weit hinter der des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärs zurück. Die ältesten Schichten des Karpats beißen an der Oberfläche nicht aus, wurden aber in Bohrungen in Teufen über 200 m nachgewiesen. Das Verbreitungsgebiet der unterbadenerischen Blockschotter ist im Seckauer Becken auf den Bereich des Korridors zwischen Seckauer und Fohnsdorf-Knittelfelder Becken beschränkt.

Feeberger Mulden

In den Feeberger Mulden tritt ein z.T. mehrere Meter mächtiges Flöz auf, das als Äquivalent des Fohnsdorfer Flözhorizontes gedeutet wird (K. METZ, 1973, S. 22). Es ist an der Pöls-Lavanttaler Störungzone eingeklemmt erhalten geblieben. Zweifellos standen die Feeberger Mulden einst mit den am Südwestrand des Hauptbeckens anstehenden Liegendschichten in Verbindung. Die exakte fazielle und stratigraphische Korrelation ist allerdings noch unbekannt.

4.5.2. Inkohlung

Bergbau Fohnsdorf

Sammlungskohlen aus dem Flözhorizont und Kernmaterial einer flachen Bohrung nahe des ehemaligen Karl-August-Schachtes (K.A.-Kunstschaft) erlauben eine Abschätzung des Inkohlungsgrades dieses Bereiches. Der Inkohlungsgrad nimmt im Flözhorizont mit der Tiefe nur zögernd zu und bleibt im beobachteten Teufenintervall (+800 m bis -300 m) im Glanzbraunkoh-

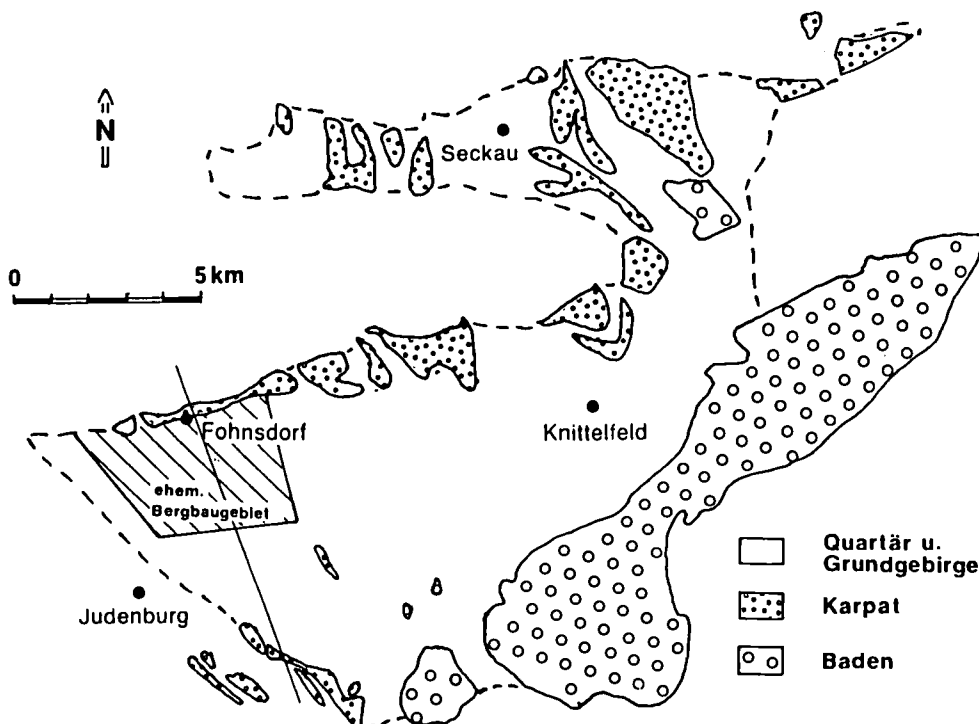


Abb. 4.
Geologische Karte des Fohnsdorf-Knittelfelder und des Seckauer Beckens.
Vereinfacht nach H. POLESNY (1970).

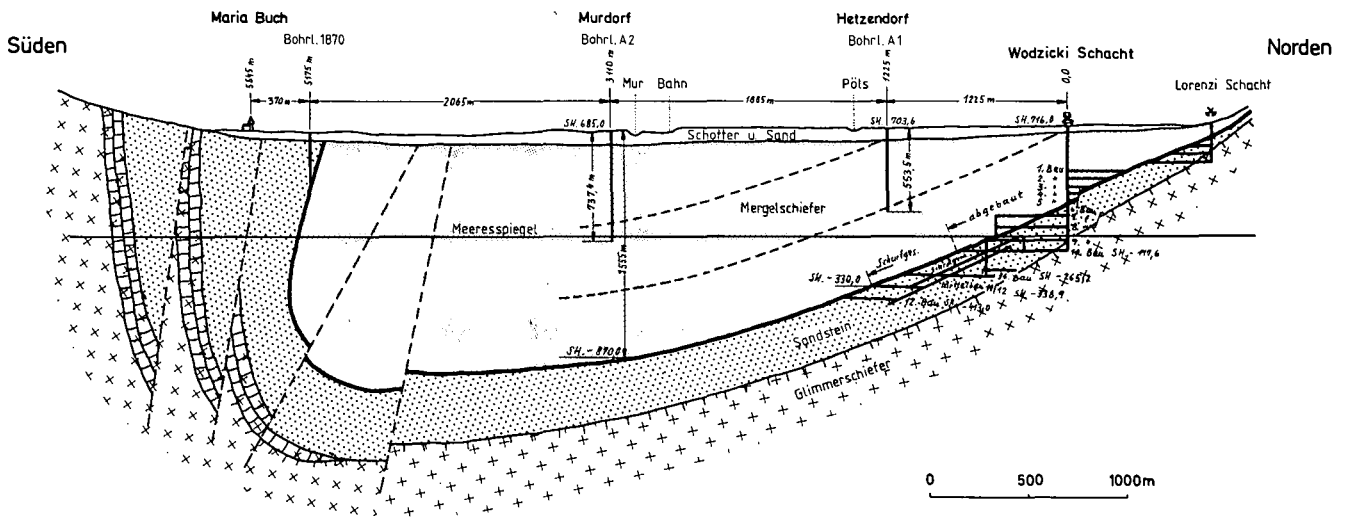


Abb. 5. Schematisches Profil durch das westliche Fohnsdorf-Knittelfelder Becken. Nach W. PETRASCHECK aus L. WEBER & A. WEISS (1983, Abb. 31). Lage des Profils siehe Abb. 4.

lenstadium. Der Kohlenstoffgehalt der Vitrite nimmt mit 2,4 %/km (B. HABIB, 1977, S. 82), die Vitrinitreflexion mit 0,08 % R_m /km zu, die hygroskopische Feuchtigkeit mit 2–3 %/km ab (R.F. SACHSENHOFER, 1988a, Abb. 5). Dem steht eine rasche Abnahme des Inkohlungsgrades gegen die Hangendschichten gegenüber. Der Inkohlungsgradient, ermittelt aus der Bohrung und den Daten des unter der Bohrung liegenden Flözhorizontes (Gesamtteufenintervall ca. 400 m), liegt bei 0,25 % R_m /km.

liegenden Schichten des Karpats am Nord- und Südwestrand des Hauptbeckens beschränkt ist (die Werte vom Südwestrand werden wegen fortgeschrittener Oxydation der kohligten Partikel mit Vorbehalt präsentiert). In den hangenden karpatischen Schichten, dem Unterbaden und dem Seckauer Becken bleiben die Reflexionswerte unter 0,35 % R_m und weisen damit ins Weichbraunkohlen- oder gering inkohlte Mattbraunkohlenstadium.

Inkohlungskarte der ausbeißenden Schichten

Die Inkohlungskarte des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärs und seiner Nebenbecken (Abb. 6) zeigt, daß das Auftreten des Glanzbraunkohlenstadiums ($R_m > 0,4$ %) auf die Feeberger Mulden sowie den Ausbißbereich der

4.5.3. Deutung des Inkohlungsbildes

Anhand eines schematischen Inkohlungsprofils durch Feeberger Mulden, Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Becken (Abb. 7) sollen einige Charakteristika des Inkohlungsbildes diskutiert werden.

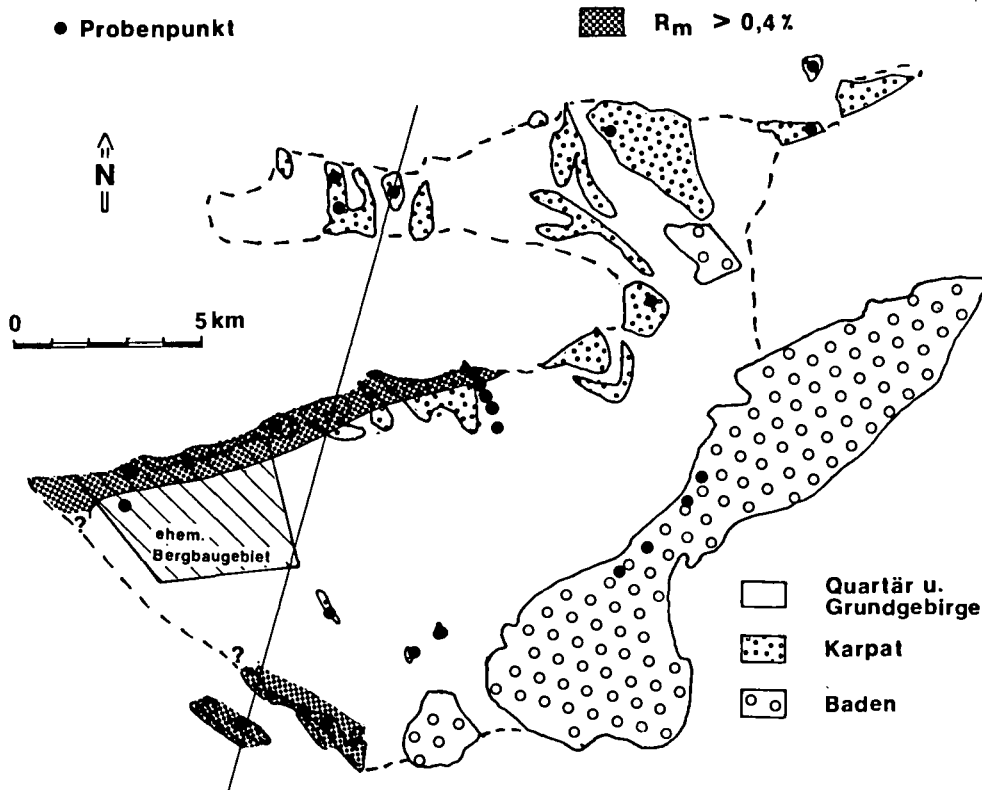


Abb. 6. Inkohlungskarte (Basis: Huminit/Vitrinit-Reflexion; R_m) des Fohnsdorf-Knittelfelder und des Seckauer Beckens.

SSW

NNE

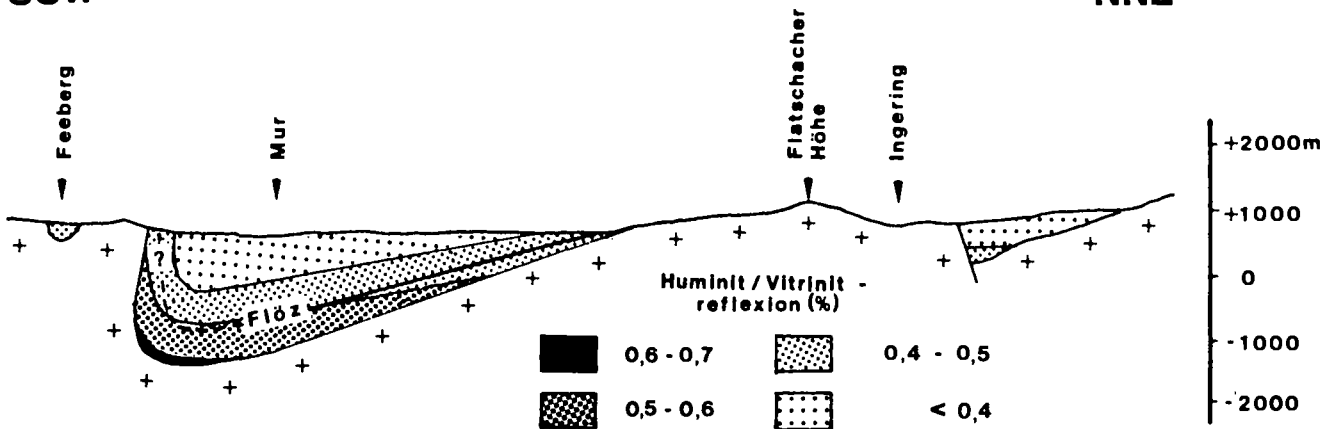


Abb. 7.

Schematisches Inkohlungsprofil (Basis: Huminit/Vitrinit-Reflexion) durch Feeberger Mulden, Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Becken. Lage des Profils siehe Abb. 6.

Alter der Inkohlung

Die Linien gleicher Inkohlung (Isoreflexionen) verlaufen ungefähr parallel zum Einfallen der Sedimente. Die Inkohlung ist daher im wesentlichen älter als die jüngstalpide (genaues Alter?) Einengungstektonik. Ein Andauern der Inkohlung bis in die Frühphase der Faltung ist wegen des spitzwinkligen Schnittes von Schichteinfallen und Isoreflexionen nicht auszuschließen, aber unwahrscheinlich, weil diese durch die von K. METZ (1973, S. 23) beschriebene syndimentäre Absenkungstektonik während des Karpatens bzw. die dadurch bedingte Zunahme der Mächtigkeit gegen die Beckenmitte hin erklärt werden kann. Die von W. PETRASCHECK (1947, S. 432f) und W.E. PETRASCHECK (1954) beobachtete Spannungsdoppelbrechung wurde daher den bereits inkohlten Kohlen nachträglich aufgeprägt.

Inkohlungsgradient – Paläogeothermie

○ Unterbaden

An der Basis des nach H. POLESNY (1970, S. 76) und E. WORSCH (1972, S. 118) ungefähr 1000 m mächtigen Unterbadens werden Inkohlungswerte von ca. 0,3 % R_m gemessen. Dies läßt (auch wenn die Mächtigkeit überschätzt worden sein sollte; H. POLESNY, 1970, S. 76 wies auf die Schwierigkeiten der Mächtigkeitsabschätzung in den unverfestigten Schottern hin) auf einen kleinen (0,10–0,15 % R_m /km) Inkohlungsgradienten schließen. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß die Sinterbänke von Maria Buch nach E. WORSCH (1972, S. 131) und G. GNJEZDA (1989, S. 56) Ausfällungen kalter (!) Kluffwässer sind.

○ Karpat

Im Bereich des ehemaligen Bergbaues wurde der Inkohlungsgradient mit ca. 0,25 % R_m /km bestimmt. Unter Einbeziehung der Reflexionswerte der hangendsten karpatischen Schichten im zentralen Becken reduziert sich der Inkohlungsgradient auf ca. 0,15–0,20 % R_m /km, wobei dieser Wert wegen des größeren Teufenintervalles besser abgesichert ist.

Unter Annahme eines ähnlichen Inkohlungsgradienten im Seckauer Becken und eines maximalen Tiefganges von Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Becken von ca. 2100 bzw. 1000 m (K. METZ et al., 1980, Tab. 2) sollte im Beckentief des Fohnsdorf-Knittelfelder Beckens mit Reflexionswerten um 0,65 % R_m das Flammkohlen-, im Seckauer Becken mit Reflexionswerten über 0,4 % R_m das Glanzbraunkohlenstadium erreicht werden (Abb. 7).

Die Inkohlungsgradienten sind sowohl im Karpat als auch im Unterbaden deutlich geringer als im Tamsweiger Tertiärbecken. Der Inkohlungsgradient, zumindest des Karpats, weist aber trotzdem auf einen gering erhöhten geothermischen Gradienten hin (vgl. Kap. 4.2.3. bzw. P. ROBERT, 1980, S. 404ff.).

Paläogeographie

Der Inkohlungsgrad wird vor allem durch die Inkohlungstemperatur gesteuert. Diese hängt vom geothermischen Gradienten und der Überlagerungsmächtigkeit ab. Setzt man voraus, daß der paläogeothermische Gradient in einem begrenzten Raum, wie dem Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiär und seinen Nebenbecken, annähernd konstant war, so kann aus den Inkohlungsdaten auf die ehemaligen Überlagerungsmächtigkeiten geschlossen werden. Damit ergeben sich neue Verhältnisse hinsichtlich der ursprünglichen Begrenzung der Tertiärablagerungen.

Mächtigkeitsverhältnisse – Unterbaden

Obwohl die Reflexionsdaten an der Basis des Unterbadens ungefähr gleich (niedrig) sind, deutet das megaskopische Erscheinungsbild der Kohlen auf eine Inkohlungs Zunahme von Westen nach Osten. Dies läßt darauf schließen, daß das Unterbaden im Osten des Hauptbeckens mächtiger als im Westen war.

Feeberger Mulden

H. POLESNY (1970, S. 202) vermutete, daß die Feeberger Mulden ständig oder wenigstens zeitweise vom Hauptbecken isoliert waren, weil am Südwestrand des Hauptbeckens Karbonate in Randfazies anstehen. K. METZ (1973, S. 22f.) sah in den Feeberger Mulden die direkte Fortsetzung des Fohnsdorfer Flözes. Die Feeberger Mulden sollten aber bald nach der Kohlenbildung vom Hauptbecken getrennt worden sein, weshalb es bei bescheidener Absenkung mit beschränkter Sedimentation blieb. In den randfaziellen Karbonaten des Südwestrandes sieht K. METZ das noch ältere Liegendste der Hauptmulde.

Die Inkohlungsdaten belegen, daß Kohlen der Feeberger Mulden ähnlich hoch inkohlte sind wie die Kohlen des Fohnsdorfer Flözhorizontes. Das deutet auf ähnlich große Überlagerungsmächtigkeiten in beiden Bereichen hin. Die Trennung sollte daher erst durch die Einengungstektonik erfolgt sein.

Nordrand des Hauptbeckens

Das Fohnsdorf-Knittelfelder Becken steht im Nordosten durch einen schmalen Korridor mit dem Seckauer Becken in Verbindung. Im Nordwesten werden die Becken durch einen die höchsten Tertiäraufschlüsse im Fohnsdorfer Becken bis zu 700 m überragenden Kristallinrücken getrennt.

Die Mächtigkeit der karpatischen Hangendschichten über dem Flözhorizont beträgt im zentralen Becken ca. 1500 m (H. POLESNY, 1970, S. 47). Im Bereich des Flözausbisses bei Fohnsdorf sollte sie (unter der durch die Sedimentschüttung aus dem Süden – W.E. PETRASCHECK, 1929, S. 93; H. POLESNY, 1970, S. 64 – begründeten Annahme, daß die Mächtigkeit des Unterbadens gegen Norden nicht zugenommen hat) mindestens 750 m betragen haben. Aus der beträchtlichen Mächtigkeit der Hangendschichten am Nordrand und der weitgehend ungestörten Auflage des Tertiärs auf dem Grundgebirge folgt, daß die Hangendschichten einst bedeutend weiter den Rücken hinauf gereicht haben müssen, der Haupt- und Seckauer Becken trennt. Aus geometrischen Gründen ist es sogar wahrscheinlich, daß die Hangendschichten des Hauptbeckens über diesen Rücken hinweg mit jenen des Seckauer Beckens in Verbindung gestanden sind. Auf ähnliche Charakteristika der Hangendschichten beider Becken verwies H. POLESNY (1970, S. 50f). Ein einheitliches Sedimentationsbecken für die älteren Schichten verbietet sich dagegen aus faziellen Gründen und weil die Hangendschichten im Norden des Hauptbeckens über das Grundgebirge transgredierte (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 150).

Während der Sedimentation der karpatischen Hangendschichten könnten aber die Feeberger Mulden und

das Seckauer Becken mit dem Hauptbecken in Verbindung gestanden sein.

Zusammenfassung

Das Tertiär des Fohnsdorf-Knittelfelder Beckens umfaßt ca. 2000 m Karpat und ca. 1000 m Unterbaden. Die Inkohlung reicht vom Weichbraunkohlen- zum Flammkohlenstadium, sie ist im wesentlichen älter als die Einmuldung. Der hohe Inkohlungsgrad in den liegenden Schichten wird auf die große, ca. 3000 m mächtige Überlagerung und einen gering erhöhten geothermischen Gradienten zurückgeführt.

4.6. Trofaiach

Über Bau und Füllung des Trofaiacher Beckens ist nur wenig bekannt (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 165f.; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 123ff.; A. TOLLTMANN, 1985, S. 603). Geringmächtige, in Zahl und Position nicht genau fixierte Kohlenflöze treten auf. Ein Kohlenschurf im östlichen Becken (Laintal) traf Glanzbraunkohlen, der ehemalige Kohlenbergbau Gimplach (2 km W' Trofaiach) Mattbraunkohlen an. Stichhaltige Gründe für die unterschiedliche Inkohlung können zur Zeit nicht angegeben werden.

4.7. Leoben – Bruck/Mur

4.7.1. Geologie

Das Leobener Tertiär befindet sich nördlich der Stadt, von der Mur durch einen schmalen Grundgebirgsrücken getrennt. Es steht gegen Norden mit dem

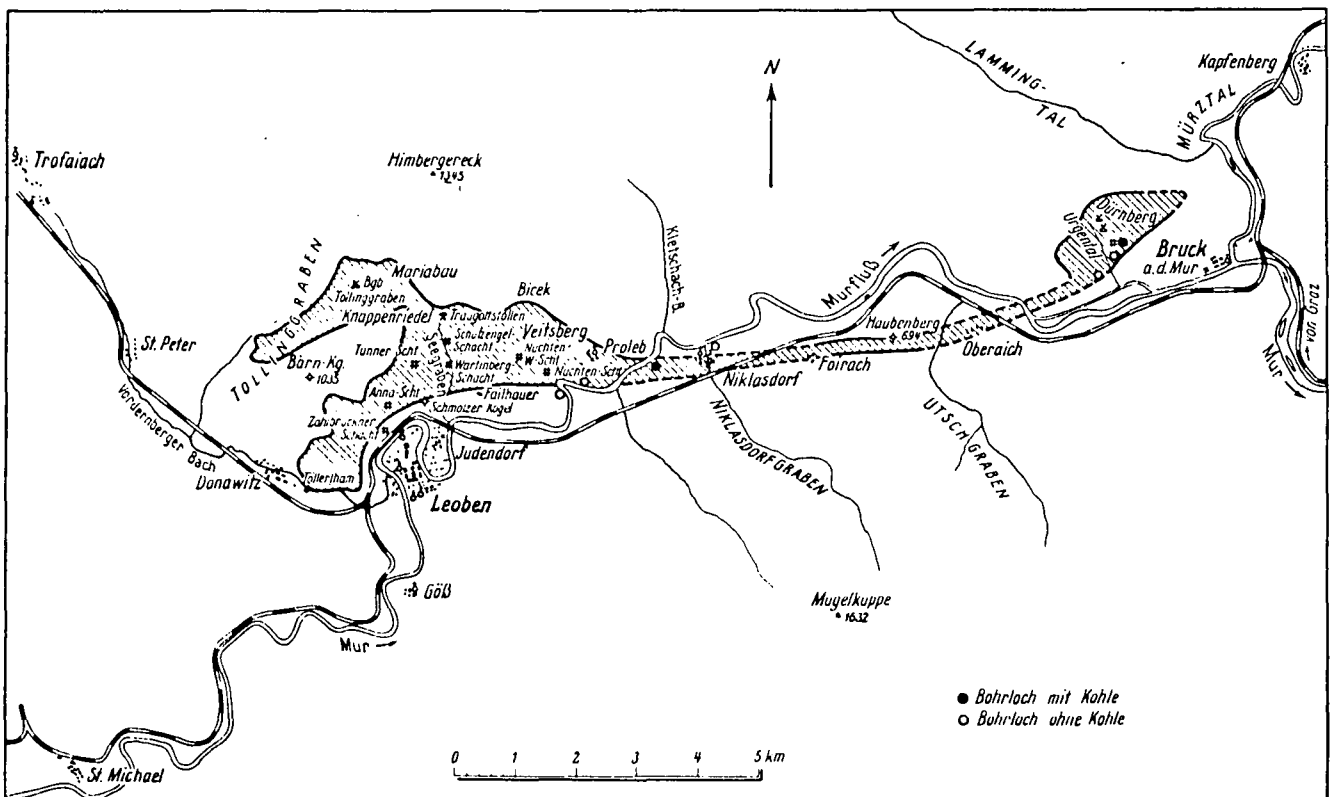


Abb. 8.
Die Tertiärmulde Leoben-Bruck/M.
Aus H. LACKENSCHWEIGER (1973, Abb. 1).

Tertiärlappen des Tollinggrabens und gegen Osten über einen schmalen, großteils von Muralluvionen überdeckten Streifen mit dem Tertiär nördlich von Bruck/Mur in Verbindung (Abb. 8).

Aufgrund früherer Bergbauaufschlüsse ist die Geologie des Leobener Beckens gut bekannt (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 160ff.; H. LACKENSCHWEIGER, 1937; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 116ff.).

Schichtfolge

Über Schiefer der Norischen Decke der Grauwackenzone folgen lokal ausgebildete, bis zu 50 m mächtige Basisbildungen und der bis zu 20 m mächtige Flözhorizont. Dieser wird von einer schwächtigen Brandschieferlage und bis zu 170 m mächtigen Sandsteinen und Tonschiefern überlagert. Darüber folgen mit Diskordanz (H. LACKENSCHWEIGER, 1937, S. 213) Hauptkonglomerat, Hangendsandstein und Hangendkonglomerat, die bereits in das untere Badenien gestellt werden (H.W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984, Tab. 2).

Tektonik

Das Leobener Tertiär bildet ähnlich wie andere Becken der Norischen Senke eine asymmetrische, z.T. nordvergent überkippte Mulde. Der flach gelagerte Nordschenkel steht in über 1000 m Seehöhe mit dem Tertiär des Tollinggrabens in Verbindung. Die Südbegrenzung bildet der „Seegrabener Bruch“ mit einer Sprunghöhe von über 360 m (W. SCHMIDT, 1920, S. 554), an dem das Flöz mitgeschleppt wird. In der südlichen Aufrichtungszone und im Muldentiefsten kommen Stauchungen des Flözes vor, welche zu starken tektonischen Mächtigkeitsschwankungen führen. Das Alter der Tektonik wurde von A. WINKLER-HERMANN (1951, S. 505) als attisch (Wende Sarmatien/Pannonien) eingestuft, wobei einzelne Störungen bereits während der Steirischen Phase (Karpatrien/Badenien) angelegt worden sein sollen. Störungszonen mit größeren Sprunghöhen treten auch an der Verbindung zur und in der Tollinggrabener Mulde auf. Während die Kohlen entlang des „Seegrabener Bruchs“ trotz stärkster tektonischer Beanspruchung kompakt sind (W.E. PETRASCHECK, 1935, S. 629; 1940), sind die Kohlen entlang der Störungszonen im Tollinggraben immer zerrieben (H. LACKENSCHWEIGER, 1937, S. 212).

Schichtfolge und Tektonik im Tertiär von Bruck/Mur sind mit jener im Leobener Vorkommen nahezu ident (W. PETRASCHECK, 1924/25, S. 164f.; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 126).

4.7.2. Inkohlung

Der Inkohlungsgrad nimmt im Leobener Flözhorizont von den hochgelegenen Feldesteilen (Grenze Matt-/Glanzbraunkohlenstadium) zum Muldentiefsten (hoch inkohltes Glanzbraunkohlenstadium) hin zu. Die Zunahme der Huminit/Vitrinit-Reflexion beträgt ca. 0,2 % R_m /km, die Abnahme der hygroskopischen Feuchtigkeit ca. 10 %/km (R.F. SACHSENHOFER, 1988a, Abb. 10). Eine ähnliche Zunahme des Inkohlungsgrades mit der Teufe im Brucker Flözhorizont wird durch die untersuchten Kohlen angedeutet.

Die Inkohlungsuntersuchungen bezüglich der Hangendschichten mußten sich auf die anstehenden grobklastischen Gesteine des Unterbadens beschränken. In diesen ist kohliges Material äußerst selten und zudem häufig oxydiert. Es können daher nur die Inkohlungsdaten von 2 Proben des Leobener Tertiärs vorgestellt

werden, die allerdings wegen fortgeschrittener Verwitterung große Unsicherheiten aufweisen. Die Reflexionsdaten dieser Proben weisen (unter Vorbehalt) auf gering inkohltes Glanzbraunkohlenstadium.

4.7.3. Deutung des Inkohlungsbildes

W.E. PETRASCHECK (1935, 1940) leitete aus der Beobachtung, daß die Kohlen im Muldentiefsten und entlang des „Seegrabener Bruchs“ plastisch verformt wurden und trotz im Mikrobild erkennbarer Teilbewegungen völlig hart und fest sind, nachdeformative Inkohlung ab. Die Kohlen sollten daher frühestens im Unterbadien, wahrscheinlich aber später, zu ihrer heutigen Reife gelangt sein. Die Inkohlung ist damit wohl jünger als der Beginn der Einmuldung. Wegen des Fehlens gesicherter Inkohlungsdaten aus den Hangendschichten bleibt unklar, ob die Inkohlung syn- oder posttektonisch in bezug auf die Einmuldung ist. Zumindest die Störungen an der Verbindung zur Tollinggrabener Mulde, an der die Kohlen zerrieben sind, sollten jünger als die Inkohlung sein. Damit zusammenhängend können keine gesicherten Angaben über den Inkohlungsgradienten und die paläogeothermischen Verhältnisse getroffen werden. Die Vermutung von M. & R. TEICHMÜLLER (1978, S. 53), wonach der hohe Inkohlungsgrad auf deutlich erhöhte paläogeothermische Gradienten zurückzuführen sei, ist allerdings aus folgendem Grund naheliegend:

Sollte der Inkohlungsgradient ähnlich gering wie im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiär sein, müßte die Schichtmächtigkeit zur Zeit der Inkohlung ca. 2000 m betragen haben. Die heutige Schichtmächtigkeit umfaßt aber nur ca. 350 m (250 m Karpat und 100 m Baden). Auch wenn man die tiefe Einmuldung des Tertiärs (Höhendifferenz zwischen den höchsten und tiefsten Tertiäraufschlüssen über 750 m) berücksichtigt und Erosion eines Großteils der ursprünglichen Mächtigkeit des Badens angenommen wird, erscheinen 2000 m u.a. deshalb unrealistisch, weil

- a) bedeutende Lineamente, an denen das Leobener Becken im Badenien über 1500 m tief abgesunken sein könnte, und
 - b) Hinweise für eine anschließende starke Heraushebung des Raumes Leoben – Bruck/Mur
- fehlen (vgl. W. SCHMIDT, 1920). Der hohe Inkohlungsgrad ist daher vermutlich mit höheren Inkohlungsgradienten bei entsprechend kleinerer Überlagerungsmächtigkeit zu erklären.

4.8. Aflenz

Das Aflenzer Becken ist dem Müritzal im Norden vorgelagert. Es streicht in WSW–ENE-Richtung als schmale Wanne über eine Entfernung von 18 km. Die Beckenfüllung mit Grundkonglomeraten, einer Flözzone mit drei Flözen, Hangendsandsteinen und abdeckenden groben Schottern umfaßt mindestens 250 m (A. TOLLMANN, 1985, S. 604f.). Die Sedimente des Aflenzer Beckens nehmen insofern eine Sonderstellung ein, als eine Fauna auf Badenien-Alter bereits des Liegendflözes hinweist (E. THENIUS, 1949, S. 753ff.; H. ZAPPE, 1956, S. 74).

Im Bergbau Göriach am Ostende der Mulde wurde eine Weichbraunkohle abgebaut (H_2O_{af} : 35–40 %,

C_{waf} : ca. 67 %; W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 171; L. WEBER & A. WEISS, 1983, Tab. 86). Die Reflexionswerte des Huminites dieser Kohlen bleiben ebenso wie jene von Treibhölzern aus den hangenden Schichten, die im Westen des Beckens aufgesammelt wurden, unter 0,35 % R_m (Tab. 1).

4.9. Unteres Mürztal

Das Tertiär des unteren Mürztales bildet im Raum Kapfenberg beckenartige Weitungen. Über die Geologie dieses Tertiärbeckens ist trotz früheren Bergbaues bei Parschlug (5 km N' Kapfenberg) wenig bekannt (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 166f; A. WINKLER-HERMADEN, 1951, S. 502; A. TOLLMANN, 1985, S. 605f). Die Südbegrenzung bildet die Trofaiach-Linie, an der das Miozän z.T. saiger gestellt und verkippt ist (J. NIEVOLL, 1985a, S. 651). In der Bohrung Sölsnitz, nahe dem Südrand, wurde das Tertiär in einer Mächtigkeit von 375 m angetroffen. Die Bohrung ist wegen reichlicher Ölzufüsse von besonderem Interesse (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 167).

Die Kohlen von Winkl (NW' Kapfenberg) und Parschlug sind mit Reflexionswerten von 0,4–0,5 % R_m Glanzbraunkohlen. Inkohlte Treibhölzer vom Südrand des Beckens zwischen Kapfenberg und Kindberg sind dagegen als Weich- und Mattbraunkohlen deutlich geringer inkohlt.

Hinweise dafür, daß die Glanzbraunkohlen-führenden Schichten um ca. 750–1000 m tiefer versenkt worden sein sollten als die Schichten des Beckensüdrandes, fehlen. Die z.T. hohe Inkohlung wird daher – mit Vorbehalt – ähnlich wie im Tertiär von Leoben-Bruck/Mur mit einem erhöhten paläogeothermischen Gradienten begründet.

4.10. Oberes Mürztal

Die Tertiärablagerung gliedert sich in einen vorwiegend tonig-feinklastischen, stellenweise kohlenführenden Teil und einen oberen, aus groben Blockschottern bestehenden (H.P. CORNELIUS, 1938, S. 131). Im südwestlichsten Abschnitt wurde die Beckenfüllung zu einer asymmetrischen Mulde mit einem nach Norden überschlagenden Südschenkel verformt (W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 167ff.). Gegen Nordosten ist die Überkipfung nicht mehr nachzuweisen (J. NIEVOLL, 1985b, S. 272 und mündl. Mitt.). Im Raum Krieglach erreicht die Beckenfüllung mit ca. 900 m (706,5 m im Bohrloch 4, KG Freßnitz, plus 180 m an der Nordflanke des Mürztals; J. NIEVOLL, 1985b, S. 271) die größte Mächtigkeit. Kohle wurde früher südlich von Wartberg im überkippten Südschenkel (Grundflöz) und östlich von Krieglach im Tal der Kurzen Illach abgebaut. Die Kohlen der an der Oberfläche anstehenden Schichten sind Weichbraunkohlen ($R_m < 0,35$ %) von z.T. schwarzer (Wartberg), meist aber brauner Farbe. Höher inkohlt sollten wegen der größeren Überlagerungsmächtigkeiten die Kohlen des Beckentiefs bei Krieglach sein. Das Bohrprotokoll des Bohrlochs 4, KG Freßnitz (Kopie im Landesmuseum Joanneum, Graz) verzeichnet in ca. 640 m Tiefe „Braunkohlen“. Dieser Terminus wird im Gegensatz zu „Schwarzkohle“, die in derselben Bohrung in geringerer Teufe angetroffen wurde, und zu „Glanzkohle“ verwendet. Unter „Braun-

kohlen“ sind daher vermutlich braun gefärbte Weich- oder Mattbraunkohlen zu verstehen. Deren Auftreten unter einer mindestens 820 m (640 m plus 180 m, s.o.) mächtigen Überlagerung läßt auf einen kleinen bis durchschnittlichen, sicher aber nicht deutlich erhöhten Inkohlungsgradienten schließen.

4.11. Waldheimat

Nordöstlich von St. Kathrein und bei Ratten finden sich kohlenführende Tertiärablagerungen in Höhen von 900 bis 1100 m. Die bis 180 m mächtige Beckenfüllung gliedert sich in eine kohlenführende, sandig-tonige Serie (Karpat?) und diskordant darüber auflagernde (badenische?) Blockschotter. Nach W. PETRASCHECK (1924/29, S. 173 und 186) lieferte das Grundflöz eine Weichbraunkohle mit einem Wassergehalt (grubenfeucht) von mehr als 40 % und einem geringen Kohlenstoffgehalt (C_{waf} : 64–67 %). Die Reflexionswerte bleiben unter 0,35 % R_m .

4.12. Hart/Gloggnitz

In der flächenmäßig kleinen Tertiärmulde von Hart wurde noch nach dem Zweiten Weltkrieg ein isoklinal verfaltetes Kohlenflöz abgebaut. Aufmerksamkeit erregte, daß im selben Flöz vergelte „Glanzkohle“ und „xyilitische Braunkohle“ angetroffen wurde. W. PETRASCHECK (1924/29, S. 177) erklärte dies durch unterschiedliche Verortungsbedingungen. Die Kohlen unterschiedlicher Vergelung unterscheiden sich weder im Wassergehalt der grubenfeuchten Kohle (H_2O_{af} : ca. 30 %) noch im Kohlenstoffgehalt (C_{waf} : ca. 67 %; W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 186). Der im Vergleich zu Kohlen mit ähnlichem Kohlenstoffgehalt (Waldheimat, Göriach) geringe Wassergehalt erklärt sich vermutlich durch die intensive tektonische Beanspruchung.

5. Diskussion

Aus der im einzelnen sehr unterschiedlichen geologischen Geschichte der Becken der Norischen Senke resultiert ein komplexes Inkohlungsbild, wobei das Alter der Inkohlung in bezug auf die Tektonik in verschiedenen Becken durchaus unterschiedlich sein kann. Die Zeitdauer der Inkohlung dürfte dennoch in allen Becken ähnlich gewesen sein, eine exakte Erfassung der Dauer der Inkohlung gelingt jedoch nicht. Unsicherheiten, die dadurch bei der paläogeothermischen Interpretation entstehen, müssen in Kauf genommen werden; auf die Angabe von Zahlenwerten für die paläogeographischen Gradienten wird daher verzichtet.

Das komplexe Inkohlungsbild kommt u.a. in einem Inkohlungslängsprofil durch die Norische Senke zum Ausdruck (Abb. 9).

Ein Inkohlungstrend ist auf den ersten Blick nicht zu erkennen. Es ist aber bemerkenswert, daß im Westteil das Flammkohlen-, im Ostteil lediglich das Mattbraunkohlenstadium erreicht wird. Ein ähnlicher, jedoch besser ausgeprägter Inkohlungstrend kennzeichnet das der Norischen Senke im Norden vorgelagerte Ennstal-tertiär (tektonische Position siehe Abb. 1), weshalb auf dieses kurz eingegangen werden soll.

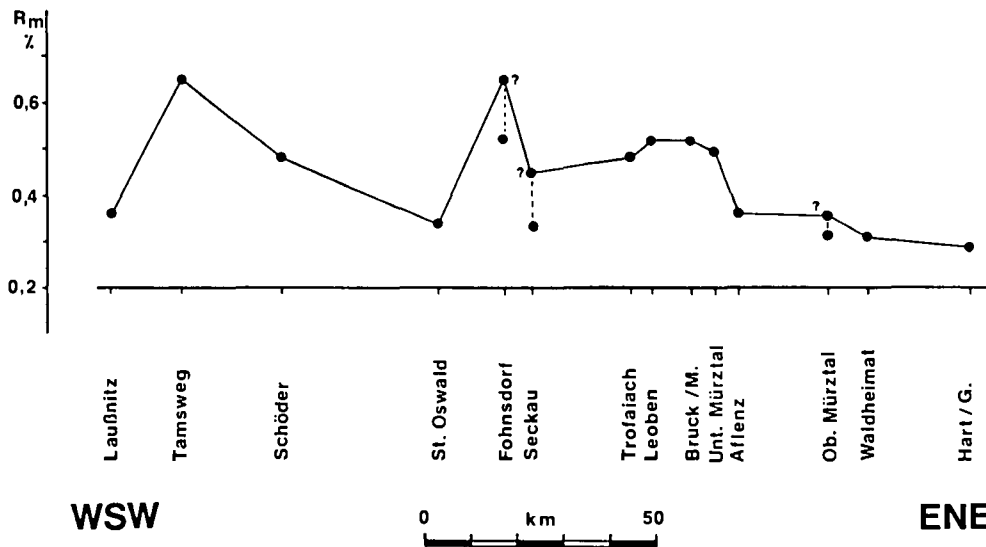


Abb. 9. Inkohlungsgradprofil (Basis: Huminit/Vitrinit-Reflexion; R_m) durch die Norische Senke. Für jedes Becken ist der größte Meßwert aufgetragen. Mit Fragezeichen markierte Werte wurden aus geologischen Überlegungen abgeleitet.

Das Ennstaltertär gelangte vermutlich im höheren Oligozän bis tiefsten Miozän zur Ablagerung (A. TOLLMANN, 1985, S. 612). Spärliche Reste dieser einst wohl ausgedehnten Ablagerungen blieben, an Störungen eingeklemmt, entlang der oberen Enns erhalten (A. WINKLER-HERMADEN, 1928, 1950, 1951). Der Inkohlungsgrad dieser Vorkommen nimmt von Westen (Wagrain) nach Osten (Hiefiau) kontinuierlich vom Flammkohlen-zum Weichbraunkohlenstadium ab (Abb. 10).

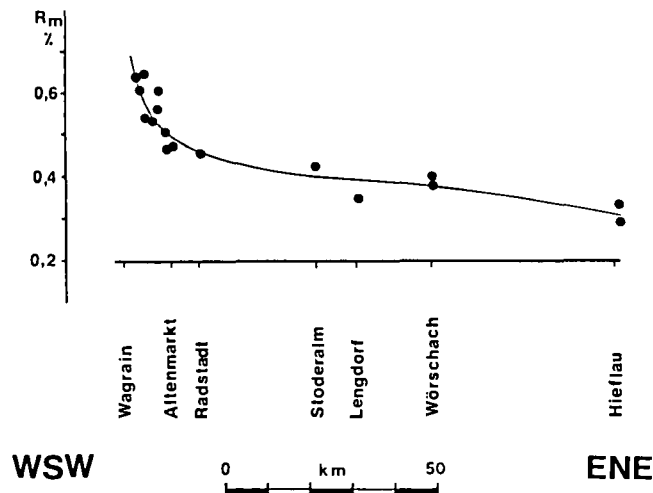


Abb. 10. Inkohlungsgradprofil (Basis: Huminit/Vitrinit-Reflexion; R_m) durch das Ennstaltertär. Umgezeichnet nach R.F. SACHSENHOFER (1988b, Abb. 4).

Sowohl in der Norischen Senke als auch im Ennstaltertär wird also in den westlichen, dem Penninikum des Tauernfensters bzw. seinem unterostalpinen Rahmen am nächsten liegenden Becken das Steinkohlenstadium erreicht. Wir wissen, daß dies im Tamsweiger Tertiär auf einem stark erhöhten paläogeothermischen Gradienten beruht und nehmen – da eine Sedimentmächtigkeit von über 3000 m äußerst unwahrscheinlich ist – gleiches für das Wagrainer Becken des Ennstales an. Ein Zusammenhang zwischen hohem Inkohlungsgrad und Metamorphose bzw. Aufstieg des Penninikums ist daher wahrscheinlich.

Das bis ins Jungtertiär dauernde Abklingen der jungalpidischen Metamorphose wird durch Rb/Sr-Alter von Glimmermineralen (W. FRANK et al., 1987 cum lit.)

und Apatit-Spaltspurenalter (G. GRUNDMANN & G. MORTEANI, 1985; H. STAUFENBERG, 1987) belegt. Die im Oligozän einsetzende Heraushebung des Penninikums (A. TOLLMANN, 1966, S. 110) dürfte im tiefen Miozän eine besondere Verstärkung erfahren haben (W. FRISCH, 1976, S. 389; R.A. CLIFF et al., 1985, S. 413). Sie erfolgte so rasch, daß der Wärmetransport durch die aufsteigenden warmen Gesteinsmassen zu einer Aufdomung der Isothermen und damit zu einem erhöhten geothermischen Gradienten über dem aufsteigenden Penninikum geführt hat (E.R. OXBURGH & P.C. ENGLAND, 1980, S. 389; Abb. 11). Dieser erhöhte geothermische Gradient bewirkte nach Meinung des Verfassers die hohe Inkohlung der Becken in der Nachbarschaft des Tauernfensters.

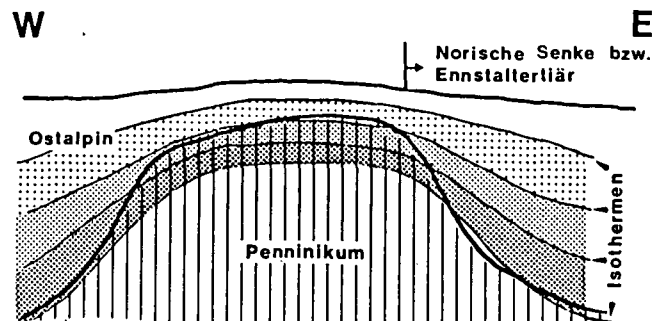


Abb. 11. Schematisches Profil durch das (künftige) „Tauernfenster“ zur Zeit des Miozäns. Der rasche Aufstieg des „warmen“ Penninikums bedingt eine Aufdomung der Isothermen und damit einen erhöhten geothermischen Gradienten über dem und in Nachbarschaft des „Tauernfensters“. Die Position der Norischen Senke bzw. des Ennstaltertärs östlich des „Tauernfensters“ in einem Bereich gegen Osten abnehmender geothermischer Gradienten wird angedeutet.

Im Ennstaltertär wird die Verminderung des Inkohlungsgrades gegen Osten vor allem auf – mit der Entfernung zum Tauernfenster – abnehmende paläogeothermische Gradienten zurückgeführt, der Einfluß unterschiedlicher Schichtmächtigkeiten ist anhand der spärlichen Sedimentreste nicht zu erfassen (R.F. SACHSENHOFER, 1988b).

In der Norischen Senke dürfte im Miozän der geothermische Gradient gleichfalls mit der Entfernung vom künftigen Tauernfenster kleiner geworden sein. (Abnahme des Inkohlungsgradienten zwischen Tamsweiger

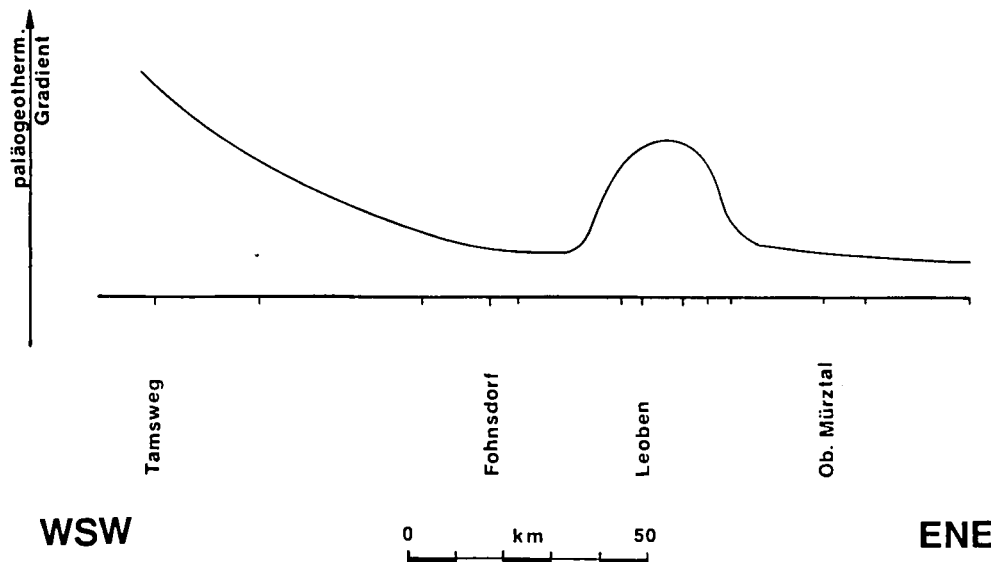


Abb. 12.
Hypothetische Verteilung der geothermischen Gradienten im Bereich der Norischen Senke während der Inkohlung im oberen Miozän.

und Fohnsdorf-Knittelfelder Becken, vermutlich kleiner Inkohlungsgradient im oberen Mürztal). Die Verminderung des Inkohlungsgrades gegen Osten erfolgt in der Norischen Senke aber im Gegensatz zum Ennstalertiär nicht kontinuierlich. Dies ist zum Teil mit den unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten in den einzelnen Becken zu begründen.

Im Fohnsdorf-Knittelfelder Becken wird wegen seiner überaus mächtigen Füllung trotz kleinerem Inkohlungsgradienten ein ähnlicher Inkohlungsgrad wie im Tamsweger Becken erreicht. Der hohe Inkohlungsgrad des Seckauer Beckens ist gleichfalls mit dem z.T. großen Tiefgang des Beckens zu erklären. Die Mächtigkeit des Laubnitz-Tertiärs muß dagegen gering (200–300 m) gewesen sein, da es ansonsten auf Grund seiner Tauernfenster-nahen Position und den hohen paläogeothermischen Gradienten in dessen Umgebung höher inkohlt sein sollte.

Zum Teil dürfte es auf einem lokal erhöhten geothermischen Gradienten im Raum Leoben – Bruck/Mur (vgl. Kap. 4.7.3.) beruhen, der wahrscheinlich auch die hohe Inkohlung des östlichen Trofaiacher Beckens und des unteren Mürztals bedingt hat.

Zusammenfassend stellen sich die paläogeothermischen Verhältnisse in der Norischen Senke während des höheren Miozäns folgendermaßen dar (Abb. 12): Am Ostrand des Tauernfensters herrschten wegen des raschen Aufstieges des Penninikums stark erhöhte geothermische Gradienten, die gegen Osten deutlich abgenommen haben. Im Raum Leoben – Bruck/Mur war der geothermische Gradient lokal erhöht. Der Grund dafür ist noch unbekannt.

Ausblick

Die vorliegenden Ergebnisse provozieren neue Fragen:

- I) Läßt das Inkohlungsbild des eozän-oligozänen Inntalertiärs einen erhöhten paläogeothermischen Gradienten am Nordrand des Tauernfensters erkennen?
- II) Steht die Zunahme des Inkohlungsgrades von der östlichen Norischen Senke in Richtung auf das Penninikum am Alpenostrand (nach W. PETRASCHECK, 1924/29, S. 180, sind die karpatischen Kohlen der Buckligen Welt Glanzbraunkohlen) im Zusammenhang mit dessen Metamorphose und Aufstieg?

Untersuchungen zur Klärung dieser Fragen werden zur Zeit am Institut für Geowissenschaften (Geologie) der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

Dank

Vorliegende Arbeit wurde durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften finanziell unterstützt.

Die Wassergehaltsbestimmungen wurden an Geräten des Instituts für Wärmetechnik und Industrieofenbau der Montanuniversität Leoben (Vorstand: O. Univ.-Prof. Dr. Ch. GOD) durchgeführt.

Der Verfasser dankt O. Univ.-Prof. Dr. H.F. HOLZER und Ao. Univ.-Prof. Dr. F. EBNER für die freundliche Durchsicht des Manuskriptes.

An dieser Stelle sei auch Frau Dr. M. HEINRICH sowie den Herren Dr. G. GNJEZDA, Dr. J. NIEVOLL und Dr. H. POLESNY für ihre Unterstützung und anregende Diskussionen gedankt.

Literatur

- CLIFF, R.A., REX, D.C. & DROOP G.T.R.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. – *J. Metam. Geol.*, **3**, 403–415, 6 Abb., 4 Tab., Oxford 1985.
- CORNELIUS, H.P.: Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **88**, 103–145, 5 Abb., Wien 1938.
- EXNER, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. – *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, **91**, 186–196, 1 Kte., Wien 1949.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., 28 Abb., 5 Tab., 1 geol. Kte., Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M.: Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 272–281, 3 Taf., Wien (Österr. Bundesverlag) 1987.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 375–393, 3 Abb., Stuttgart 1976.
- GNJEZDA, G.: Tektonische und geothermische Untersuchungen im Raum Fohnsdorf – Judenburg/Steiermark. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 242 S., zahlr. Abb., Tab. u. Beil., Wien 1989.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 197–216, 13 Abb., 2 Taf., Wien 1985.
- GÜNTHER, G. & TICHY, G.: Kohlevorkommen und -schurbaue im Bundesland Salzburg. – *Mitt. Ges. Salzbg. Landeskd.*, **119**, 383–410, 9 Abb., Salzburg 1979.

- HABIB, B.: Petrologie und Inkohlung der Kohle von Fohnsdorf (Stmk.). – Unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben, 96 S., 60 Abb., 4 Tab., Leoben 1977.
- HEINRICH, M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 191 S., 91 Abb., 7 Beil., Wien 1976.
- HEINRICH, M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, 15 Abb., 2 Phototaf., Wien 1978.
- LACKENSCHWEIGER, H.: Die Braunkohlenmulde von Leoben. – Z. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Dt. Reich, **85**, 209–213, 3 Abb., Berlin 1937.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. etc. Landesmus. Joanneum, **33**, 4–33, 12 Abb., Graz 1973.
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**(1976), 27–47, 2 Abb., Wien 1978.
- METZ, K., SCHMIDT, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**(1978/79), 213–259, 16 Abb., 2 Tab., Wien 1980.
- OSBURGH, E.R. & ENGLAND, P.C.: Heat flow and the metamorphic evolution of the Eastern Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 379–398, 7 Abb., 1 Tab., Basel 1980.
- NIEVOLL, J.: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (östliche Zentralalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 643–671, 15 Abb., 13 Taf., Wien 1985a.
- NIEVOLL, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztals auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 269–273, Wien 1985b.
- PETRASCHECK, W.: Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. – In: W. PETRASCHECK: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, 145–212, Abb. 62–124, Katowice 1924/29.
- PETRASCHECK, W.: Die Metamorphose der Kohle und ihr Einfluß auf die sichtbaren Bestandteile derselben. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **156**, 375–444, 10 Abb., Wien 1947.
- PETRASCHECK, W.E.: Einiges über die Geröllführung im inneralpinen Miozän. – Verh. Geol. B.-A., **1929**, 89–96, 1 Abb., Wien 1929.
- PETRASCHECK, W.E.: Gefügeuntersuchungen an tektonisch beanspruchten Kohlen. – Z. dt. Geol. Ges., **87**, 622–632, Taf. 33–34, Berlin 1935.
- PETRASCHECK, W.E.: Das tektonische Gefüge alpiner Glanzbraunkohlen. – Z. dt. Geol. Ges., **92**, 441–449, 3 Abb., Taf. 17, Berlin 1940.
- PETRASCHECK, W.E.: Zur optischen Regelung tektonisch beanspruchter Kohlen. – *Tschemm. miner.-petr. Mitt.*, **4**, 232–239, 2 Abb., Wien 1954.
- POLESNY, H.: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 233 S., zahlr. Abb., 15 Beil., Wien 1970.
- ROBERT, P.: The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration. – In: B. DURAND (Hrsg.): *Kerogen*, 385–414, 6 Abb., 1 Tab., 1 Phototaf., Paris (Technip) 1980.
- ROBERT, P.: Organic Metamorphism and Geothermal History. – XXVIII, 311 S., 199 Abb., 10 Tab., 13 Phototaf., Dordrecht (Reidel) 1988.
- SACHSENHOFER, R.F.: Das Inkohlungs bild ausgewählter alpiner Kohlenreviere – zur Frage des Einflusses tektonischen Druckes auf die chemische Inkohlung. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 31–40, 10 Abb., Innsbruck 1988a.
- SACHSENHOFER, R.F.: Zur Inkohlung des Ennstalertiärs. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **5** Abb., 2 Tab., Wien 1988b (im Druck).
- SCHMIDT, W.: Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **129**, 539–558, Wien 1920.
- SCHWINNER, R.: Über das Tertiär des Lungau. – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 192–195, Wien 1926.
- STABER, R.: Tertiärkohlen in Oberkärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1933**, 108–112, Wien 1933.
- STAUFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, 10 Abb., 1 Tab., Wien 1987.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: Coalification studies in the Alps. – In: H. CLOOS et al. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 45–55, 3 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: The geological basis of coal formation. – In: E. STACH et al.: *Coal Petrology*. – 3. erw. Aufl., 5–86, Abb. 1–26, Tab. 1–4, Phototaf. 1, Berlin (Borntraeger) 1982.
- THENIUS, E.: Die Carnivoren von Göriach (Steiermark). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **158**, 695–762, 15 Abb., 12 Tab., Wien 1949.
- TURNER, A.: Das Tertiär von Schöder. – Verh. Geol. B.-A., **1952**, 146–153, 6 Abb., Wien 1952.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotekt. Forsch.*, **21**, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. – XV, 710 S., 287 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- VINZENZ, M.: Inkohlungsstudien an Braunkohlen. – Unveröff. Ber. (VALL, P-41, 54), 40 S., 12 Abb., 5 Tab., 7 Photos, Leoben 1984.
- WEBER, L. & WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **4**, 1–317, 110 Abb., 174 Tab., Wien 1983.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über Studien an den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **137**, 183–225, 6 Abb., Wien 1928.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **159**, 255–280, 7 Abb., Wien 1950.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: F.X. SCHAFFER (Hrsg.): *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., 414–524, 20 Abb., Wien (Deuticke) 1951.
- WORSCH, E.: Geologie und Hydrologie des Aichfeldes. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Techn. Joanneum, **25**, 1–46, 4 Abb., 3 Tab., 8 Taf., Graz 1963.
- WORSCH, E.: Geologie und Hydrologie des Murbodens. – Mitt. Abt. Geol. etc. Landesmus. Joanneum, **32**, 107–215, 7 Tab., Taf. 1–15, Graz 1972.
- ZAPFE, H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. – *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, **101**, 71–81, 1 Tab., Wien 1956.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Februar 1989.

Die Katastrophe, die aus dem Weltall kam – 10 Jahre „ALVAREZ-Impakt-Hypothese“

Von HANS PETER SCHÖNLAUB*)

Mit 11 Abbildungen und 3 Tabellen

Meinem Lehrer,
Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL, Graz,
zum 65. Geburtstag
gewidmet.

Kosmologie
Asteroide
Katastrophenhypothesen
Neodarwinismus
Vulkanismus
Iridium
Schockmetamorphose

Inhalt

Zusammenfassung	507
Abstract	507
1. Einleitung	507
2. Apologeten des Vulkanismus	509
3. Neokatastrophismus versus Neodarwinismus	510
4. Besucher aus dem Kosmos	511
5. Die Iridiumfrage und andere geochemische Signaturen	511
6. Mikrosphären, Schockminerale und „shatter cones“	513
7. Ein Massensterben?	515
8. Das apokalyptische Szenario	516
9. Trauma der Menschheit	518
10. Die Frage der Periodizität	518
11. Der Beitrag aus Österreich	519
12. Schlußfolgerungen	522
Literatur	522

Zusammenfassung

Vor 10 Jahren wurde die Hypothese aufgestellt, die Erde sei vor rund 66 Millionen Jahren von einem Riesenobjekt aus dem Weltall getroffen worden, das fast alles Leben vernichtet hätte. Mittlerweile haben sich dafür viele Beweise gefunden, die alle alternativen Erklärungsversuche höchst unwahrscheinlich erscheinen lassen. Das Geschehen an der Kreide/Tertiär-Grenze ist aber bislang in der Geschichte der Erde etwas „Einmaliges“. Für Katastrophen ähnlichen Umfangs zu anderen Zeiten fehlen bisher geeignete Indizien, die ebenfalls die Annahme extraterrestrischer Auslöser rechtfertigen.

Abstract

Since the discovery of an iridium anomaly at the Cretaceous/Tertiary boundary by the ALVAREZ-Group some 10 years ago and their speculation that

- 1) the excess Ir was derived from an impact of a 10 km diameter asteroid and
- 2) the mass extinction 66 Million years ago can be attributed to the event

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

the relevant evidences in favour of this theory increased considerably and became firmly established from many places around the world. No other triggering mechanism can equally well explain all field and analytical data. Based on all recently available data, however, it can be concluded that the C/T boundary event and possibly the late Eocene event are yet the only impact generated biological crises in Earth's history.

1. Einleitung

Als Ende Mai 1979 anlässlich der Frühjahrstagung der geophysikalischen Gesellschaft der USA in Washington eine Gruppe kalifornischer Wissenschaftler unter Prof. WALTER ALVAREZ die erste Meldung über ungewöhnlich hohe Gehalte von seltenen Edelmetallen, vor allem von Platin, Iridium und Osmium verbreitete, die sie in der Bottaccione-Schlucht bei Gubbio in Umbrien in einer 1 cm dicken und rund 66,5 Millionen Jahre alten Tonschichte feststellten, erregte das kaum Aufsehen. Auch die Vermutung, dafür eine Supernova in der Nähe der Erde verantwortlich zu machen, wurde als übliche Spekulation unter Wissenschaftlern hingenommen (W. AL-

VAREZ et al., 1979a). Die Erde selbst kam jedenfalls aufgrund der chemischen Zusammensetzung ihrer Kruste als Quelle der rund 20-fach über den Gesteinen der Umgebung erhöhten Elementanreicherungen in diesen, an der Wende vom Erdmittelalter zur Erdneuzeit entstandenen Meeresablagerungen nicht in Frage.

Kurz darauf aber herrschte in Fachkreisen große Aufregung: Die gleichen Forscher fanden nach isotopenchemischen Analysen nämlich heraus, daß die Idee vom explodierenden Superstern falsch war (W. ALVAREZ et al., 1979b, L. W. ALVAREZ et al., 1980). Richtig sei vielmehr, daß die Erde damals direkt von einer Riesen-

bombe aus dem Weltall getroffen worden war. Bei ihrem Aufprall richtete sie ein unvorstellbares Horrorszenerario an: Der rund 10 km große Asteroid explodierte, wurde pulverisiert und verdampfte großteils, ein Rest wurde zusammen mit riesigen Auswurfsmengen aus dem bis zu 40 km tiefen und 150–200 km Durchmesser großen Einschlagskrater in die Atmosphäre geschleudert. Die Folgen waren so dramatisch, daß darunter alles Leben auf der Erde litt: Denn die entstandene Giftwolke aus Wasserdampf, Staub, Asche, Ruß und giftigen Gasen ließ kaum mehr Sonnenlicht auf die Erdoberfläche dringen, zerstörte die Ozonschichte und

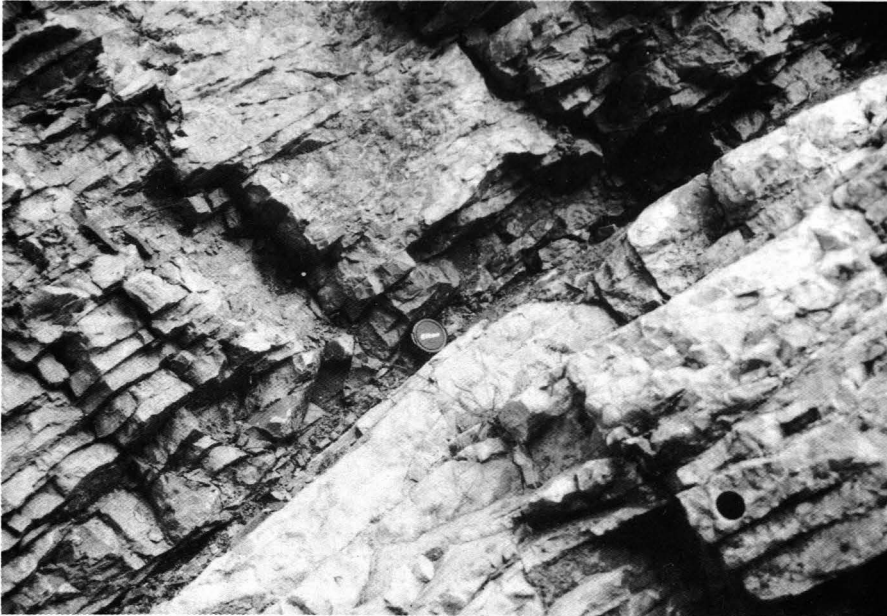
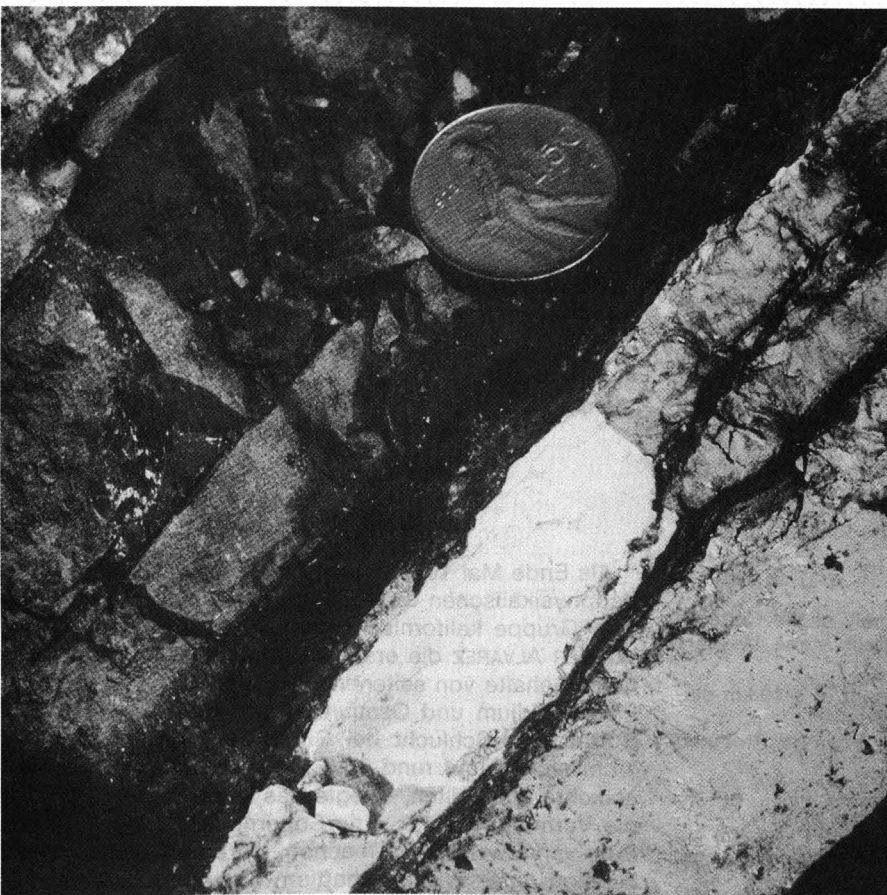


Abb. 1.
a) Die Grenze Kreide/Tertiär in der Bottaccione-Schlucht bei Gubbio, Ausgangspunkt der ALVAREZ-Hypothese.
b) Detail der Grenze (aus J. WEINER, 1986).



a)

b)

stoppte die Photosynthese und damit den Nahrungskreislauf. Saurer Regen und Feuersbrünste verwüsteten das Antlitz der Erde – es gefror wie in einem „nuklearen Winter“, um anschließend eine unerträgliche Hitze wie in einem überheizten Glashauss einzufangen. Das konnte die Tier- und Pflanzenwelt nicht ertragen: Über 60 % aller Arten sollen kurzfristig zugrunde gegangen sein, darunter auch alle Dinosaurier und die letzten Ammoniten.

Seit den ersten, mit Indizien untermauerten Berichten über eine verheerende, durch den Einschlag eines Asteroiden ausgelöste globale Katastrophe sind 10 Jahre vergangen. Spekulationen über extraterrestrische Einwirkungen auf die Biosphäre in Form von Strahlung, als Supernova oder Impakt gab es zwar schon vorher, doch wurden sie mangels ausreichender Beweise alle nicht ernst genommen (vgl. z. B. H. T. MARSHALL, 1928; E. HENNIG, 1932; O. H. SCHINDEWOLF, 1954, 1958; D. J. MCLAREN, 1970; D. A. RUSSEL, 1975, 1979, W. ALVAREZ et al., 1984 cum lit.). Nun aber setzte eine nie dagewesene internationale und interdisziplinäre Forschungsarbeit zu diesem Thema ein, sei es, um weitere Belege zur Stützung der „Impakt-Hypothese“ zu suchen, oder um sie zu widerlegen. Daran beteiligten sich auch zahlreiche österreichische Wissenschaftler. Es brach eine wahre Publikationsflut herein, die jährlich zu einem Zuwachs von rund 200 einschlägigen Arbeiten zum Thema führte. Da läuft der Einzelne Gefahr, die Ergebnisse des Kollegen nicht zu kennen oder nicht zu verstehen, sie falsch zu interpretieren oder einfach nicht mehr am laufenden zu sein. Teamarbeit war und ist gefragt und notwendig, und so verbanden sich Wissenschaftler unterschiedlicher Disziplinen, wie z. B. Kosmologen, Astrophysiker, Chemiker, Geologen, Paläontologen, Mineralogen, Vulkanologen, Ozeanographen und Meteorologen, um nur einige zu nennen, zu einer fruchtbaren Zusammenarbeit. Dank Hunderter von Fachleuten auf der ganzen Welt konnten unzählige neue Daten gewonnen werden, die helfen, vor allem ein Geheimnis und Rätsel aus der Vergangenheit der Erde zu lösen, das auf Geowissenschaftler (und nicht nur auf diese!) seit jeher eine eigenartige Faszination ausübte – das Wesen und die Ursache von Massensterben in der Geschichte des Lebens.

In den vergangenen 600 Millionen Jahren hat das Leben auf der Erde mindestens fünf große Krisen durchgemacht (vgl. N. D. NEWELL, 1962, 1967, 1982; W. A. BERGGREN & J. A. VAN COUVERING (Hrsg.), 1984; A. G. FI-

SCHER & M. A. ARTHUR, 1977; D. J. MCLAREN, 1983, 1988; M. H. NITECKI (Hrsg.), 1984; J. F. QUINN, 1983; D. M. RAUP & J. J. SEPKOSKI, 1982, 1984, 1986; J. J. SEPKOSKI, 1982, 1989; S. M. STANLEY, 1984, 1986, 1988). Am besten und intensivsten untersucht ist das Geschehen vor rund 66 Millionen Jahren, als zwischen 63 und 77 % aller im Meer und auf dem Festland lebenden Arten vernichtet wurden. Eine Abstimmung unter führenden U. S.-Paläontologen ergab dazu vor wenigen Jahren, daß die große Mehrheit an den Einschlag eines Asteroiden oder Kometen zu dieser Zeit glaubt; umstritten ist allerdings, welches Ausmaß das durch ihn verursachte Aussterben von Organismen erreichte. Was ist im Lichte der heute verfügbaren Erkenntnisse wahr an der Katastrophentheorie?

2. Apologeten des Vulkanismus

Viele Geologen kommen mit der Vorstellung nicht zu recht, daß plötzlich und unerwartet große Steine vom Himmel fallen können (E. M. SHOEMAKER, 1984a). Sie verstehen nicht (oder noch nicht), daß der Normalzustand in einem Gebiet für kurze Zeit völlig außer Kontrolle geraten kann. Wenn dafür aber alle Indizien sprechen, so suchen sie zu ihrer Erklärung irdische Ursachen. Da ist es am naheliegendsten, die ruhelose, dynamische, oft feuerspeiende Erde herzunehmen. In diesem Sinn wurden Massensterben u.a. von D. M. MCLEAN (1982, 1983, 1985), C. B. OFFICER & C. L. DRAKE (1983, 1985, 1988), C. B. OFFICER et al. (1987), A. R. PRICE (1985, 1988), W. J. MORGAN (1986, 1988), A. HALLAM (1987, 1988) u. a. erklärt.

Es ist bekannt, daß die größten Vulkanausbrüche auf der Erde in der geologischen Vergangenheit riesige Magmenmengen an die Erdoberfläche förderten. So setzten vor rund 66 Millionen Jahren die Dekan-Basalte in Indien in einem Zeitraum von nur 600.000 Jahren auf einer etwa sechs Mal so großen Fläche wie Österreich mindestens 1 Million km³ Magma frei (V. COURTILLOT et al., 1986, 1988; M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1988; A. V. MURALI et al., 1988); die rund 250 Millionen Jahre alten Plateaubasalte Sibiriens oder die etwa 200 Millionen Jahre alten Vulkangesteine Südafrikas bedecken je eine Fläche von mehr als 1,5 Millionen km² (vgl. W. T. HOLSER & M. MAGARITZ, 1987; M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1988 cum lit.); jene aus dem Tertiär im



Abb. 2.
Das K/T-Profil Stevns Klint südlich von Kopenhagen/
Dänemark.

Nordatlantik zwischen Irland und Grönland werden auf ein Gesamtvolumen zwischen 1 und 2 Millionen km³ geschätzt (M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS cum lit. 1988). Dagegen sind die historischen Ausbrüche des Mount St. Helens mit 2,5 km³ oder die 150 km³ des Tambora in Indonesien waren Zwerge. Zum Vergleich dazu sei erwähnt, daß der rund 270 Millionen Jahre alte Bozener Quarzporphyr, das wohl größte vulkanische Ereignis in den Alpen, heute bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1500 m eine Fläche von etwa 2000 km² einnimmt.

Bei solchen Riesenvulkanen wird aber meist die Tatsache übersehen, daß die Eruptionen relativ ruhig verliefen. Zum Unterschied vom kurzzeitigen explosiven Vulkanismus ist festzuhalten, daß er zwar länger anhält, jedoch die in die Atmosphäre geschleuderten Auswurfsprodukte mit Ausnahme von Gasemissionen vergleichsweise gering sind (W. ALVAREZ, 1986; R. B. STOTHERS et al., 1986; C. B. OFFICER et al., 1987; A. HALLAM, 1988). Die Zeugnisse der Katastrophe an der Kreide/Tertiär-Grenze finden sich aber weltweit verbreitet. Dies erfordert einen besonderen Mechanismus der Verteilung.

Katastrophen können durch explosive Eruptionen dann ausgelöst werden, wenn bis zu einem Drittel des ausgeworfenen Volumens weltweit in der Stratosphäre als feine Asche, Staub und in Form von Schwefel-Aerosolen verteilt werden (P. L. LIPMAN, 1988). Sie haben für kurze Zeit, vielleicht Wochen, Monate und selten Jahre sehr wohl Auswirkungen auf das Klima, wie das Beispiel des Vulkanausbruches Tambora in Indonesien im Jahr 1815 zeigte: Noch im darauffolgenden Sommer sanken die Temperaturen infolge hoher Staubwolken und dadurch verminderter Sonneneinstrahlung in Europa um 2 Grad, in Nordamerika um bis zu 5 Grad. Zwei Jahre später war aber alles wieder normal.

Allerdings sind derartige Eruptionen nicht überall auf der Erde zu befürchten. Nach T. SIMKIN (1988) kommen rund 94 % aller historischen Vulkanausbrüche in Gebieten vor, die weniger als 0,6 % der Erdoberfläche einnehmen. Gemäß dem neuen, heute allgemein anerkannten Weltbild der Plattentektonik sind sie in der Hauptsache in relativ schmalen Zonen entlang von konvergierenden Plattenrändern der Erdkruste konzentriert. Der Zirkumpazifik bietet dafür das beste Beispiel.

3. Neokatastrophismus versus Neodarwinismus

Viele Paläontologen hegen gegen zu starke und plötzliche Veränderungen in der Biosphäre eine besondere Abneigung. Sie sehen sich selbst gerne als Grahnhüter der Zeugnisse vergangenen Lebens auf der Erde, das nur sie zu entschlüsseln vermögen. Zugegebenermaßen zu Recht, denn niemand sonst verfügt über eine so umfangreiche Datenbank, die heute bis jenseits von 3 Milliarden Jahren reicht. Solche Katastrophen, wie oben für die Wende Kreide/Tertiär geschildert, konnte anfangs kaum einer der Paläontologen erkennen und ihnen daher im Sinn eines „Neokatastrophismus-Paradigmas“ auch nicht zustimmen (vgl. H. JAEGER, 1985 u. a.). W. BUCKLAND's und G. CUVIER's Gedankengut von 1823 bzw. 1825 schien mithin längst überwunden. Zu keiner Zeit stoppte die Evolution wirklich. Vielmehr verschwanden fortwährend Organismen, starben aus

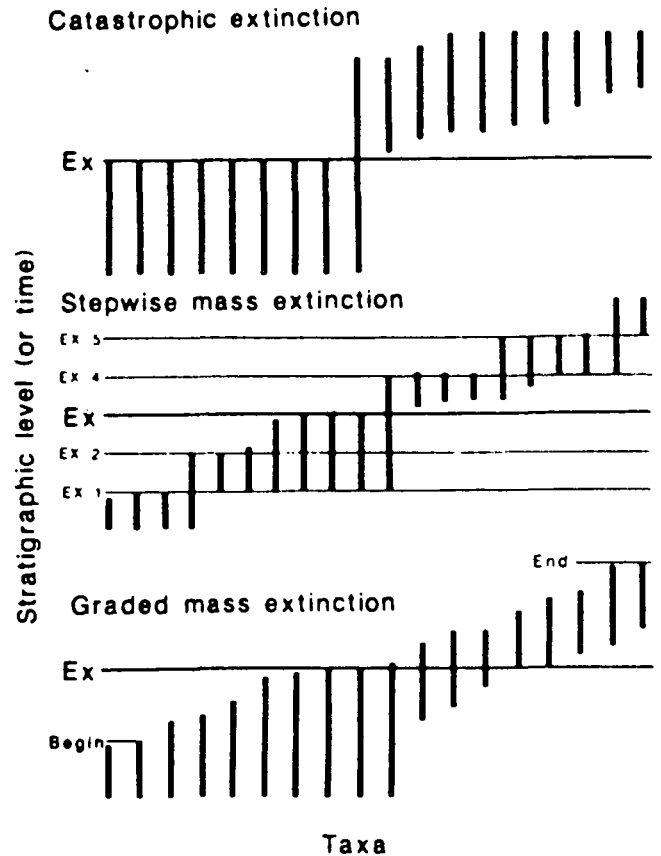


Abb. 3. Krisen in der Biosphäre, mit schematischen Beispielen für eine Katastrophe, für ein stufenweises Verlöschen und ein graduelles Verschwinden von Taxa. nach P. HUT et al. (1985, Fig. 3).

oder durchlebten Krisen in einem \pm zufälligen, komplexen Zusammenwirken verschiedener konstruktiver und destruktiver, vom Milieu bestimmter Faktoren (K. W. FLESSA et al., 1986; M. L. MCKINNEY, 1987; E. G. KAUFMANN & O. H. WALLISER, 1988; A. HOFFMANN, 1984, 1989 cum lit.). Normale und erhöhte Aussterberaten sind daher – entgegen D. JABLONSKI (1986) – mit neodarwinistischen Ideen und Grundsätzen vereinbar. Quantitative Kriterien zur Unterscheidung beider Kategorien, auch als „Hintergrund-“ bzw. „Massensterben“ bezeichnet, fehlen aber bisher (vgl. C. TEICHERT, 1987; D. J. MCLAREN, 1988; A. HOFFMANN, 1989; J. J. SEPKOSKI, 1989). Das hat seine Gründe in der lückenhaften paläontologischen Überlieferung und einer vielerorts noch immer höchst unbefriedigenden Kenntnis stratigraphischer Reichweiten der von einem „Ereignis“ betroffenen Taxa.

Die fossile Überlieferung umfaßt rund 150.000 Arten aus verschiedenen Zeitepochen der Erde. Das ist nur rund 10 % der heute beschriebenen, etwa 1,5 Millionen Arten von Organismen im Wasser und am Land. Die Gesamtzahl der heute lebenden Arten wird inzwischen auf 3 bis 5 Millionen geschätzt, doch ist diese Zahl unsicher (vgl. R. M. MAY, 1988). Man kann aber vermuten, daß früher auf der Erde ein ähnlich reiches Leben existiert hat, dessen Spuren nicht erhaltungsfähig waren. Ist es schlagartig bei Katastrophen zugrunde gegangen, oder unterlagen die verschiedenen Vertreter untereinander im normalen „täglichen“ Lebenskampf und Wettbewerb?

4. Besucher aus dem Kosmos

Die Erde hat in ihrer 4,6 Milliarden Jahre langen Geschichte wiederholt „Besuch“ aus dem Weltraum empfangen. Ob er stets willkommen war, darf bezweifelt werden. Waren es in der ersten Milliarde Jahre zahllose Überreste von der Geburt des Sonnensystems, die in einem pausenlosen Trümmerregen auf die jugendliche Erde und die anderen Planeten mitsamt ihren Monden niedergingen, wurden diese durch die sich allmählich entgiftende und dichtere Atmosphäre gebremst und gingen in ihrer Häufigkeit stark zurück. Aus dieser Zeit sind – zum Unterschied vom kraterübersäten Mond mit Kraterdurchmessern bis 1000 km – keine Krater vorhanden, da die älteste Kruste durch spätere gebirgsbildende Prozesse wiederholt aufgeschmolzen und durch jüngere Umwandlungsprodukte ersetzt wurde. Mit Sicherheit kennt man Krater aber aus der letzten Milliarde Jahre und da wiederum recht genau aus den vergangenen 250 Millionen Jahren.

Nach dem letzten Stand (R. A. F. GRIEVE, 1982; R. A. F. GRIEVE & P. B. ROBERTSON, 1987) wurden auf dem Festland ungefähr 120 Krater gezählt, die von extraterrestrischen Objekten (Meteorite, Asteroide, Kometen) stammen. Jedes Jahr werden einige neue entdeckt. Ihre Durchmesser schwanken zwischen einigen Zehnermetern und mehr als 100 km. Im Idealfall sind frische Krater erhalten, meist finden sich aber durch Erosion verwischte ringförmige Strukturen. Nicht selten kommen in ihrer Umgebung Meteoritenreste, diagnostische Schockmerkmale vom Aufprall oder ungewöhnliche Elementkonzentrationen vor. Aus astronomischer Sicht ist derzeit umstritten bzw. ungeklärt, ob die Krater in regelmäßigen Abständen von ungefähr 30 Millionen Jahren entstanden sind und damit die Aussterbewellen zusammenhängen (M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1984, 1986, 1988; W. ALVAREZ & R. A. MULLER, 1984; E. M. SHOEMAKER & R. F. WOLFE, 1986; M. E. BAILEY et al., 1987; J. S. TREFIL & D. M. RAUP, 1987; P. R. WEISSMAN, 1988; R. B. STOTHERS, 1988; R. A. MULLER, 1988; J. J. SEPKOSKI, 1989).

In klaren Nächten kann man das Verglühen von Meteoriten beim Eintritt in die Atmosphäre beobachten. Das ist ein Teil des täglichen Zuflusses von chondritischem Material auf die Erde, das aus Größenpartikeln zwischen einem zehnbillionstel Gramm (10^{-13} g) und 1 Trillion Tonnen Masse (10^{18} g) besteht (F. T. KYTE & J. T. WASSON, 1986). Das umfaßt kosmischen Staub, kleine und große Meteorite und kraterproduzierende Objekte. Mindestens 20 % stammen von Kometen ab (F. T. KYTE & J. T. WASSON, 1986; P. R. WEISSMAN, 1988). Nach neuen Quellen dringen im Durchschnitt täglich zwischen 100 und 213 Tonnen kosmischen Materials in die Erdatmosphäre ein (R. A. F. GRIEVE, 1982; F. T. KYTE & J. T. WASSON, 1986). Die Menge kosmischen Staubes wurde von D. W. HUGHES (1978) auf jährlich 16.000 Tonnen geschätzt. Schon kleine Partikel stellen eine Gefahr für die Raumfahrt dar.

Erde und einzelne Asteroide sind stets auf Kollisionskurs! Bis Mai 1988 wurden 80 erdbahnkreuzende Objekte entdeckt, weitere kommen laufend dazu (G. W. WETHERILL & E. M. SHOEMAKER, 1982; E. M. SHOEMAKER (1984b); E. M. SHOEMAKER et al., 1988). Schätzungen, die auch kleinere Objekte berücksichtigen, lassen an insgesamt 1100 erdenkreuzende Apollo-Amor-Objekte denken. Das ist ebenfalls ein überzeugendes Argument für einen Impakt, dessen Wahrscheinlichkeit nach Be-

rechnungen des Bahnverlaufs (Orbit) zwischen beiden „Kontrahenten“ deutlich wird: Sie ist 5 : 1 Million/Jahr (E. M. SHOEMAKER et al., 1988). Geringer ist die Wahrscheinlichkeit, mit einem Kometen zusammenzustoßen, obwohl die Zahl der erdbahnkreuzenden Kometen vier Mal größer ist als die von Asteroiden (E. M. SHOEMAKER et al., 1988). In nahe Erdbahnen geraten aber nur Kometen mit langen Umlaufperioden (P. R. WEISSMANN, 1982, 1988).

Nach der Größe/Häufigkeits-Verteilung von Asteroiden und Kometen schlossen G. W. WETHERILL & E. M. SHOEMAKER (1982), E. M. SHOEMAKER (1984b) und E. M. SHOEMAKER et al. (1988), daß in den vergangenen 100 Millionen Jahren ein bis zwei Objekte mit mehr als 10 km Größe mit der Erde kollidierten. Sie erzeugten über 100 km große Krater. Kleinere Objekte trafen die Erde in kürzeren Abständen. So kann für die letzten 100 Millionen Jahre mit rund 800 Objekten mit Durchmessern von 0,5 km gerechnet werden, die Krater mit Größen um 10 km geschaffen haben. Ihre Spuren sind naturgemäß im Meer kaum erhaltungsfähig. Vielleicht traf eines dieser vielen kleinen Objekte sogar bei Köfels im Ötztal auf, wie neue Untersuchungen von A. GRATZ & G. KURAT (1988) und R. SURENIAN (1988) vermuten lassen. Für Astronomen kommen solche Ereignisse keineswegs überraschend oder unerwartet!

5. Die Iridiumfrage und andere geochemische Signaturen

Der Fund von verhältnismäßig großen Mengen des „kosmischen“ Edelmetalls Iridium war der Auslöser für die Impakt-Hypothese der ALVAREZ-Gruppe. Es ist mittlerweile an rund 80 Stellen auf der Erde festgestellt worden, so unter anderen auch an den österreichischen Lokalitäten „Elendgraben“ und „Rotwandgraben“ bei Gosau und „Knappengraben“ bei Gams/Hieflau (A. PREISINGER & H. STRADNER, 1986; A. PREISINGER et al., 1986; R. LAHODYNSKY, 1988). Die erhöhten Konzentrationen treten in Schichten auf, die exakt an der Kreide/Tertiär-Grenze vor rund 66,5 Millionen Jahren gebildet wurden.

Von entscheidender Bedeutung in der Debatte über die Entstehung dieser Anreicherung war der Nachweis, daß erhöhte Iridiumgehalte sowohl in Meeres- als auch

Tabelle 1. Spurenelementgehalte in Kreide/Tertiär-Grenzschichten und Vergleichswerte. Nach I. GILMOUR & E. ANDERS (1989, Tab. 1).

	Ni [ppm]	Cr [ppm]	Co [ppm]	Fe [%]	Zn [ppm]	As [ppm]	Sb [ppm]	Ir [ppm]
Gubbio	177	149	48,3	6,5	166,5	18,5	2,5	9,1
Biarritz	172	136	58,7	3,4	—	7,2	1	12
Stevns Klint	1370	225	146	6,4	810	82,6	9,4	47,3
Caravaca	946	474	230	4,9	374	256	6	36
Zumaya	66	76	35,4	2	—	17,9	0,9	4
Raton Basin	—	67	9,8	—	—	36	6,3	1,7
York Canyon	—	85	54	2,8	390	—	5	5,6
Sugarite	50	100	7	8	—	—	—	3,2
Woodside Creek	207	213	118	4,6	382	186	7,3	54
Flaxbourne River	298	130	197	1,7	541	22,1	4,1	21
DSDP 465A	461	146	77	3	318	33,8	7,3	15,6
Kruste	75	100	25	5,0	70	1,8	0,2	0,2
Mantel	1610	1969	91	6,2	63	0,1	0,03	3,4
Kilauea V3	2	2	—	$7 \cdot 10^{-3}$	4,5	8	0,03	6,4
C1 Chondriten	11000	2650	509	18,5	308	1,9	0,16	473

in genau gleich alten Festlandsablagerungen aus dieser Zeit vorkommen (C. J. ORTH et al., 1981, 1987; R. H. TSCHUDY et al., 1984; J. SMIT & S. VAN DEN KAARS, 1984; B. F. BOHOR et al., 1984, 1987; D. J. NICHOLS et al., 1986 cum lit.). Damit war klar, daß dieses Edelmetall keine Ausfällung aus dem Meerwasser sein konnte, wie anfangs eingewendet worden war (M. R. RAMPINO, 1982; B. SCHMITZ, 1985).

Der Iridiumgehalt kontinentaler Ablagerungen beträgt nach F. D. FENNER & B. J. PRESLEY (1984) und F. T. KYTE & J. T. WASSON (1986) rund 0,05 ng/g Probe (= 0,05 ppb), die Durchschnittsgehalte in der Kruste sind nach J. L. BARKER & E. ANDERS (1968) und J. H. CROCKET & H. Y. KUO (1979) weniger als 0,1 ppb (= $2 \cdot 10^{-10}$ g/g). In Chondriten ist der Gehalt rund 10.000 mal höher als auf der Erde; die Angaben schwanken zwischen 473 und 592 ng/g, vgl. J. T. WASSON et al. (1975), E. ANDERS & M. EBIHARA (1982), F. T. KYTE & J. T. WASSON (1986). Im berühmten Vorkommen von Gubbio in Umbrien wurde im Grenzton eine Anreicherung von rund 9 ng/g gemessen (L. W. ALVAREZ et al., 1980), noch höhere Gehalte weist die gleiche Grenzschicht in Dänemark auf (nach L. W. ALVAREZ et al., 1980: 42 ng/g, nach H. J. HANSEN et al., 1986: maximal 185 ng/g). Die Gesamtmenge des zu dieser Zeit auf der Erde abgelagerten Iridiums wurde von C. EMILIANI et al. (1981) nach den Kalkulationen von L. W. ALVAREZ et al., (1980), basierend auf den Verhältnissen in Gubbio, auf 40.000 Tonnen hochgerechnet. C. J. ORTH et al. (1989) nehmen in der Zwischenzeit einen rund 10 Mal höheren Wert an.

In den meisten Vorkommen tritt Iridium stets in einem bestimmten Verhältnis zu anderen Spurenele-

menten, wie Platin, Osmium, Kobalt, Nickel, Chrom und Gold auf, die ebenfalls in der Grenzschicht gegenüber der Umgebung angereichert sind. Sie entsprechen – mit wenigen Ausnahmen – den aus C1-Chondriten bekannten Verhältnissen, die von irdischen erheblich abweichen (R. GANAPATHY, 1980; F. T. KYTE et al., 1980, 1985; F. ASARO et al., 1982; C. J. ORTH et al., 1989). Die von J. H. CROCKET et al. (1988) aus Gubbio gemeldeten neuen Werte weichen davon nur scheinbar ab (siehe Kritik bei C. J. ORTH et al., 1989).

Neben den meteoritischen Edelmetallen wurden an vielen Stellen auch erhöhte, nicht-meteoritische Spurenelemente wie Arsen, Antimon und Zinn festgestellt (F. T. KYTE et al., 1980, 1985; J. SMIT & J. HERTOGEN, 1980; J. SMIT & W. G. H. Z. TEN KATE, 1982; C. P. STRONG et al., 1987; W. S. WOLBACH et al., 1988; I. GILMOUR & E. ANDERS, 1989 cum lit.). Ihr Verhältnis zu Iridium ist ebenfalls auffallend konstant, was nur mit einem bestimmten, für alle Vorkommen gleichermaßen gültigen Mechanismus ihrer Mischung und Verteilung erklärbar ist (C. P. STRONG et al., 1987). B. SCHMITZ (1985) nahm als Quelle einmal metallreiche Porenlösungen im Sediment an, ein anderes Mal Aktivitäten von Mikroben (B. SCHMITZ, 1988). Vulkanische Exhalationen kommen dafür jedenfalls entgegen den Meinungen von C. B. OFFICER & C. L. DRAKE (1985), I. OLMEZ et al. (1986) und A. HALLAM (1987) kaum in Frage, da die Gehalte an Spurenelementen mit Ausnahme von Arsen um 1–3 Größenordnungen zu gering sind (vgl. I. GILMOUR & E. ANDERS, 1989; C. J. ORTH et al., 1989). Dieser Einwand gilt besonders für den häufig vorgebrachten Nachweis von Iridium in den Vulkanen von Mauna Loa und Kilauea auf Hawaii, dem derzeit einzigen Vulkangebiet auf der Erde mit meßbaren Iridiumwerten in der Gasphase (W. H. ZOLLER et al., 1983; OLMEZ et al., 1986; D. L. FINNEGAN et al., 1988). Das an Fluor gebundene Iridium kondensiert allerdings in unmittelbarer Nähe seines Austritts (F. T. KYTE & J. T. WASSON, 1986; D. L. FINNEGAN et al., 1988). Der Grund ist die geringe Flüchtigkeit von Iridiumfluorid unter allen Bedingungen (S. A. WOODS, 1987). Eine gegenteilige Beobachtung, bezogen auf die Antarktis, machte allerdings C. KOEBERL (1988, 1989).

Als Voraussetzung für eine weite Verbreitung müßte Iridium zumindest bis in die Stratosphäre gelangen, was jedoch bei den friedlichen Schildvulkanen auf Hawaii nicht der Fall ist. Eine Übertragung der Verhältnisse von Hawaii auf andere Vulkangebiete, wie z. B. die Dekan-Basalte von Indien führt nach den Berechnungen von C. P. STRONG et al. (1987), I. GILMOUR & E. ANDERS (1989) und C. J. ORTH et al. (1989) zu Fehlschlüssen.

Nach I. GILMOUR & E. ANDERS (1989) stammen die nicht-meteoritischen Spurenelemente in der Grenzschicht aber auch nicht aus den an der Erdoberfläche verbreiteten Gesteinen („target-rock“), da hierfür die Konzentrationen zu gering sind. Es bleibt daher nur der Ozean selbst als Lieferant übrig. Obwohl dafür anscheinend zu wenig Zinn zur Verfügung steht, ist dieses Medium dennoch die wahrscheinlichste Quelle. Als Ergänzung zum bestehenden Defizit nehmen I. GILMOUR & E. ANDERS besonders Schwermetall-reiche Ablagerungen am Meeresboden an, die durch den Impakt des Asteroiden zusammen mit Wasserdampf und dem zersprengten Rest des Boliden als Debris in die Atmosphäre geschleudert wurden. Nach Kalkulationen von J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS (1982), J. D. O'KEEFE et al.

Tabelle 2.

Die Gehalte ausgesuchter Haupt- und Spurenelemente in der Kruste, dem Allende-Chondriten und ihr Verhältnis zueinander.

Beachte den Überschuß von Cr, Co, Ni, Se, Ru, Os, Ir und Au in Meteoriten gegenüber tellurischen Gesteinen.

Aus T. J. WDOVIK et al. (1988).

[ppm]	Crust Terrestrial [ppm]	Allende [ppm]	Allende/Terrestrial
Na	22.700	3.290	0,145
Mg	22.640	148.000	5,35
Al	83.600	17.600	0,21
K	18.400	294	0,016
Ca	46.600	18.800	0,40
Sc	25	11,3	0,45
V	136	99	0,73
Cr	122	3.630	29,75
Mn	1.060	1.450	1,37
Fe	62.200	237.000	3,81
Co	29	662	22,83
Ni	99	13.300	134
Zn	76	119	1,565
Ga	19	6,0	0,316
Ge	1,5	16,2	10,8
As	1,8	1,55	0,86
Sc	0,05	8,2	164
Br	2,5	1,6	0,64
Ru	—	1,150	—
Cd	0,16	0,463	2,725
In	0,24	0,035	0,146
Sb	0,2	0,083	0,415
La	34,6	0,49	0,0142
Sm	7,0	,298	0,0426
Eu	2,1	0,113	0,0538
Yb	3,1	0,320	0,103
Lu	—	0,46	—
Os	0,005	0,828	165,6
Ir	0,001	0,785	785
Au	0,002	0,145	72,5

(1988) und D. J. RODDY et al. (1988) ist das Verhältnis von Auswurfmasse zu Impaktormasse rund 100 : 1.

Eine kritische Übersicht über das Auftreten und die Häufigkeit von Iridium (und weiteren Spurenelementen) an Systemgrenzen und biostratigraphisch definierten Zeitgrenzen bzw. zu Zeiten biologischer Krisen im Phanerozoikum geben C. J. ORTH & M. ATTREP (1988) und C. J. ORTH et al. (1989). Ihre Ergebnisse basieren auf tausenden Proben von allen Kontinenten und einer fast 10-jährigen Forschungsarbeit. Danach fanden sich gering über den Hintergrund erhöhte Werte an der Ordoviz/Silur-Grenze in Schottland, der Frasné/Famenne-Grenze in Australien und in Marokko, am Beginn des Mississippian in Oklahoma, an der Grenze Mississippian/Pennsylvanian in Oklahoma und Texas, an der Perm/Trias-Grenze in den Karnischen Alpen (und in Südtirol), an der Trias/Jura-Grenze in den Nördlichen Kalkalpen und in England sowie an der Cenoman/Turon-Grenze im westlichen Nordamerika, England und in Polen. Darüberhinaus wurde von F. ASARO et al. (1987, 1988a, b) eine Iridiumanomalie in 10–11 Millionen Jahre alten mittelmiozänen Schichten gefunden.

Die Autoren erklären die schwachen Anomalien mit erdgemachten, tellurischen Anreicherungsprozessen, wie z. B. bakterieller Tätigkeit, Lösung und Ausfällung im Meerwasser bei „Overturn“-Bedingungen oder erhöhter Mantelzufuhr im Zusammenhang mit Ultrabasitmagmatismus bzw. verstärktem MORB-Magmatismus. Beispiele sind die Ordoviz/Silur-Grenze in Dob's Linn/Schottland und die Cenoman/Turon-Grenze in Colorado. Für die erdgebundene Herkunft von Iridium sprechen vor allem die von chondritischen Verhältnissen stark abweichenden Quotienten von Platin und Osmium zu Iridium und die erhöhten Werte von litho- und chalcophilen Elementen.

Die Anomalie an der Kreide/Tertiär-Grenze übersteigt alle bisher gefundenen anderen Konzentrationen um das Zehn- bis Hundertfache. Für das späte Eozän fehlen zwar positive geochemische Signaturen eines Impakts (oder sie sind umstritten), doch wird ein solcher durch mindestens 4 Lagen mit Mikrosphären in ODS-Sedimenten und am Land („Nordamerikanische Mikrotektiten-Lage“) als wahrscheinlich angenommen (vgl. B. P. GLASS, 1984, 1986, 1988; A. SANFILIPPO et al., 1985; B. P. GLASS et al., 1979; B. P. GLASS & C. A. BURNS, 1987; J. E. HAZEL, 1988 cum lit.). Nach M. DAVIS et al. (1984) und P. HUT et al. (1987) waren dafür Kometenschauer verantwortlich, dem jedoch F. T. KYTE & J. T. WASSON (1986) nicht zustimmten. Kometen hinterlassen, anders als Asteroide und Meteorite, keine so deutlichen geochemischen Signaturen, wie z. B. Iridium, da sein Gehalt weniger als ein Drittel des Wertes in C1-Chondriten beträgt (A. H. DELSEMME, 1982). Darauf machten erstmals L. W. ALVAREZ et al. (1980 bona fide E. SHOEMAKER) aufmerksam. W. ALVAREZ (1986) und C. J. ORTH et al. (1989) schließen daher die Möglichkeit, daß zu anderen Zeiten der Erdgeschichte ebenfalls Kometen als Auslöser von Katastrophen anzusehen sind, nicht völlig aus.

Eine aufsehenerregende Entdeckung meldeten jüngst M. ZHAO & J. L. BADA 1989 (vgl. J. R. CRONIN, 1989): Sie fanden knapp über der iridiumreichen Kreide/Tertiär-Grenzschicht von Stevns Klint in Dänemark zwei Aminosäuren, nämlich die Alpha-Aminoisobutryische Säure (AIB) und Isovalin. Beide kommen in der Biosphäre äußerst selten vor, sind hingegen in C-Chondriten (und vielleicht in Kometen) ein häufiger Bestandteil.

Vor einer endgültigen Beurteilung bleibt abzuwarten, bis diese Berichte an anderen Vorkommen bestätigt werden.

6. Mikrosphären, Schockminerale und „shatter cones“

In dem Indizienverfahren zur Feststellung des Täters, der für das todbringende Ereignis vor 66 Millionen Jahren verantwortlich war, kennzeichnen die oben genannten geochemischen Signaturen gleichsam seine Blutgruppe. Unmittelbare Zeugen waren die davon betroffenen Organismen (siehe unten). Daneben existieren aber auch Fingerabdrücke vom Täter selbst. Sie sind in den letzten Jahren in Form von sogenannten „Mikrosphären“, Schockmineralien und „shatter cones“ (Trümmergesteine, ursprünglich als „Strahlenkalk“ bezeichnet, vgl. M. S. DIETZ & J. F. McHONE, 1988) an vielen Stellen der Erde – zuerst in Spanien durch J. SMIT & G. KLAVER (1981) – in den entsprechenden Grenzschichten gefunden worden. Vereinzelt kommen auch die Hochdruckmodifikationen von Quarz, Stishovit, in der Grenzschicht vor (vgl. J. J. McHONE et al., 1988).

Mikrosphären werden als Mikrotektite gedeutet, das sind einige 100 Mikron große, rundliche bis tropfenförmige Partikel, die meist aus siliziumreichem Glas bestehen. In der Umgebung junger meteoritischer Einschlagskrater kommen sie häufig unverändert in ihrer ursprünglichen chemischen Zusammensetzung vor und erreichen Größen bis mehrere Zentimeter und darüber. Diese bis 13 kg schweren werden als Tektite bezeichnet. Analysenergebnisse teilten S. R. TAYLOR (1962), W. D. EHMANN (1965) und P. A. BAEDECKER & W. D. EHMANN (1965) mit. Letztere wiesen besonders auf ihren geringen Gehalt von Iridium und Gold hin, der sie von

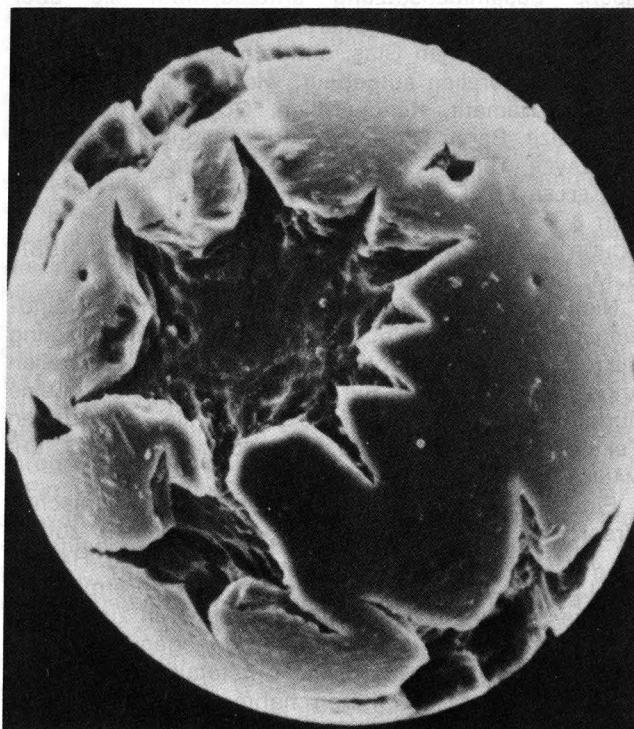


Abb. 4.
Mikrotektit-Korn aus dem oberen Eozän der Karibik.
Aus G. KELLER et al. (1983, Fig. 1).

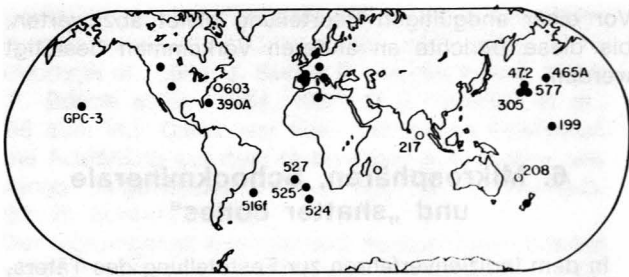


Abb. 5.
Vorkommen von Mikrotektiten an der Kreide/Tertiär-Grenze.
Aus J. SMIT & A.J.T. ROMEIN (1985, Fig. 3).

Meteoriten unterscheidet. Die Spurenelemente zeigen vielmehr enge Beziehungen zu irdischen Krustengesteinen (vgl. J. T. WASSON, 1988).

Detaillierte Beschreibungen stammen von B. P. GLASS & M. J. ZWART (1979) aus der Karibik; in einer weiteren Arbeit behandelten B. P. GLASS et al. (1979) 700.000 Jahre alte Tektite von Australasien und anderen Gebieten. Sie, wie auch S. R. TAYLOR (1973) und E. A. KING (1977), deuteten die von ihnen entdeckten kleineren Sphären, die sie als „Mikrotektite“ bezeichneten, als verfestigte Tropfen von ursprünglich geschmolzenem Krustenmaterial, das beim Aufprall eines extraterrestrischen Objekts in die Atmosphäre geschleudert wurde und dort zu Tropfen erstarrte. Durch die rasche Abkühlung kam es zur glasigen Textur, da sich Kristalle unter solchen Bedingungen nicht bilden konnten. Analoge „Glasperlen“ fanden sich auch in den Atombombentestgebieten von New Mexico (B. P. GLASS et al., 1987).

Nach ihrem äußeren Erscheinungsbild gleichen die 66 Millionen Jahre alten Mikrosphären aus den Kreide/Tertiär-Grenzsichten den subrezenten und rezenten Mikrotektiten. Ihr textureller Aufbau und ihre mineralogische Zusammensetzung unterscheidet sie aber grundlegend. Die Mikrosphären bestehen nämlich nicht aus Silizium-reichen Glas, sondern sind aus verschiedensten Mineralien aufgebaut, wie Sanidin, Glaukonit, Goethit, Hämatit, Klinopyroxen, Goyazit, Tonminerale, Kalzit, Baryt, Gips, Pyrit oder Magnetit (J. SMIT & G. KLAVER, 1981; F. T. KYTE & K. L. RASMUSSEN, 1982; G. KELLER et al., 1983; A. MONTANARI et al., 1983; J. SMIT & F. T. KYTE, 1984; B. P. GLASS et al., 1985; B. F. BOHOR et al., 1987; B. P. GLASS & C. A. BURNS, 1987; S. M. CISOWSKI, 1988; B. F. BOHOR, 1988).

Nicht alle Mikrosphären sind diagenetische Umwandlungsprodukte oder Neubildungen, für die als Ausgang mikrokristalliner Plagioklas und mafische Mineralien angenommen werden. Sie haben zudem meistens eine fibrös-radiale, dendritische Textur, die sie von heutigen Tektiten scharf abhebt (B. A. BAEDCKER & W. D. EHLMANN, 1965; S. M. CISOWSKI, 1988).

Ein Teil der Mikrosphären ist vermutlich organischen Ursprungs und geht auf winzige Grünalgen zurück (H. J. HANSEN et al., 1986). Das trifft nach H. J. HANSEN et al. (1987) offenbar auch für die an der Perm/Trias-Grenze in China gefundenen Mikrosphären zu; ZHANG, K. & YANG SHIRON, (1987) nehmen dagegen eine vulkanische oder extraterrestrische Entstehung an.

Für andere Mikrosphären nahm G. A. IZETT (1988) hingegen eine authigene Bildung an, während S. M. CISOWSKI (1988) für die magnetischen Sphären eine Entstehung durch Verbrennung, möglicherweise als Folge eines Impakts, diskutierte. Eine ähnliche Zusammen-

setzung aus Magnetit und Olivin (Forsterit) können allerdings auch Sphären haben, die aber als Mikrometeorite gedeutet werden (C. KOEBERL & C. H. HAGEN, 1989).

Von den Gegnern der Impakt-Hypothese wurde wiederholt darauf hingewiesen, daß die Mikrosphären vulkanisch entstanden seien. Das ist aber höchst unwahrscheinlich, da solche Glastropfen bisher nur bei ruhigen Basalteruptionen beobachtet wurden (G. A. McDONALD, 1972). Aufgrund ihrer globalen Verbreitung (vgl. J. SMIT & A. J. T. ROMEIN, 1985) kommt diese Quelle daher kaum in Frage. Explosiver Vulkanismus produziert hingegen nur eckige Glasscherben. Die überwiegende Mehrheit der Bearbeiter tendiert daher zu einem Impakt-induzierten Entstehungsmechanismus der Mikrosphären. Zu dieser Vorstellung passen die Beobachtungen von B.P. GLASS et al. (1987) aus Atomtestgebieten.

Bezüglich des verschiedenen Auftretens von Mikrosphären im Profil bei Gubbio sei auf die Ausführungen von W. ALVAREZ (1986) verwiesen (vgl. dazu H. R. NASLUND et al., 1986; A. MONTANARI et al., 1986; A. MONTANARI, 1986).

Als U. S.-Wissenschaftler vor einigen Jahren Kreide/Tertiär-Grenzsichten festländischer und mariner Herkunft Korn für Korn untersuchten (B. F. BOHOR et al., 1984, 1987; G. A. IZETT & C. C. PILLMORE, 1985), fanden sie zu ihrer Überraschung zahlreiche sandkorngroße Quarzkörner, die unter dem Mikroskop feinste parallele Brüche und Risse in Form von multiplen planaren Lamellen und eines Mosaikmusters erkennen ließen. Die Deformationen betrafen aber nicht nur einzelne Quarzkörner, sondern ebenso ganze Quarzaggregate, Metaquarzit- und Hornsteinkomponenten (G. A. IZETT, 1987, 1988).

Auf der Erde waren solche Schockmerkmale in Gesteinen lange Zeit nicht bekannt. Am Mond sind sie hingegen sehr häufig und immer an Krater gebunden. Erst 1968 wurden die gleichen geschockten Quarze auch auf der Erde in der Umgebung von Einschlagskratern entdeckt und mit ihren Erzeugern in Verbindung gebracht (T. E. BUNCH, 1968; B. M. FRENCH & N. M. SHORT, 1968). Gelegentlich kommen sie zusammen mit

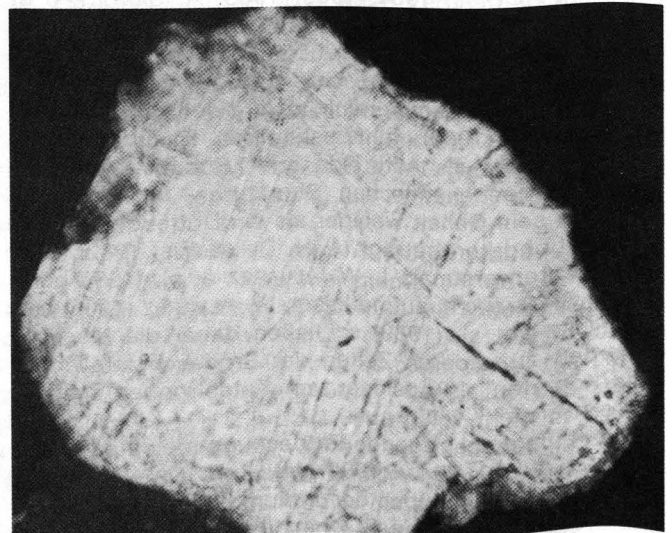


Abb. 6.
Geschocktes Quarzkorn von der Kreide/Tertiär-Grenze im Raton Basin, Colorado, mit multiplen, sich kreuzenden, planaren Lamellen.
Korndurchmesser 0,8 mm. Aus V. SHARPTON (Geotimes, März 1989).

sogenannten „shatter cones“, das sind brekziierte konische Trümmergesteine vor (J. F. MCHONE & R. S. DIETZ, 1988; R. S. DIETZ & J. F. MCHONE, 1988). Bekannt sind Schockmerkmale aber vor allem in Nuklearstestgebieten. Damit war klar, daß sie nur dort entstehen können, wo plötzlich, d. h. schockartig, sehr hohe Drucke von über 60 kbar und entsprechende Temperaturen auf ein Gestein einwirken, wie beispielsweise bei einer Explosion (vgl. dazu B. P. GLASS et al., 1987).

Die Suche nach Schockmineralien in vulkanen oder vulkanischen Auswurfsprodukten war bisher erfolglos. Nach S. S. DE SILVA & V. L. SHARPTON (1988) sind solche Funde wegen des Fehlens der dafür erforderlichen P-T-Bedingungen nicht zu erwarten. Dagegen wenden D. E. LOPER & K. MCCARTNEY (1988) theoretische Überlegungen ein, durch die hohe Überdrucke von CO₂ zustande kommen könnten (vgl. auch A. R. RICE, 1985, 1986, 1988; C. B. OFFICER & C. L. DRAKE, 1985).

7. Ein Massensterben?

Trauma in der Biosphäre, biotischer Holocaust und Massensterben wurden in den letzten Jahren zu beliebten und viel zitierten Schlagworten, um Krisen in der Geschichte des Lebens auf der Erde zu charakterisieren. Tatsächlich wurde unser Planet in der Vergangenheit von mehreren großen Krisen heimgesucht. Vor rund 66,5 Millionen Jahren soll sie ein katastrophales Ausmaß angenommen haben, das nur von einem noch größeren Desaster vor 250 Millionen Jahren übertroffen worden sein soll (D. M. RAUP & J. J. SEPKOSKI, 1982, 1986; J. J. SEPKOSKI, 1982, 1986, 1989; D. M. RAUP & G. E. BOYAJIAN, 1988). Dennoch, ein „Massensterben“ im engefaßten Sinn des Wortes fand damals nicht statt. Das mußten in den letzten Jahren auch die überzeugtesten Anhänger der Impakt-Hypothese zur Kenntnis nehmen, die viel lieber gesehen hätten, wenn auf der ganzen Erde fast alles Leben – wie vom Blitz getroffen – schlagartig und gleichzeitig aufgehört hätte. Das „Große Sterben“ war jedoch zu relativieren und abzuschwächen, ja, es war, mit einer Ausnahme, gar nicht eingetreten.

Zu diesem Schluß kam J. J. SEPKOSKI (1989) nach der statistischen Auswertung des vorhandenen Datenmaterials auf der Basis von Gattungen. Danach sind

Tabelle 3.
Das Ausmaß biologischer Krisen auf Gattungs- und Art-Ebene.
Aus J. J. SEPKOSKI (1989, Tab. 3).

Stratigraphic interval	Generic extinction		Estimated species extinction
	filtered	total	
Middle Miocene	6 ± 1	10 ± 2	16 ± 2–24 ± 4
Upper Eocene	9 ± 1	15 ± 2	22 ± 2–35 ± 4
Maastrichtian	36 ± 2	47 ± 3	63 ± 2–77 ± 3
Cenomanian	14 ± 1	26 ± 4	33 ± 2–53 ± 6
Aptian	13 ± 1	19 ± 3	31 ± 2–41 ± 5
Upper Tithonian	13 ± 2	21 ± 4	31 ± 4–45 ± 7
Pliensbachian	14 ± 1	26 ± 3	33 ± 2–53 ± 4
upper Norian	36 ± 3	47 ± 5	63 ± 3–75 ± 4
Upper Permian	78 ± 1	84 ± 1	93 ± 1–95 ± 1

Intensities were measured as percent extinction (= numbers of extinctions times 100 divided by diversity). Standard errors for generic extinction were estimated using the method outlined by Raup and Sepkoski (1986); standard errors for species were estimated from the generic data using the rarefaction curve.

die erhöhten Aussterberaten dem normalen Hintergrundsterben gegenüberzustellen, das im Tertiär und in der Kreide 10–17 %, im Jura und in der Trias aber zwischen 15 und 30 % der Fauna und Flora betraf. Mit Ausnahme der Perm/Trias-Grenze, im obersten Nor und an der Kreide/Tertiär-Grenze hätten demnach sogenannte „Massensterben“ das normale Aussterben nur um das 2–3-fache überstiegen. Das bedeutete den Verlust von 1/4 bis 1/3 aller mariner Arten über einen Zeitraum von 3–5 Millionen Jahre. A. HOFFMANN (1989) und J. J. SEPKOSKI (1989) meinen daher zu Recht, daß dies keine Katastrophen in der Biosphäre sind.

Einen größeren Umfang erreichte das Aussterben am Ende der Nor- und der Maastricht-Stufen. Dabei verschwanden jedes Mal zwischen 2/3 und 3/4 aller marinen Arten. Am Ende des Perms trat allerdings eine Katastrophe von noch verheerenderem Ausmaß ein, in der über 90 % aller damals im Meer lebenden Arten aus bisher nicht bekannten Gründen umkamen.

Das berühmteste Sterben in der Geschichte der Erde war das Ende der Dinosaurier. Aus Neufunden in Nordamerika (Montana, Wyoming, Alberta) ist mittlerweile bekannt, daß sie nicht eines plötzlichen Todes starben, sondern langsam über mindestens 7 Millionen Jahre dahinsiechten (R. E. SLOAN et al., 1986; R. E. SLOAN, 1988). In dieser langen Zeit verarmte die Fauna und ihre Vielfalt nahm ständig ab, zuletzt in dramatischem Tempo: Von 30 Dinosaurier-Taxa starben innerhalb von 9 Millionen Jahren 60 % aus; von 93 Vertebratenarten, die noch 1 Million Jahre vor dem Ende der Kreidezeit lebten, verschwanden 25 % in den folgenden 2 Millionen Jahren. Betroffen wurden 12 Gattungen von Dinosauriern, 10 Säugetierarten und 2 Schildkröten. Während dieser Zeit verschwanden aber nicht nur viele Landbewohner, sondern es erschienen auch neue, die den frei gewordenen Lebensraum einnahmen (J. SMIT, 1985). Das waren in erster Linie Landsäugetiere.

Nach J. K. RIGBY & R. E. SLOAN (1985), R. E. SLOAN et al. (1986) und J. K. RIGBY et al. (1987) verschwanden die letzten Dinosaurier in Montana etwa 200.000 Jahren nach der Kreide/Tertiär-Grenze, in Südchina aber noch später, nämlich erst nach rund einer Million Jahre (R. E. SLOAN, 1987).

Die genaue Ursache für das Verschwinden der Dinosaurier wurde bisher noch nicht gefunden, wenngleich klimatische Gründe (S. M. STANLEY, 1984, 1987, 1988) oder andere drastisch veränderte Umweltbedingungen, wie insbesondere ein Rückzug des Oberkreidemeeres, häufig dafür genannt wurden (z. B. N. D. NEWELL, 1967; J. WIEDMANN, 1988). Ob die letzten Überlebenden an den Folgen des Impakts eines Asteroiden umkamen, wird wohl niemals endgültig geklärt werden. Tatsache ist, daß sie nach dem Impakt noch eine Weile weiter lebten, andererseits ihr Ende aber schon lange vorher „programmiert“ war.

Ein allmählicher Rückgang, sichtbar im Arten-schwund und erhöhten Aussterberaten wurde auch bei verschiedenen Muscheln, wie den Inoceramen (A. V. DHONDT, 1983; P. D. WARD & K. MACLEOD, 1988) und den riffbauenden Rudisten (E. G. KAUFFMAN, 1979, 1984), Bryozoen (W. ALVAREZ et al., 1984) und vor allem den Ammoniten beobachtet (P. D. WARD & J. WIEDMANN, 1983; P. D. WARD et al., 1986; J. WIEDMANN, 1986, 1988). In Zumaya in Spanien fanden sich die letzten, deutlich kleineren Ammoniten nach einem 8 Millionen Jahre dauernden Niedergang 12,5 m unter der Kreide/Tertiär-Grenze. J. WIEDMANN (1988) schloß

daraus, daß diese Gruppe bereits etwa 130.000 Jahre vor dem Ende der Kreidezeit und dem diese Zeit abschließenden „kosmischen Feuerzauber“, dokumentiert in der Iridium-Schicht, ausgestorben waren. Klassische Profile, in denen das Aussterbemuster verschiedener Organismengruppen im Detail untersucht wurde, sind neben Gubbio Zumaya, Caravaca und Agost in Spanien, Stevns Klint in Dänemark (vgl. T. BIRKELUND & R. G. BROMLEY, 1979), Brazos River in Texas (R. GANAPATHY et al., 1981) und El Kef in Tunesien (J. SMIT, 1982, G. KELLER, 1988). Bedeutung erlangten daneben in jüngerer Zeit Woodside Creek und Flaxbourne River in Neuseeland und zusätzliche dänische Vorkommen.

Im klaren Gegensatz zu den oben erwähnten Organismengruppen steht das plötzliche weltweite Erlöschen von bestimmten planktonischen Foraminiferen und Radiolarien (H. R. THIERSTEIN, 1982), vielen Brachiopoden (F. SURLYK & M. B. JOHANSON, 1984), den Angiospermen oder bedecktsamigen Pflanzen (J. A. WOLFE & G. R. UPCHURCH, 1986, 1987) und, mit einer kleinen zeitlichen Verzögerung von geschätzten 1000–10.000 Jahren (= 10–15 cm über der Kreide/Tertiär-Grenze) die Zäsur des kalkigen Nannoplanktons (H. R. THIERSTEIN, 1981; K. PERCH-NIELSEN et al., 1982; A. J. T. ROMEIN (1977), J. SMIT & A. J. T. ROMEIN, 1985). Für sie gilt, was trivial unter „Massensterben“ verstanden wird: Das Zooplankton wurde zum Zeitpunkt der Bildung der Iridium-reichen Grenzschicht drastisch reduziert, das Phytoplankton kurz danach.

G. KELLER (1988b) fand jedoch im Wechsel der planktonischen Foraminiferenfauna keinen so scharfen Schnitt: Nach ihr ändert sich die Zusammensetzung der Fauna in den beiden vollständigen Profilen von El Kef und Brazos River progressiv über ein Intervall von 25 cm (bzw. 1,6 m in Texas) unter der Grenze bis 7 cm darüber. Dieser Ansicht wurde aber von J. SMIT et al. (1988) widersprochen.

Im Endzeit-Szenario der Kreide/Tertiär-Grenze wurde das plötzliche Verschwinden des Meeresplanktons meistens als eine nicht bewältigte Anpassung an extrem veränderte Umweltbedingungen interpretiert. Diese Deutung gilt noch mehr für die Verhältnisse an Land, wo anspruchslose „opportunistische“ Farne für kurze Zeit den Platz der hochentwickelten Angiospermenflora besetzten (C. J. ORTH et al., 1981; R. H. TSCHUDY et al., 1984; J. SMIT & A. J. T. ROMEIN, 1985; D. J. NICHOLS et al., 1986).

Die biologische Produktivität in oberflächennahen Wasserschichten wird (neben dem Bariumgehalt) durch das Mengenverhältnis der beiden stabilen Kohlenstoffisotope ^{13}C und ^{12}C angezeigt. Als Maßstab dafür wird der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert verwendet. Er gibt die Abweichung des ^{13}C -Gehaltes einer Probe vom ^{13}C -Wert eines Standards (PDB) aus der marinen Kreide an, der per Definition null ist (vgl. W. T. HOLSER, 1984; M. SCHIDLowski, 1984; H. D. HOLLAND et al., 1986 u. a.)

Die Methode beruht auf der Tatsache, daß bei der Photosynthese und bei allen biologischen Prozessen das leichtere Isotop ^{12}C gegenüber dem schwereren und häufigeren ^{13}C angereichert ist. In der organischen Kohlenstoff-Fraktion der Sedimente ist also das leichtere Isotop ^{12}C stärker vorhanden als in Karbonatgesteinen. Dies ist vor allem dann der Fall, wenn eine erhöhte primäre Produktivität von Fauna und Flora stattfindet. Der Wert $\delta^{13}\text{C}$ wird infolgedessen positiv. Umgekehrt wird bei sinkender Produktivität, wie z. B. in der Folge eines Massensterbens in den Ozeanen, $\delta^{13}\text{C}$

entsprechend der Länge des Ereignisses zu einem Minuswert, angegeben in Promille. Das war zu Zeiten biologischer Krisen im Phanerozoikum mehrmals der Fall (vgl. W. T. HOLSER et al., 1986a; M. L. DELANEY, 1989). Drei Krisen, deren Ursachen allerdings noch nicht restlos geklärt sind, spiegeln sich in deutlichen Anomalien wieder:

- 1) Die Präkambrium/Kambrium-Grenze (K. J. HSÜ et al. 1985, M. MAGARITZ et al., 1986),
- 2) die Perm/Trias-Grenze (W. T. HOLSER et al., 1986b; W. T. HOLSER & M. MAGARITZ, 1985, 1987; W. T. HOLSER et al., 1989; M. GRUSZCZYNSKI et al., 1989) und
- 3) die Kreide/Tertiär-Grenze (H. R. THIERSTEIN, 1981; J. SMIT, 1982; K. J. HSÜ et al., 1982; K. PERCH-NIELSEN et al., 1982; N. J. SHACKLETON & M. A. HALL, 1984; J. C. ZACHOS & M. A. ARTHUR 1986; J. F. MOUNT et al., 1986; J. C. ZACHOS et al., 1989).

8. Das apokalyptische Szenario

Die Impakthypothese, mehrheitlich aufgrund der vielen Evidenzen befürwortet, wurde von Beginn an aus verschiedenen Gründen auch skeptisch bewertet oder gar abgelehnt (vgl. H. JAEGER, 1985; A. HOFFMANN, 1989). In den meisten Fällen wurde die globale Umweltkatastrophe am Ende der Kreide auf zahllose Vulkanerausbrüche zurückgeführt, die das Weltklima drastisch veränderten: D. M. MCLEAN (1982, 1983, 1985), C. B. OFFICER & C. L. DRAKE (1983, 1985, 1988), C. B. OFFICER et al. (1987), A. R. RICE (1985, 1988), W. J. MORGAN (1986, 1988) und A. HALLAM (1987, 1988).

Das Endzeit-Szenario, das die Anhänger der Impakthypothese für das Horrorgeschehen an der Kreide/Tertiär-Grenze mit Hilfe von Computermodellen entworfen haben, sprengt die kühnste Phantasie. Den meisten jüngeren Modellen liegt das von R. P. TURCO et al. (1983) und P. R. EHRlich et al. (1983, 1984) aus Vulkaneruptionen abgeleitete Nuklear-Szenario zugrunde. Zusammenfassende Darstellungen, auch die Dynamik des Impaktors betreffend, stammen neben den in L. T. SILVER & P. H. SCHULTZ (Hrsg., 1982) enthaltenen Aufsätzen von folgenden Quellen: L. W. ALVAREZ et al. (1980), C. EMILIANI et al. (1981), D. J. MCLAREN (1983), W. ALVAREZ et al. (1984), W. ALVAREZ (1986), L. W. ALVAREZ (1987) und P. HUT et al. (1987). Die umfassendste Analyse in Form einer Computersimulation und unter Berücksichtigung aller erfaßbaren Parameter aus der Atmosphäre, des Impaktors und der vom Impakt betroffenen Erdkruste führten D. L. RODDY et al. (1988) aus.

Die physikochemischen Veränderungen in der Atmosphäre, teilweise unter Verwendung dreidimensionaler atmosphärischer Zirkulationsmodelle behandeln neben den in L. T. SILVER & P. H. SCHULTZ (Hrsg., 1982) veröffentlichten Arbeiten in jüngerer Zeit W. S. WOLBACH et al. (1985, 1988), R. G. PRINN & B. FEGLEY (1987, 1988), J. D. O'KEEFE et al. (1988), S. L. THOMPSON & P. J. CRUTZEN (1988), C. COVEY et al. (1988), I. GILMOUR et al. (1988), A. M. VICKERY & H. J. MELOSH (1988), K. ZAHNLE et al. (1988), M. I. VENKATESAN & J. DAHL (1989) und J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS (1989).

Die chemischen Signaturen, Klimafolgen und die Effekte auf die Umwelt werden u. a. ausführlich diskutiert in M. KASTNER et al. (1984), J. SMIT & A. J. T. ROMEIN

(1985), O. EUGSTER et al. (1985), F. T. KYTE et al. (1985), K. W. FLESSA et al. (1986), J. BURGEIS et al. (1988), T. J. CROWLEY (1988), T. J. CROWLEY & G. R. NORTH (1988), T. J. WDOVIK et al. (1988), I. GILMOUR & E. ANDERS (1988, 1989), H. J. HANSEN et al. (1988), A. R. HILDEBRANDT & W. F. BOYNTON (1988b), J. D. MACDOUGALL & E. MARTIN (1988), B. SCHMITZ (1988), J. SMIT et al. (1988), T. J. WDOVIK et al. (1988) und J. C. ZACHOS et al. (1989).

Nach den meisten Berechnungen hatte der Asteroid einen Durchmesser von rund 10 km, eine Masse von knapp 1 Billion Tonnen und traf mit der kosmischen Geschwindigkeit von 20 km/Sekunde auf der Erde auf (C. EMILIANI et al. [1981] gehen von einem etwas größeren, 15 km Durchmesser aufweisenden Boliden aus, dessen Masse $2,5 \times 10^{15}$ kg betrug; nach J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS hatte hingegen ihr 10 km großer Asteroid nur eine Masse von 0,6 Billionen Tonnen). Auf Spekulationen, der Impaktor sei aus Eis, Cyan oder Ammoniak bestanden, wird hier nicht eingegangen.

Nach D. J. RODDY et al. (1988) setzte der Asteroid beim Aufprall eine kinetische Energie von $6,2 \times 10^7$ Megatonnen TNT frei (= $2,6 \times 10^{30}$ erg). Das entspricht, nach den Angaben bei R. P. TURCO et al. (1983), der mehr als 5000-fachen Explosionskraft des Nuklearbestandes aller Atomkräfte zu Beginn der 80-er Jahre in Höhe von rund 12.000 Megatonnen TNT oder – noch erschreckender – mehr als 5 Milliarden Hiroshima-Bomben!

Der Impakt des Asteroiden erzeugte auf der Erde einen rund 150 km Durchmesser-großen und zwischen 30 und 40 km tiefen Krater. Umstritten ist nach wie vor, ob der Impakt als „Astrobleme“ (R. S. DIETZ, 1961) auf dem Festland oder als „Hydrobleme“ (D. E. GAULT et al., 1979) im Ozean erfolgte. Für einen Impakt im Ozean spricht die größere Wahrscheinlichkeit (L. W. ALVAREZ et al., 1980), aber auch geochemische, mineralogische, isotopengeologische und sedimentologische Überlegungen und Beobachtungen (vgl. C. EMILIANI et al., 1981; J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS, 1982; H. J. MELOSH, 1982; W. B. MCKINNON, 1982; S. K. CROFT, 1982; H. F. SHAW & G. J. WASSERBURG, 1982; D. J. DEPAOLO et al. 1983; A. MONTANARI et al., 1983; J. SMIT & A. J. T. ROMEIN, 1985; F. T. KYTE & J. SMIT, 1986; A. R. HILDEBRANDT & W. V. BOYNTON, 1988a, J. SMIT et al., 1988; J. BURGEIS et al., 1988). Die Mineralogie und Zusammensetzung der Schockkomponenten scheint hingegen eher einem Einschlag am oder nahe dem nordamerikanischen Kontinent den Vorzug zu geben (vgl. B. F. BOHOR et al., 1984; B. F. BOHOR & G. A. IZETT, 1986; G. A. IZETT, 1987, 1988; B. F. BOHOR, 1988). Zu diesem Schluß kamen auch V. L. SHARPTON et al. (1988) aufgrund der Mineralogie und Geochemie der Mikrosphären und des Grenztons. Einen Kompromißvorschlag in Form eines beim Eintritt in die Atmosphäre zersprengten Asteroiden machten hingegen F. T. KYTE et al. (1985): Danach erzeugte ein Teil die auf einen kontinentalen Impakt hinweisenden Schockmerkmale, ein zweiter die für einen ozeanischen Einschlag charakteristischen Signaturen.

Erste Auswirkungen auf die Atmosphäre stellten sich beim hyperschnellen Eintritt des Impaktors in dichtere Luftschichten ein (C. EMILIANI et al., 1981; D. E. GAULT & C. P. SONETT, 1982; J. D. O'KEEFE; T. J. AHRENS, 1982; D. J. RODDY et al., 1988). Es entstand ein „Loch in der Atmosphäre“, Schockwellen breiteten sich mit rasender Geschwindigkeit von der Projektilspitze aus.

Durch die Wucht des Aufpralls wurde der Asteroid wie eine Bombe gezündet, er zerbarst und verdampfte fast vollständig.

Nach übereinstimmender Meinung von J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS (1982), J. D. O'KEEFE et al. (1988) und D. J. RODDY et al. (1988) war die Masse des ausgeworfenen Kratermaterials mindestens hundert Mal größer als der Impaktor. Es stieß in das vom Boliden verursachte Vakuum und drang – in der Form einem Atompilz ähnlich – in Höhen bis etwa 80 km. Nach Kalkulationen von R. A. HILDEBRANDT & W. V. BOYNTON (1988b) lagerten sich rund 1000 km^3 niedrigerenergetischen Auswurfs („Ejecta“) aus größerem Detritus in der Umgebung des Kraters ab, 1500 km^3 von feinerem Material aus der ozeanischen Kruste, dem oberen Mantel (etwa 70 %) und ein geringer Anteil von kontinentaler Kruste wurden aber in große Höhen gerissen und anschließend als sogenannte Feuerball-Schicht global verteilt. Vom gesamten Auswurf blieben insgesamt nur ein hunderttausendstel bis ein millionstel Teil für längere Zeit in der Atmosphäre. An der Gesamtmenge betrug der Anteil des Projektils rund 12 %, ein Wert, der zu hoch erscheint. Das kosmische Edelmetall Iridium und andere Spurenelemente sind wichtige Bestandteile in dieser Fraktion.

Nach D. J. RODDY et al. (1988) wurden bei einem ozeanischen Impakt rund 90.000 km^3 Material ausgeworfen. Etwa 70 % lagerten sich in nächster Nähe des Kraterandes ab. Der Rest, immerhin rund 10^{13} Tonnen, wurde bis 100 km hoch in die Atmosphäre gestoßen. Davon entfielen nur rund 10 % auf Krustenmaterial, 90 % hingegen war Wasserdampf. Zusätzliche Emissionen könnten von einem durch den Impakt induzierten Vulkanismus stammen.

In den ersten Minuten nach dem Impakt herrschte ein unbeschreibliches Inferno: Schockwellen erzeugten rasende Stürme im Umkreis von über 1000 km, Gesteinstrümmel und feurige flüssige Schmelze flogen als Geschosse in allen Größen durch die glutheiße Luft, Flutwellen (Tsunamis) pflanzten sich als viele 100 m hohe gesteinsbeladene Wasserberge in den Ozeanen fort und rissen alles Lockermaterial mit sich, um es über weite Strecken auf den Kontinenten beim „backwash“ abzulagern, Feuersbrünste begannen zu wüten und stießen riesige Mengen von Ruß und Rauch in die Atmosphäre. Nach einiger Zeit koagulierte der Ruß mit den Aerosolen und Staubpartikelchen und fiel langsam wieder zur Erde (O. B. TOON et al., 1982). I. GILMOUR et al. (1988) rechneten auf Grund der in der Grenztonschicht zusammen mit Iridium festgestellten Menge von polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAH) mit einem Gesamtausstoß von rund 70 Milliarden Tonnen Ruß (vgl. W. S. WOLBACH et al., 1985, 1988; I. GILMOUR & F. GUENTHER, 1988; M. I. VENKATESAN & J. DAHL, 1989).

Mit Computerhilfe wurden die Auswirkungen auf die Atmosphäre und die Biosphäre durchgerechnet: In Abhängigkeit von der Staub-, vor allem aber der Rußmenge (vgl. J. NELSON, 1989) in der Atmosphäre dauerte die globale Finsternis und Kälte bis zu einem halben Jahr (W. S. WOLBACH et al., 1988; J. D. O'KEEFE et al., 1988; S. L. THOMPSON & P. J. CRUTZEN, 1988), die Photosynthese stoppte für mindestens 4 Monate.

Umstritten und abhängig von den zur Verfügung stehenden Mengen von Stickoxiden ist der Niederschlag von saurem Regen in Form von salpetriger Säure und Salpetersäure (R. G. PRINN & B. FEGLEY, 1988; K. ZAHN-

LE et al., 1988) und den davon ausgehenden Schäden durch Vergiftung des Bodens mit Schwermetallen (T. J. WDOIWAK et al., 1988), Ersticken, stärkerer Verwitterung (J. D. MACDOUGALL, 1988), Kalklösung und Freisetzen von großen Mengen Kohlendioxid, dem „Treibhaus-Gas“. J. D. O'KEEFE & T. J. AHRENS (1989) meinen, daß dieser Effekt zu einer globalen Erwärmung von rund 10 Grad führte. Der Temperatursturz der ersten Tage nach dem Impakt, der Werte um den Gefrierpunkt erreichte (S. L. THOMPSON & P. J. CRUTZEN, 1988), verkehrte sich ins Gegenteil, da nun der Treibhaus-Effekt zu wirken begann (M. R. RAMPINO & T. VOLK, 1988; T. J. CROWLEY & G. R. NORTH, 1988). Nach etwa 60 Tagen griffen schließlich Stickoxide die Ozonschicht an und zerstörten sie für die Dauer von 1–10 Jahre (S. L. THOMPSON & P. J. CRUTZEN, 1988).

Die Folgen waren für das Leben am Land und in den oberen produktiven Wasserschichten der Ozeane tödlich: Die Produktivität sank rapide oder stoppte völlig, auf dem Festland konnte aus Sauerstoffmangel, Kälte und Finsternis, Rauch und fehlender Nahrung kein Organismus überleben, drastische Populationsabnahmen und Massensterben traten ein (K. J. HSÜ et al., 1982 u. a.). Dieser Zustand soll zwischen 100 und 500.000 Jahre lang angehalten haben (vgl. K. W. FLESSA et al., 1986; J. C. ZACHOS et al., 1988). Danach stellten sich allmählich wieder normale Bedingungen ein, die mit der raschen Radiation der Säugetiere begann.

9. Trauma der Menschheit

Seit frühesten Zeiten hat sich der Mensch vor Naturkatastrophen gefürchtet. Es ist ihm zwar bewußt, daß sie unausweichlich sind, doch wahrhaben will er die damit verbundenen Risiken nicht. Ein Zusammenstoß mit einer Riesenkugel aus dem Weltall ist für die meisten Menschen denn auch völlig unvorstellbar. Diese Theorie muß Vorurteile wecken, die wir gegen plötzliche und zu starke Veränderungen haben; sie erzeugt ein Streßdiagramm, das alle normalen Ereignisse um ein Vielfaches übersteigt (J. WEINER, 1987). Da hilft auch keine nüchterne wissenschaftliche Beschreibung des Phänomens, wenn das Ergebnis kein Naturereignis, sondern eine „Katastrophe“ ist.

Das Geschehen am Ende der Kreide war jedoch eine „furchtbare“ Katastrophe, wenn ihr Zerstörungspotential betrachtet wird, das rund 12.000 Megatonnen TNT oder unfaßbare 5 Milliarden A-Bomben vom Hiroshima-Typ betrug.

Katastrophen dieser Größenordnung müssen auf der Erde mindestens alle 100 Millionen Jahre stattgefunden haben, kleinere Objekte trafen sie viel öfter. Beweise dazu lieferte die Erde selbst, vor allem aber der Mond und die vielen Sonden, die zu den Nachbarplaneten geschickt wurden.

Wie C. R. CHAPMAN & D. MORRISON (1988) ausführen, kann tatsächlich eine Gefahr für die Zivilisation durch bisher nicht entdeckte Asteroiden oder Kometen bestehen, deren Bahnen sich mit der Erde kreuzen. Im Jahr 1981 ergab ein Workshop, daß die Menschheit jedes Jahr mit einer Wahrscheinlichkeit von 1 : 100.000 mit Gefahren aus dem Weltraum bedroht ist. Zum Glück beinhaltet dieser Wert eine große Unsicherheit, denn die Chancen schwanken zwischen 1 : 3000/Jahr und 1 : 10 Millionen/Jahr.

Das Risiko wird an Beispielen deutlich: Die Gefahr eines Impakts ist 10 Mal größer, als für einen Atomkraftwerksunfall wie Cernobyl angenommen wurde; sogar 20 Mal größer, als die Chance in einem Tornado umzukommen; jedoch 25 Mal kleiner, als an einem Autounfall zu sterben.

Warum beschäftigt sich die Öffentlichkeit nicht mit solchen Gefahren, wenn klar ist, welche verheerende Folgen ein Impakt hat? Ist es auf ein Fehlen von seriösen Berichten über diese Katastrophen zurückzuführen, will man die Öffentlichkeit nicht beunruhigen oder werden die Ergebnisse nicht von allen Wissenschaftlern geteilt und daher verzerrt und abwertend wiedergegeben? Es mag aber auch sein, daß „Lotteriehancen“ eines Impakts dem Normalbürger einfach zu gering erscheinen und zeitlich zu entfernt liegen, um im Augenblick ernsthaft darüber in Sorge zu sein (C. STARR & C. WHIPPLE, 1980). Oder wirkt ein „Gaia-Denken“ in jedem von uns?

10. Die Frage der Periodizität

Im Jahre 1977 behaupteten A. G. FISCHER & M. A. ARTHUR, daß Krisen in der Biosphäre in regelmäßigen Intervallen von etwa 32 Millionen Jahren auftreten (vgl. auch K. S. THOMSON, 1976). Ein annähernd gleiches zeitliches Muster fanden später M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS (1984) und J. A. KITCHELL & D. PENA (1984), letztere allerdings mit einem pseudoperiodischen Verhalten.

D. M. RAUP und J. J. SEPKOSKI bestätigten die Periodizität durch statistische Methoden. Nach ihrer Ansicht traten Krisen vom Perm bis in die Gegenwart aber in etwas kürzeren Abständen von 26 Millionen Jahren auf, dann allerdings mit hoher statistischer Signifikanz. Ihre Schlußfolgerung basierte anfangs auf der Basis von Familien, später aber auf Gattungsebene (D. M. RAUP & J. J. SEPKOSKI, 1984, 1986, 1988; D. M. RAUP, 1986; D. M. RAUP & G. E. BOYAJIAN, 1988; J. J. SEPKOSKI, 1986, 1989).

Während M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS (1984) diese Signale mit extraterrestrischen stochastischen Ursachen in Verbindung brachten, wiesen D. M. RAUP (1986) und J. J. SEPKOSKI (1986, 1989) wiederholt auf ein womöglich zufälliges Zusammentreffen von zwei extraterrestrischen Ereignissen mit zwei erhöhten Aussterbephasen hin, nämlich am Ende der Kreide und am Ende des Eozäns. Die Periodizität mag in Wirklichkeit andere, derzeit nicht bekannte Ursachen haben. A. G. FISCHER & M. A. ARTHUR (1977) und C. B. OFFICER & D. L. DRAKE (1985) erklärten die Krisen demgegenüber mit episodisch ablaufenden endogenen oder solaren Prozessen.

Eine dritte Gruppe leugnet das periodische Muster überhaupt. Ihre Begründung dafür ist die ungenügende empirische Datenbasis und die statistische Behandlung des Materials (A. HOFFMAN & J. GHIOLD, 1985; A. HOFFMANN, 1985, 1989; C. PATTERSON & A. B. SMITH, 1987; J. F. QUINN, 1987). Sie argumentieren, daß die Periodizität ein Zufallseffekt sei (S. TREMAINE, 1986; S. M. STIGLER & M. J. WAGNER, 1988).

Einige Einwände scheinen jedoch zu Recht zu bestehen und sind D. M. RAUP und J. J. SEPKOSKI wohl bewußt (vgl. D. M. RAUP & J. J. SEPKOSKI, 1984, 1988; J. J. SEPKOSKI, 1989). Sie betreffen auf der einen Seite

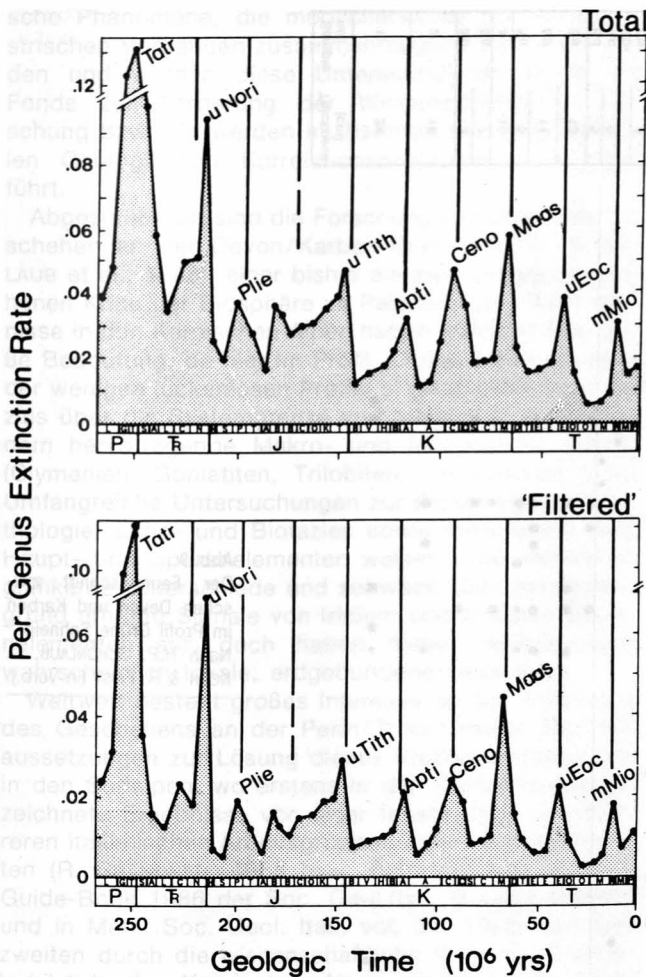


Abb. 7.
Rate im Erlöschen von Gattungen pro Million Jahre für den Zeitraum Mittelperm bis in die Gegenwart.
Vertikale Linien geben die 26 Millionen Jahre-Periodizität an. Die „totale“ Darstellung basiert auf 17.500 Gattungen, die untere „gefilterte“ auf 11.000 Gattungen. Sie enthält keine Einzelvorkommen.
Aus J.J. SEPKOSKI (1989, Fig. 2).

die absolute Zeitskala (vgl. R. B. STOTHERS, 1989), die im Allgemeinen auf der Annahme von Stufen gleicher Zeitdauer und/oder von Biozonen gleicher Länge beruht, auf der anderen Seite das behandelte Fossilmaterial. Weil genauere Datierungen oft fehlen, wird der Zeitpunkt des Aussterbens verschiedener Taxa stets mit dem Ende des jeweiligen Zeitabschnitts festgesetzt. Dieses Verfahren wurde allerdings auf Gattungsebene wesentlich verfeinert (J. J. SEPKOSKI, 1989). Danach fallen von rund 13.000 Gattungen 68 % auf Aussterbeintervalle von 5,5 Millionen Jahren, 7 % auf die Zeitdauer einer Stufe, 21 % auf eine Serie und nur 4 % auf ein System.

Den genannten Umständen Rechnung tragend, erkannten U. BAYER & G. R. MCGHEE (1986) und U. BAYER (1988) drei Gruppen von Signalen, deren mittleres bei 32 Millionen Jahren ein deutliches Maximum besitzt. Schwächere Signale sind 13 bzw. 105 Millionen Jahre-Perioden. Der verdoppelte 13 Millionen-Jahre-Zyklus könnte der ursprünglich von D. M. RAUP & J. J. SEPKOSKI für das Meso- und Känozoikum gefundenen 27 Millionen-Jahre-Periodizität entsprechen.

Eine ähnliche Periodizität, wie sie erhöhte Aussterberaten zeigen, haben anscheinend terrestrische Impaktkrater (vgl. Kap. 4., 2. Absatz) und periodische, um 32

Millionen Jahre wiederkehrende Basaltergüsse (M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1988), vielleicht aber auch weltweite Meeresspiegelschwankungen, tektonische Episoden oder Umpolungen des Erdmagnetfeldes (M. D. RAUP, 1985; P. C. PAL & K. M. CREER, 1986; R. B. STOTHERS, 1986; M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1988; C. A. BURNS, 1989). Eine denkbare Erklärung dafür sind periodische Kern-Mantel-Prozesse (D. E. LOPER & K. MCCARTNEY, 1986; D. E. LOPER & G. BUZYNA, 1988; V. COURTILLOT & J. BESSE, 1987) andere – ebenso spekulative – sind ein durch den Impakt eines extraterrestrischen Objekts ausgelöster Impakt-Vulkanismus (M. R. RAMPINO & R. B. STOTHERS, 1988; J. J. SEPKOSKI, 1989) oder dadurch hervorgerufene Polumkehrungen (C. A. BURNS, 1989). Für die Annahme, irgendwelche astronomische Ursachen („Nemesis-Affäre“, Planet X) könnten ein ähnliches zyklisches Verhalten aufweisen, fehlt derzeit jegliche Grundlage (M. E. BAILEY et al., 1987; E. M. SHOEMAKER & R. F. WOLFE, 1986; S. D. TREMAINE, 1986; P. R. WEISSMAN, 1988).

11. Der Beitrag aus Österreich

Mehrere Gruppen aus Österreich beteiligen sich – meist in internationaler Teamarbeit – an der Analyse globaler, kurzzeitig wirkender geologischer Ereignisse („events“), gehen den Ursachen von Faunenschnitten an Zeitgrenzen nach oder untersuchen andere geologi-

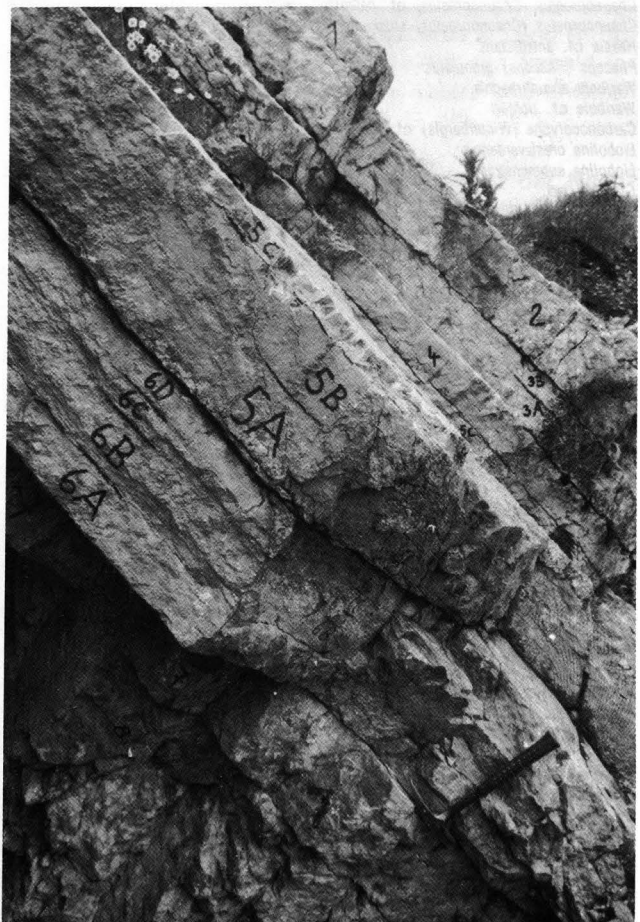


Abb. 8.
Die Grenze Devon/Karbon im Profil Grüne Schneid in den Karnischen Alpen. Die Bank 6c enthält Faunen des jüngsten Devons, mit Bank 6d erscheinen unterkarbonische Faunen.

Sample no.	Thickness (cm)
1	24
2	18
3D	3
3A	7
4	10
5c	5
5b	11
5a	13
6D	5
6C	5
6B+	4
6B-	4
6A	10
7	18
8	91
9	23
10	34
11	14
12	

Ammonoidea > 250

Gonioclymenia (Finiclymenia) wocklumensis
Wocklumeria sphaeroides
Parawocklumeria paradoxa
Kosmoclymenia (Linguaclymenia) similis
Cymaclymenia striata
Mimimitoceras sp.
Balvia sp.
Imitoceras exile
Imitoceras sp.
Acutimitoceras carinatum
Acutimitoceras kleinerae
Acutimitoceras prorsum
Acutimitoceras intermedium
Acutimitoceras acutum
Acutimitoceras subbilobatum
Acutimitoceras convexum
Acutimitoceras sphaeroidale
Gattendorfia subinvoluta
Gattendorfia reticulum
Eocanites supradevonicus

Trilobita > 100

Helioproetus cf. *ebersdorfensis* ●
Helioproetus carinthiacus
Helioproetus subcarinthiacus
Typhloproetus (Silesiops) korni
Typhloproetus (Silesiops) sp.
Chaunoproetus (Chaunoproetus) cf. palensis
Chaunoproetus (Chaunoproetus) stockumensis
Haasia cf. *antedistans*
Phacops (Phacops) granulatus
Waribole abruptirhachis
Waribole cf. *richteri*
Carbonocoryphe (Winterbergia) cf. lunirepa
Liobolina crestaverdensis
Liobolina submonstrans
Globusia sp.
Archegonus (Phillibole) hercules
Archegonus (Phillibole) drewerensis
Archegonus (Phillibole) aff. drewerensis
Archegonus (Phillibole) blax
Archegonus (Phillibole) cf. ogivalis
Archegonus (Phillibole) sp. A

Conodonta > 3000

Bispathodus a. aculeatus
Bispathodus c. costatus
Bispathodus stabilis
Bispathodus ziegleri
Branmehla suprema
Palmatolepis gr. expansa
Palmatolepis gr. gracilis
Palmatolepis gr. sigmoidalis
Polygnathus inornatus
Pseudopolygnathus m. trigonicus
Protognathodus meischneri
Protognathodus collinsoni
Protognathodus kockeli
Protognathodus kuehni
Protognathodus praedelicatus
Siphonodella praesulcata
Siphonodella sulcata
Siphonodella duplicata MT₁
Polygnathus c. communis
Polygnathus c. bilurcatus
Polygnathus c. carina
Polygnathus p. subplanus
Polygnathus p. purus
Pseudopolygnathus cf. multistriatus
Pseudopolygnathus dentilineatus
Pseudopolygnathus primus
Pseudopolygnathus triangulus ssp.
Elictoagnathus laceratus
Ozarkodina sp.
Oulodus sp.

Abb. 9.
 Der Faunenschnitt zwischen Devon und Karbon im Profil Grüne Schneid.
 Nach H.P. SCHÖNLAUB, D. KORN & R. FEIST (in Vorb.).

sche Phänomene, die möglicherweise mit extraterrestrischen Vorgängen zusammenhängen. Gefördert wurden und werden diese Untersuchungen durch den Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung bzw. sie werden im Rahmen des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes durchgeführt.

Abgeschlossen sind die Forschungsarbeiten zum Geschehen an der Devon/Karbon-Grenze (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1988), einer bisher als zweitrangig angesehenen Krise der Biosphäre im Paläozoikum. Die Ergebnisse in den Karnischen Alpen haben weltweit eine große Bedeutung, da hier im Profil „Grüne Schneid“ eines der wenigen lückenlosen Profile in gleichbleibender Fazies über die Systemgrenze vorhanden ist, das außerdem hervorragende Makro- und Mikrofaunen enthält (Clymenien, Goniatiten, Trilobiten, Conodonten u. a.). Umfangreiche Untersuchungen zur Biostratigraphie, Lithologie, Litho- und Biofazies sowie Geochemie nach Haupt- und Spurenelementen weisen zwar vertikal signifikante Unterschiede und schwach über den Hintergrund erhöhte Signale von Iridium und anderen Spurenelementen auf, doch haben diese Veränderungen wahrscheinlich lokale, erdgebundene Ursachen.

Weltweit besteht großes Interesse an der Aufklärung des Geschehens an der Perm/Trias-Grenze. Die Voraussetzungen zur Lösung dieses Problems bieten sich in den Südalpen, wo erstens in den Dolomiten ausgezeichnete Ergebnisse von einer Innsbrucker und mehreren italienischen Arbeitsgruppen erzielt werden konnten (R. BRANDNER, 1988 bzw. Autorenschaft im Field Guide-Book 1986 der Soc. Geol. Ital., Brescia-Meeting und in Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 34, 1988) und zum zweiten durch die wissenschaftliche Bohrung Gartnerkofel-1 in den Karnischen Alpen grundlegende Daten gewonnen wurden (W. T. HOLSER & H. P. SCHÖNLAUB, 1988; W. T. HOLSER et al., 1989). In beiden Gebieten wurden zwar Iridium-Anomalien und Anomalien der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope sowie erhöhte Gehalte siderophiler Elemente festgestellt, doch fehlen Hinweise auf ein extraterrestrisches Ereignis. Dazu kommt, daß alle geochemischen Signaturen mindestens eine Größenordnung kleiner sind als an der Kreide/Tertiär-Grenze.



Abb. 10.
Gartnerkofel, Kammleiten und Reppwand am Naßfeld in den Karnischen Alpen.
Im oberen Teil der Reppwand liegt die Perm/Trias-Grenze, die durch die Bohrung am Gipfel der Kammleiten ungestört in einer Tiefe von 225 m erfaßt wurde.

Dem Ereignis an der Trias/Jura-Grenze wurde erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet, nachdem D. D. BADJUKOV et al. (1987) im Kendlbachgraben in den Salzburger Kalkalpen im Grenzmergel Schockquarze fand. Schwach über dem Hintergrund erhöhte Iridiumgehalte (D. D. BADJUKOV et al., 1988; C. J. ORTH et al., 1989) werden unterschiedlich interpretiert, sind aber vermutlich terrestrisch bezogen, da sie mit Aluminium korrelieren. Zu beachten ist ein deutlicher Fazieswechsel an der Grenze, der kurzzeitig zu Stagnation, anoxischen Bedingungen und erhöhter klastischer Zufuhr führte (R. GOLEBIOWSKI & R. E. BRAUNSTEIN, 1988).

Die unter Leitung von A. PREISINGER und H. STRADNER bzw. R. LAHODYNSKY an der Kreide/Tertiär-Grenze in Gosauvorkommen durchgeführten Analysen bestätigen vollinhaltlich die weltweit an dieser Zeitmarke erzielten Ergebnisse und sind ein wertvoller Beleg für ihre Richtigkeit (H. STRADNER et al., 1985, 1987; A. PREISINGER & H. STRADNER, 1986; A. PREISINGER et al., 1986). Dieser Auffassung schloß sich allerdings R. LAHODYNSKY (1987, 1988b) nicht an: Er führt die Anomalien an der Kreide/Tertiär-Grenze auf vulkanische Ereignisse zurück.

Die lange Zeit geführte Debatte über die Entstehung der „Bimssteine“ und der Struktur von Köfels im Ötztal scheint nun zugunsten des Impakts eines relativ kleinen extraterrestrischen Objekts entschieden zu sein. Bereits F. E. SUESS nahm 1936 einen Impakt als Ursache an, A. GRATZ & G. KURAT (1988, cum lit.) und R. SURENIAN (1988) bestätigten die Berichte von Impakt-induzierten Schockdeformationen in Quarz und anderen Gesteinstrümmern.

Als wichtiger österreichischer Beitrag ist der Nachweis erhöhter Iridiumgehalte im antarktischen Eis durch C. KOEBERL (1988, 1989) zu werten. Die Mengen entsprechen in der Größenordnung jenen an der Kreide/Tertiär-Grenze. Sollte sich der vermutete Zusammenhang mit Vulkanen Australiens beweisen lassen, wäre Iridium wohl nicht mehr der „Geomarker“ für ein kosmisches Ereignis, wie bisher angenommen wurde.

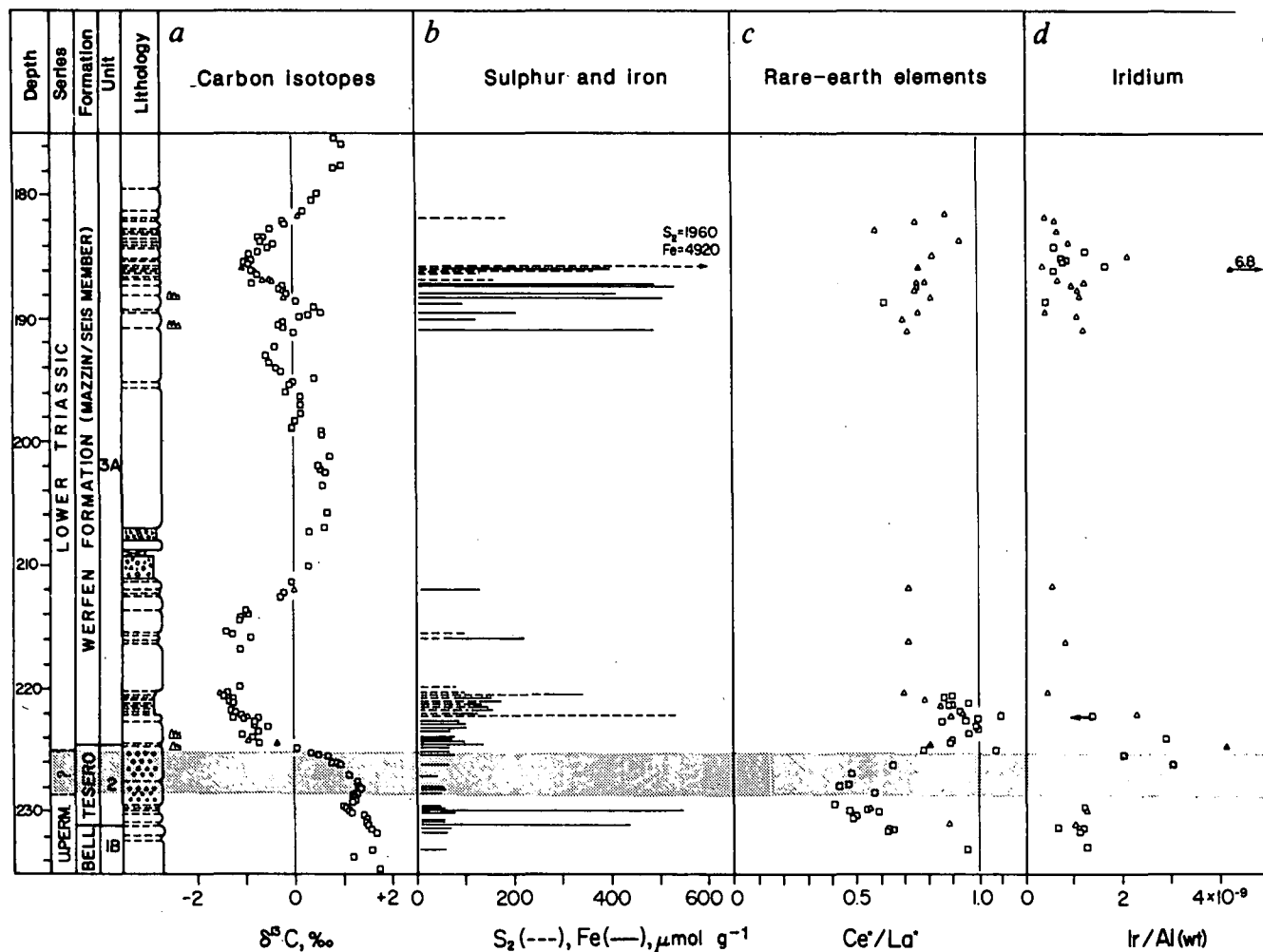


Abb. 11. Der Grenzbereich Perm/Trias in der Bohrung Gartnerkofel-1 in den Karnischen Alpen mit Details zur Stratigraphie und Geochemie. Aus W.T. HOLSER et al. (1989, Fig. 3).

12. Schlußfolgerungen

Nach 10 Jahren weltweiten intensiven Forschens über die Ursache der Krise in der Biosphäre vor 66,5 Millionen Jahren liegt heute ein umfangreiches und überzeugendes Beweismaterial vor, das der Impakthypothese vor allen anderen Spekulationen den Vorrang einräumt. Wie kaum eine andere erdwissenschaftliche Theorie vor ihr, ist sie in wenigen Jahren durch eine Fülle von Beobachtungen und Fakten untermauert worden, die alle auf eine gemeinsame Wurzel zurückgeführt werden können. Dennoch darf nicht übersehen werden, daß noch immer einige Probleme bestehen und auf eine Erklärung warten. So etwa wurde bisher vergeblich der Einschlagskrater gesucht oder es wird kritisiert, daß das geschilderte Szenario zu drastisch sei, um dem selektiv wirkenden Aussterbemuster verschiedener Tiergruppen gerecht zu werden. Es wurden aber auch in einigen Gesteinsschichten mehrere, knapp übereinanderliegende, iridiumreiche und Mikrosphären führende Lagen gefunden, die derzeit nicht sehr überzeugend in das angestrebte Bild eines einzigen, einzeitigen Impakts zu passen scheinen.

Vor allem aber: Es hat zur Zeit den Anschein, als ob der Aufprall eines so großen Asteroiden auf der Erde vor 66,5 Millionen Jahren etwas „Einmaliges“ gewesen sei. Denn es fehlen – trotz intensiven Suchens – vergleichbare geochemische Signaturen oder andere Spu-

ren des Kosmos in solchen Schichten und zu solchen Zeiten, als auf der Erde weitere Krisen stattfanden und erwiesen sind. Diesem Einwand wird jedoch entgegengehalten, daß z. B. Kometen bei ihrer Ankunft auf der Erde keine oder nur sehr geringe Spuren in Form erhöhter Edelmetallwerte hinterlassen. Ob diese Vermutung für Massensterben im Erdaltertum gilt, wird derzeit weltweit geprüft. Schon jetzt ist aber klar, daß es zumindest für das Ereignis am Ende der Kreidezeit keinen anderen Mechanismus als einen Impakt gibt, der alle beobachteten Phänomene in einen kausalen Zusammenhang bringt und damit logisch erklärt. Vielleicht schlägt diese Theorie sogar eine Brücke zu ihren schärfsten Kritikern: Vulkanismus wird in dem oben geschilderten Szenario insofern eine bescheidene Rolle eingeräumt, als es für möglich gehalten wird, daß durch den Impakt eines größeren extraterrestrischen Objekts Vulkanismus zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Gebieten induziert wurde.

Literatur

- ALVAREZ, L. W. (1987): Mass extinctions caused by large bolide impacts. – U. S. Dept. of Energy (LBL-22786), 1–53, Washington.
- ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. – Science, **208**, 1095–1108, Washington.

- ALVAREZ, W. (1986): Towards a theory of impact crises. – *Eos Trans. AGU*, **67**, 649–658, Washington.
- ALVAREZ, W. & MULLER, R. A. (1984): Evidence from crater ages for periodic impacts on the Earth. – *Nature*, **308**, 718–720, London.
- ALVAREZ, W., ALVAREZ, L. W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1979a): Experimental evidence in support of an extra-terrestrial trigger for the Cretaceous–Tertiary extinctions (abstract). – *Eos Trans. AGU*, **60**, 734, Washington.
- ALVAREZ, W., ALVAREZ, L. W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1979b): Anomalous iridium levels at the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: negative tests for a supernova origin. – In: T. BIRKELUND (Hrsg.): *Cretaceous–Tertiary Boundary Events Symposium*, 69, vol. 2 University of Copenhagen, Copenhagen.
- ALVAREZ, W., KAUFFMAN, E. G., SURLYK, F., ALVAREZ, L. W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1984): Impact theory of mass extinctions and the invertebrate fossil record. – *Science*, **223**, 1135–1141, Washington.
- ANDERS, E. & EBIHARA, M. (1982): Solar systems abundances of the elements. – *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **46**, 2363–2380, London.
- ASARO, F., ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W. & MICHEL, H. V. (1982): Geochemical anomalies near the Eocene/Oligocene and Permian/Triassic boundaries. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 517–528, Boulder.
- ASARO, F. A., ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W. & MICHEL, H. V. (1987): „Rare Events in Geology“, Abstract, 65–66, Beijing, March 3–5, Beijing.
- ASARO, F., MICHEL, H. V., ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W. & MONTANARI, A. (1988a): *Eos Trans. AGU*, **69**, No. 16, 301–302, Washington.
- ASARO, F., ALVAREZ, W., MICHEL, H. V., ALVAREZ, L. W., ANDERS, M. H., MONTANARI, A. & KENNETT, J. P. (1988): Possible world-wide Middle Miocene iridium anomaly and its relationship to periodicity of impacts and extinctions. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 6–7, Houston.
- BADJUKOV, D. D., LOBITZER, H. & NAZAROV, M. A. (1987): Quartz grains with planar features in the Triassic–Jurassic boundary sediments from Northern Limestone Alps, Austria. – *Lunar Planet. Sci.*, **18**, 38–39, Houston.
- BADJUKOV, D. D., BARSUKOVA, L. D., KOLESOV, G. M., NIZHEGORODOVA, I. A., NAZAROV, M. A. & LOBITZER, H. (1988): Element concentrations at the Triassic–Jurassic boundary in the Kendlbachgraben Section (Austria). – In: Abstracts IGCP Project 199, 1–2, Ber. Geol. B.-A., **15**, Wien.
- BAEDECKER, P. A. & EHMANN, W. D. (1965): The distribution of some noble metals in meteorites and natural materials. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 329–342, New York.
- BAILEY, M. E., WILKINSON, D. A. & WOLFENDALE A. W. (1987): Can episodic comet showers explain the 30-Myr cyclicity in the terrestrial record? – *Mon. Not. R. astr. Soc.*, **227**, 863–885, London.
- BARKER, J. L. & ANDERS, E. (1968): Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 627–645, New York.
- BAYER, U. (1988): The modulated biostratigraphic timescale: another approach to periodic extinctions. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1988**, 709–717, Stuttgart.
- BAYER, U. & MCGHEE, G. R. (1986): Cyclic patterns in the Paleozoic and Mesozoic: Implications for time scale calibrations. – *Paleoceanography*, **1**, No. 4, 383–402.
- BERGGREN, W. A. & COVERING, VAN J. A. (Hrsg.) (1984): *Catastrophes and Earth History*. – Princeton (University Press).
- BIRKELUND, T. & BROMLEY, R. G. (Hrsg.) (1979): *Cretaceous–Tertiary Boundary Events*. vol. 1: The Maastrichtian and Danian of Denmark. – 210 S., University of Copenhagen, Copenhagen.
- BOHOR, B. F. (1988): Shocked quartz and more: Impact signatures in K–T boundary clays and claystones. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 17–18, Houston.
- BOHOR, B. F. & IZETT, G. A. (1986): Worldwide size distribution of shocked quartz at the K/T boundary: Evidence for a North American impact site. – *Lun. Planet. Sci.*, **17**, 68–69, Houston.
- BOHOR, B. F., FOORD, E. E., MODRESKI, P. J. & TRIPLEHORN, D. M. (1984): Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous–Tertiary boundary. – *Science*, **224**, 867–968, Washington.
- BOHOR, B. F., TRIPLEHORN, D. M., NICHOLS, D. J. & MILLARD, H. T. (1987): Dinosaurs, spherules, and the „magic“ layer: A new K–T boundary clay site in Wyoming. – *Geology*, **15**, 896–899, Boulder.
- BRANDNER, R. (1988): The Permian-Triassic boundary in the Dolomites (Southern Alps, Italy), San Antonio section. – In: *Excursion Guide IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“*, 49–56, Ber. Geol. B.-A., **15**, Wien.
- BUCKLAND, W. (1823): *Reliquiae Diluvianae*. – London (Murray).
- BUNCH, T. E. (1968): Some characteristics of selected minerals from craters. – In: SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock metamorphism of natural materials*, 413–432, Baltimore (Mono Book).
- BURGEON, J., HANSEN, T. A., WIBERG, P. L. & KAUFFMAN, E. (1988): A tsunami deposit at the Cretaceous–Tertiary boundary in Texas. – *Science*, **241**, 567–570, Washington.
- BURNS, S. A. (1989): Timing between a large impact and a geomagnetic reversal and the depth of NRM acquisition in deep-sea sediments. – In: F. J. LOWES et al. (Eds.): *Geomagnetism and Paleomagnetism*, 253–261, Kluwer Academic Publishers.
- CHAPMAN, C., R. & MORRISON, D. (1988): Risk to civilisation: A planetary science perspective. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 26–27, Houston.
- CISOWSKI, S. M. (1988): Magnetic properties of K/T and E/O microspherules: Origin by combustion? – *Earth and Planet. Science Lett.*, **88**, 193–208, Amsterdam.
- COURTILLOT, V. & BESSE, J. (1987): Magnetic field reversals, polar wander, and core mantle coupling. – *Science*, **237**, 1140–1144, Washington.
- COURTILLOT, V., BESSE, J., VANDAMME, D., MONTIGNY, R., JAEGER, J. J. & CAPPETTA, J. (1986): Deccan flood basalts at the Cretaceous–Tertiary boundary. – *Earth Plan. Sci. Lett.*, **80**, 361–374, Amsterdam.
- COURTILLOT, V., VANDAMME, D., BESSE, J. & JAEGER, J. J. (1988): Deccan volcanism at the Cretaceous–Tertiary Boundary. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 31–32, Houston.
- COVEY, C., GHAN, S. J. & WEISSMAN, P. R. (1988): Global environmental effects of impact-generated aerosols: Results from a general circulation model. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 33, Houston.
- CROCKET, J. H. & KUO, H. Y. (1979): Sources for gold, palladium and iridium in deep-sea sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 831–842, New York.
- CROCKET, J. H., OFFICER, C. B., WEZEL, W. C. & JOHNSON, G. D. (1988): Distribution of noble metals across the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy. – *Geology*, **16**, 77–80, Boulder.
- CROFT, S. K. (1982): A first-order estimate of shock heating and vaporization in oceanic impacts. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.* **190**, 143–152, Boulder.
- CRONIN, J. R. (1989): Amino acids and bolide impacts. – *Nature*, **339**, 423–424, London.
- CROWLEY, T. J. (1988): Abrupt climate change and extinction events. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 36–37, Houston.
- CROWLEY, T. J. & NORTH, G. R. (1988): Abrupt climate change and extinction events in Earth history. – *Science*, **240**, 996–1002, Washington.
- CUVIER, G. (1825): *Discours sur les Révolutions de la surface du globe et sur les changements qu'elles ont produites dans le Règne Animal*. – Paris (Dufour et d'Ocagne).
- DAVIS, M., HUT, P. & MULLER, R. A. (1984): Extinction of species by periodic comet showers. – *Nature*, **308**, 715–717, London.

- DELANEY, M. L. (1989): Extinctions and carbon cycling. – *Nature*, **337**, 18–19, London.
- DELSEMMÉ, A. H. (1982) in: L. L. WILKENING (Hrsg.): *Comets*. – 85–130, Tucson (Arizona Press).
- DEPAOLO, D. J., KYTE, F. T., MARSHALL, B. D., O'NEIL, J. R. & SMIT, J. (1983): Rb–Sr, Sm–Nd, K–Ca, O and H isotopic study of Cretaceous–Tertiary boundary sediments, Caravaca, Spain: Evidence for an oceanic impact site. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **64**, 356–373, Amsterdam.
- DESILVA, S. L. & SHARPTON, V. L. (1988): Explosive volcanism, shock metamorphism and the K–T Boundary. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 38–39, Houston.
- DHONDÉ, A. V. (1983): Campanian and Maastrichtian inoceramids: A review. – *Zitteliana*, **10**, 689–701.
- DIETZ, R. S. (1961): *Astroblemes*. – *Scientific American*, 50–58, Washington.
- DIETZ, R. S. & MCHONE, J. F. (1988): Shatter cones: Criterion for Astroblems. – *Eos Trans. AGU*, **69**, No. 44, 1290, Washington.
- EHRlich, P. R., HARTE, J., HARWELL, M. A., RAVEN, P. H., SAGAN, C. & WOODWELL, M., BERRY, J., AYENSU, E. S., EHRlich, A. N., EISNER, T., GOULD, S. J., GROVER, H. D., HERRERA, R., MAY, R. M., MAYR, E., MCKAY, C. P., MOONEY, H. A., MYERS, N., PIMENTEL, D. & TEAL, J. M. (1983): Long-term biological consequences of nuclear war. – *Science*, **222**, 1293–1300, Washington.
- EHRlich, P. R., SAGAN, C., KENNEDY, D. & ROBERTS, W. O. (1984): *The Cold and the Dark: The World after nuclear war*. – New York (W. W. Norton).
- EHMANN, W. D. (1965): On some tantalum abundances in meteorites and tektites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 43–48, New York.
- EMILIANI, C., KRAUS, E. B. & SHOEMAKER, E. M. (1981): Sudden death at the end of the Mesozoic. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **55**, 317–334, Amsterdam.
- EUGSTER, O., GEISS, J. & KRÄHENBÜHL, U. (1981): Noble gas isotopic abundances and noble metal concentrations in sediments from the Cretaceous–Tertiary boundary. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **74**, 27–34, Amsterdam.
- FENNER, F. D. & PRESLEY, B. J. (1984): Iridium in Mississippi river suspended matter and Gulf of Mexico sediment. – *Nature*, **312**, 260–262, London.
- FINNEGAN, D. L., ZOLLER, W. H. & MILLER, T. M. (1988): Iridium emissions from Hawaiian volcanoes. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 48, Houston.
- FISCHER, A. G. & ARTHUR, M. A. (1977): Secular variations in the pelagic realm. – In: COOK, H. E. & ENOS, P. (Hrsg.): *Deep-water carbonate environments*. – Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists, Sp. Publ. **25**, 19–50, Tulsa.
- FLESSA, K. W., ERBEN, H. K., HALLAM, A., HSÜ, K. J., HÜSSNER, H. M., JABLONSKI, D., RAUP, D. M., SEPKOSKI, J. J., SOULÉ, M. E., SOUSA, W., STINNESBECK, W. & VERMEIJ, G. J. (1986): Causes and consequences of extinction. – In: RAUP, D. M. & JABLONSKI, D. (Hrsg.): *Patterns and processes in the history of life*, 235–257. – Berlin (Springer).
- FRENCH, B. M. & SHORT, N. M. (1968): Shock metamorphism of natural materials. – 644 S., Baltimore (Mono Book).
- GANAPATHY, R. (1980): A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous–Tertiary boundary clay. – *Science*, **209**, 921–923, Washington.
- GANAPATHY, R., GARTNER, S. & JIANG, M.-J. (1981): Iridium anomaly at the Cretaceous–Tertiary boundary in Texas. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **54**, 393–396, Amsterdam.
- GAULT, D. E. & SONETT, C. P. (1982): Laboratory simulation of pelagic asteroidal impact: Atmospheric injection, benthic topography, and the surface wave radiation field. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **190**, 69–92, Boulder.
- GAULT, D. E., SONETT, C. P. & WEDEKIND, J. A. (1979): Tsunami generation by pelagic planetoid impact. – Abstract Lunar Plan. Sci. Conf., No. **10**, LPI, 422–424, Houston.
- GILMOUR, I. & ANDERS, E. (1988): Evidence for a single impact at the Cretaceous–Tertiary boundary from trace elements. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 56–57, Houston.
- GILMOUR, I. & ANDERS, E. (1989): Cretaceous–Tertiary boundary event: Evidence for a short time scale. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 503–511, New York.
- GILMOUR, I. & GUENTHER, F. (1988): The global Cretaceous–Tertiary fire: Biomass or fossil carbon? – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 60–61, Houston.
- GILMOUR, I., WOLBACH, W. S. & ANDERS, E. (1988): Global fire at the Cretaceous–Tertiary boundary. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 62, Houston.
- GLASS, B. P. (1984): Multiple microtektite horizons in Upper Eocene marine sediments? – *Science*, **224**, 309–310, Washington.
- GLASS, B. P. (1986): Late eocene microtektites and clinopyroxene-bearing spherules. In: POMEROL, C. & PREMOLI-SILVA, R. (Eds.): *Terminal Eocene Events*, 395–401, Amsterdam (Elsevier).
- GLASS, B. P. (1988): Late Eocene impact events recorded in deep-sea sediments. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 63–64, Houston.
- GLASS, B. P. & BURNS, C. A. (1987): Late Eocene crystal-bearing spherules: Two layers or one? – *Meteoritics*, **22**, 265–279.
- GLASS, B. P., SWINCKI, M. B. & ZWART, P. A. (1979): Australasian, Ivory Coast, and North American tektite strewnfields: Size, mass and correlation with geomagnetic reversals and other Earth events. – *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10**, 2535–2545, New York (Pergamon Press).
- GLASS, B. P. & ZWART, M. J. (1979): North American microtektites in Deep Sea Drilling Project cores from the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **90**, 595–602, Boulder.
- GLASS, B. P., BURNS, C. A., CROSBIE, J. R. & DUBOIS, D. L. (1985): Late Eocene North-American microtektites and clinopyroxene-bearing spherules. – *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **16**, 175–196, New York.
- GLASS, B. P., SENFTLE, F. E., MUENOW, D. W., AGGREY, K. E. & THORPE, A. N. (1987): Atomic bomb glass beds: Tektite and microtektite analogs. – In: *Second International Conference on Natural Glasses*, 361–369, Prague.
- GOLEBIEWSKI, R. & BRAUNSTEIN, R. E. (1988): A Triassic–Jurassic boundary section in the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“, *Ber. Geol. B.-A.*, **15**, S. 8, Wien.
- GRATZ, A. & KURAT, G. (1988): Good news from Köfels (Austria): Abundant lamellae in quartz. – In: IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“, *Ber. Geol. B.-A.*, **15**, S. 9, Wien.
- GRIEVE, R. A. F. (1982): The record of impact on Earth: Implications for a major Cretaceous/Tertiary impact event. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **190**, 25–37, Boulder.
- GRIEVE, R. A. F. & ROBERTSON, P. B. (1987): Terrestrial impact structures. – *Episodes*, **10**, S. 86, Ottawa.
- GRUSZCZYNSKI, M., HALAS, S., HOFFMAN, A. & MALINOWSKI, K. (1989): A brachiopod calcite record of the oceanic carbonate and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition. – *Nature*, **337**, 64–68, London.
- HALLAM, A. (1987): End-Cretaceous mass extinction event: Argument for terrestrial causation. – *Science*, **238**, 1237–1242, Washington.
- HALLAM, A. (1988): A compound scenario for the end-Cretaceous mass extinctions. – *Rev. Española Paleontol. No. Extraordinario: Palaeontology and Evolution: Extinction Events*, 7–20, Oviedo.
- HANSEN, H. J., GWOZDZ, R., BROMLEY, R. G., RASMUSSEN, K. L., VOGENSEN, E. B. & PEDERSEN, K. R. (1986): Cretaceous–Tertiary boundary spherules from Denmark, New Zealand and Spain. – *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **35**, 75–82, Copenhagen.
- HANSEN, H. J., HONGFU-YIN & VOGENSEN, E. (1987): The spherules at the Chinese Permo–Triassic boundary of terrestrial origin. – In: *Final conference on Permo–Triassic events of*

- east Tethys region and their intercontinental correlations, S. 8, Beijing.
- HANSEN, H. J., GWOZDZ, R. & RASMUSSEN, K. L. (1988): High-resolution trace element chemistry across the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark. – *Rev. Española Paleontol.*, No. Extraordinario: Palaeontology and Evolution: Extinction Events, 21–29, Oviedo.
- HAZEL, J. E. (1988): How many Upper Eocene microspherule layers? More than we thought. – *Abstracts LPI Contr. No. 673*, 72–73, Houston.
- HENNIG, E. (1932): *Wesen und Wege der Paläontologie*. – Berlin.
- HILDEBRAND, A. R. & BOYNTON, W. F. (1988a): Impact wave deposits provide new constraints on the location of the K/T boundary impact. – *Abstracts LPI Contr. No. 673*, 76–77, Houston.
- HILDEBRAND, A. R. & BOYNTON, W. F. (1988b): Provenance of the K/T boundary layers. – *Abstracts LPI Contr. No. 673*, 78–79, Houston.
- HOFFMAN, A. (1984): Mass extinctions: More publicity than progress? – *Zentralbl. Geol. Paläont. II*, 1984, 211–224, Stuttgart.
- HOFFMAN, A. (1985): Periodicity of extinctions. – *Science*, 230, 8, Washington.
- HOFFMAN, A. (1989): Mass extinctions: the view of a sceptic. – *Journ. Geol. Soc. London*, 146, 21–35, London.
- HOFFMAN, A. & GHIOLD, J. (1985): Randomness in the pattern of „mass extinctions“ and „waves of origination“. – *Geol. Magazine*, 122, 1–4, London.
- HOLLAND, H. D., LAZAR, B. & MCCAFFREY, M. (1986): Evolution of the atmosphere and oceans. – *Nature*, 320, 27–33, London.
- HOLSER, W. T. (1984): Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time. – In: H. D. HOLLAND & A. G. TRENDALL (Hrsg.): *Patterns of change in Earth evolution*, 123–143, Berlin (Springer).
- HOLSER, W. T. & MAGARITZ, M. (1985): Late Permian carbon isotope anomaly in the Bellerophon Basin, Carnic and Dolomite Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, 128, 75–82, Wien.
- HOLSER, W. T. & MAGARITZ, M. (1987): Events near the Permian-Triassic boundary. – *Modern Geology*, 11, 155–180, London.
- HOLSER, W. T. & SCHÖNLAUB, H. P. (1988): New insights on the Permian-Triassic boundary event from core Gartnerkofel-1 (Carnic Alps, Austria). – In: *Abstracts IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“*, *Ber. Geol. B.-A.*, 15, S. 11, Wien.
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & WRIGHT, J. (1986a): Chemical and isotopic variations in the world ocean during Phanerozoic time. – In: O. H. WALLISER (Hrsg.): *Lecture Notes in Earth Sciences*, 8, Global Bio-Events, 63–74, Berlin (Springer).
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & CLARK, D. L. (1986b): Carbon-isotope stratigraphic correlations in the Late Permian. – *Amer. Journ. Science*, 286, 390–402.
- HOLSER, W. T. und 14 Autoren (1989): A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary. – *Nature*, 337, 39–44, London.
- HSÜ, K. J. und 19 Autoren (1982): Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. – *Science*, 216, 249–256, Washington.
- HSÜ, K. J., OBERHÄNSLI, H., GAO, J. Y., SUN SHU, CHEN HAIHONG & KRÄHENBÜHL, U. (1985): „Strangelove ocean“ before the Cambrian explosion. – *Nature*, 316, 809–811, London.
- HUGHES, D. H. (1978) in: J. A. McDONNELL (Hrsg.): *Cosmic Dust*, S. 123. – Chichester (J. Wiley).
- IZETT, G. A. (1987): The Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary interval, Raton Basin, Colorado and New Mexico, and its content of shock-metamorphosed minerals: Implications concerning the K-T boundary impact-extinction theory. – *U. S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 87–606, 1–125, Washington.
- IZETT, G. A. (1988): The Western North American Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary interval and its content of shock-metamorphosed minerals: Implications concerning the K-T boundary impact-extinction theory. – *Abstracts, LPI Contr. No. 673*, 83–84, Houston.
- JABLONSKI, D. (1986): Background and mass extinctions: The alternation of macroevolutionary regimes. – *Science*, 231, 129–133, Washington.
- JAEGER, H. (1986): Die Faunenwende Mesozoikum/Känozoikum – nüchtern betrachtet. – *Zeitschr. für Geol. Wissenschaften*, 14, 629–656, Berlin.
- KASTNER, M., ASARO, F., MICHEL, H. V. ALVAREZ, W. & ALVAREZ, L. W. (1984): The precursor of the Cretaceous-Tertiary boundary clays at Stevns Klint, and DSDP Hole 465A. – *Science*, 226, 137–143, Washington.
- KAUFFMAN, E. G. (1979): The ecology and biogeography of the Cretaceous-Tertiary extinction event. – In: K. CHRISTENSEN & T. BIRKELUND (Hrsg.): *Cretaceous-Tertiary boundary events*, 29–37, Bd. 2, Kopenhagen (University of Copenhagen).
- KAUFFMAN, E. G. (1984): The fabric of Cretaceous marine extinctions. – In: W. A. BERGGREN & J. A. VAN COUVERING (Hrsg.): *Catastrophes and Earth History*, 151–246, Princeton (Princeton University Press).
- KAUFFMAN, E. G. & WALLISER, O. H. (1988): Global bioevents: Abrupt changes in the global biota. – *Episodes*, 11, 289–291, Ottawa.
- KELLER, G. (1988a): Extended period of K/T boundary mass extinction in the marine realm. – *Abstracts, LPI Contr. No. 673*, 88–89, Houston.
- KELLER, G. (1988b): Extinction, survivorship and evolution of planctic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary Boundary at El Kef, Tunisia. – *Marine Micropaleontology*, 13, 239–263, Amsterdam.
- KELLER, G., D'HONDT, S. & VALLIER, T. L. (1983): Multiple microtektite horizons in Upper Eocene marine sediments: No evidence for mass extinctions. – *Science*, 22, 150–152, Washington.
- KING, E. A. (1977) in: *American Scientist*, 64, 212–218.
- KITCHELL, E. A. & PENA, D. (1984): Periodicity of extinction in the geological past: Deterministic versus stochastic explanations. – *Science*, 226, 689–692, Washington.
- KOEBERL, C. (1988): Volcanic ash layers in blue ice fields (Beardmore glacier area, Antarctica): Iridium enrichments. – *Abstracts, LPI Contr. No. 673*, 93–94, Houston.
- KOEBERL, C. (1989): Iridium enrichment in volcanic dust from blue ice fields, Antarctica, and possible relevance to the K/T boundary event. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 92, 317–322, Amsterdam.
- KOEBERL, C. & HAGEN, E. H. (1989): Extraterrestrial spherules in glacial sediment from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Structure, mineralogy, and chemical composition. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 937–944, New York.
- KYTE, F. T. & RASMUSSEN, K. L. (1982): Sanidine spherules in a Pacific K/T boundary. – *Meteoritics*, 17, 239–240.
- KYTE, F. T. & SMIT, J. (1986): Regional variations in spinel composition: An important key to the Cretaceous/Tertiary event. – *Geology*, 14, 485–487, Boulder.
- KYTE, F. T. & WASSON, J. T. (1986): Accretion rate of extraterrestrial matter: Iridium deposited 33 to 67 Million years ago. – *Science*, 232, 1225–1229, Washington.
- KYTE, F. T., ZHOU, Z. & WASSON, J. T. (1980): Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary. – *Nature*, 288, 651–656, London.
- KYTE, F. T., SMIT, J. & WASSON, J. T. (1985): Siderophile interelement variations in the Cretaceous-Tertiary boundary sediments from Caravaca, Spain. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 73, 183–195, Amsterdam.
- LAHODYNSKY, R. (1987): The K/T boundary in the flyschoid Gosau sections of Gosau (Elendgraben) and Gams (Knappegraben), Austria. – *Abstract Intern. Conf. on Paleontology and Evolution: Extinction Events*, Soc. Española de Paleontol., *Jornadas de Paleontología*, S. 211, Leioa.

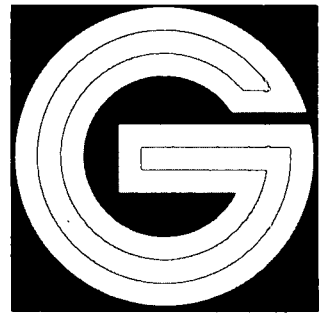
- LAHODYNSKY, R. (1988a): Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgo-sau (Eastern Alps, Austria). – *Rev. Españ. de Paleontol.*, No. Extraordinario, Paleontology and Evolution: Extinction Events, 73–82, Oviedo.
- LAHODYNSKY, R. (1988b): Bericht 1983–1987 über geologische Aufnahmen im Rahmen der Suche nach der Kreide/Tertiär-Grenze (Grundlagenforschung). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 485–488, Wien.
- LIPMAN, P. L. (1988): Catastrophic volcanism. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 104–105, Houston.
- LOPER, D. E. & BUZYNA, G. (1988): A model of correlated episodicity in magnetic field reversals, climate, and mass extinctions. – *J. Geol.*, **96**, 1–16.
- LOPER, D. E. & MCCARTNEY, K. (1986): Mantle plumes and periodicity of magnetic field reversals. – *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1525–1528.
- LOPER, D. E. & MCCARTNEY, K. (1988): Shocked quartz found at the K/T boundary. – *Eos Trans. AGU*, **69**, No. 42, 961–972, Washington.
- MAGARITZ, M., HOLSER, W. T. & KIRSCHVINK, J. L. (1986): Carbon-isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian platform. – *Nature*, **320**, 258–259, London.
- MARSHALL, H. T. (1928): Ultra-violet and extinction. – *American Naturalist*, **62**, 165–187.
- MACDONALD, G. A. (1972): *Volcanoes*, S. 510. – Englewood Cliffs (Prentice Hall).
- MACDOUGALL, J. D. (1988): Seawater strontium isotopes, acid rain, and the Cretaceous–Tertiary boundary. – *Science*, **239**, 485–487, Washington.
- MAY, R. M. (1988): How many species are there on Earth? – *Science*, **241**, 1441–1449, Washington.
- McHONE, J. F. & DIETZ, R. S. (1988): Shatter cones: Diagnostic impact signatures. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 118–119, Houston.
- McHONE, J. F., NIEMAN, R. A., LEWIS, C. F. & YATES, A. M. (1989): Stishovite at the Cretaceous–Tertiary Boundary, Raton, New Mexico. – *Science*, **243**, 1182–1184, Washington.
- MCKINNEY, M. L. (1987): Extinction periodicity through random processes: The „rebound effect“. – *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Program*, **19**, 767, Boulder.
- MCKINNON, W. B. (1982): Impact into the Earth's ocean floor: Preliminary experiments, a planetary model, and possibilities for detection. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 129–142, Boulder.
- MCLAREN, D. J. (1970): Time, life, and boundaries. – *J. Paleontol.*, **44**, 301–315, Tulsa.
- MCLAREN, D. J. (1982): Frasnian–Famennian extinctions. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 477–484, Tulsa.
- MCLAREN, D. J. (1983): Bolides and biostratigraphy. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 313–324, Boulder.
- MCLAREN, D. J. (1984): Abrupt extinctions. – *Terra Cognita*, **4**, 27–32.
- MCLAREN, D. J. (1988): Detection and significance of mass killings. – In: McMILLAN, N. J., EMBRY, A. F. & GLASS, D. J. (Eds.): *Devonian of the World*, vol. III, 1–7.
- MCLEAN, D. M. (1982): Deccan volcanism and the Cretaceous–Tertiary transition scenario: A unifying causal mechanism. – *Syllogus*, **39**, S. 143.
- MCLEAN, D. M. (1983): Mantle degassing, Williams–Riley „pump“ disruption, carbon cycle perturbation in the K–T transition. – *Abstract Eos Trans. AGU*, **64**, 245, Washington.
- MCLEAN, D. M. (1985): Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions. – *Cretaceous Research*, **6**, 235–259.
- MELOSH, H. J. (1982): The mechanics of large meteoroid impacts in the Earth's oceans. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 121–127, Boulder.
- MONTANARI, A. (1986): Spherules from the Cretaceous/Tertiary boundary clay at Gubbio, Italy: The problem of outcrop contamination. – *Geology*, **14**, 1024–1026, Boulder.
- MONTANARI, A., HAY, R. L., ALVAREZ, W., ASARO, F., MICHEL, H. V. & ALVAREZ, L. W. (1983): Spheroids at the Cretaceous–Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. – *Geology*, **11**, 668–671, Boulder.
- MORGAN, W. J. (1986): Flood basalts and mass extinctions. – *Abstracts Eos, Trans AGU*, **67**, No. 16, 391, Washington.
- MORGAN, W. J. (1988): Flood basalts and mass extinctions. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 126, Houston.
- MOUNT, J. F., MARGOLIS, S. V., SHOWERS, W., WARD, P. & DOEHNE, E. (1986): Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Upper Maastrichtian, Zumaya, Spain: A record of oceanographic and biologic changes at the end of the Cretaceous Period. – *Palaeos*, **1**, 87–91, Tulsa.
- MULLER, R. A. (1988): Astrophysical implications of periodicity. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 127, Houston.
- MURALI, A. V., SCHURAYTZ, B. C. & PAREKH, P. P. (1988): Deccan volcanism and K-T boundary signatures. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 128–129, Houston.
- NASLUND, H. R., OFFICER, C. B. & JOHNSON, G. D. (1986): Microspherules in Upper Cretaceous and Lower Tertiary clay layers at Gubbio, Italy. – *Geology*, **14**, 923–926, Boulder.
- NELSON, J. (1989): Fractality of sooty smoke: Implications for the severity of nuclear winter. – *Nature*, **339**, 611–613, London.
- NEWELL, N. D. (1962): Paleontological gaps and geochronology. – *J. Paleontol.*, **36**, 592–610, Tulsa.
- NEWELL, N. D. (1967): Revolutions in the history of life. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **89**, 63–91, Tulsa.
- NEWELL, N. D. (1982): Mass extinctions – illusions or realities? – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 257–263, Boulder.
- NICHOLS, D. J., JARZEN, D. M., ORTH, C. J. & OLIVER, P. Q. (1986): Palynological and iridium anomalies at Cretaceous–Tertiary boundary, south-central Saskatchewan. – *Science*, **231**, 714–717, Washington.
- NITECKI, M. H. (Hrsg.) (1984): *Extinctions*. – Chicago (University of Chicago Press).
- OFFICER, C. B. & DRAKE, C. L. (1983): The Cretaceous–Tertiary transition. – *Science*, **219**, 1383–1390, Washington.
- OFFICER, C. B. & DRAKE, C. L. (1985): Terminal Cretaceous environmental events. – *Science*, **227**, 1161–1167, Washington.
- OFFICER, C. B. & DRAKE, C. L. (1988): Cretaceous/Tertiary findings, paradigms and problems. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 132, Houston.
- OFFICER, C. B., HALLAM, A., DRAKE, C. L. & DEVINE, J. D. (1987): Late Cretaceous and paroxysmal Cretaceous/Tertiary extinctions. – *Nature*, **326**, 143–149, London.
- O'KEEFE, J. D. & AHRENS, T. J. (1982): The interaction of the Cretaceous/Tertiary extinction bolide with the atmosphere, ocean, and solid Earth. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 103–120, Boulder.
- O'KEEFE, J. D. & AHRENS, T. J. (1989): Impact production of CO₂ by the Cretaceous/Tertiary extinction bolide and the resultant heating of the Earth. – *Nature*, **338**, 247–249, London.
- O'KEEFE, J. D., AHRENS, T. J. & KOSCHNY, D. (1988): Environmental effects of large impacts on the Earth ... Relation to extinction mechanism. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 133–134, Houston.
- OLMEZ, I., FINNEGAN, D. L. & ZOLLER, W. H. (1986): Iridium emissions from Kilauea volcano. – *Journ. Geophys. Res.*, **91**, 653–663.
- ORTH, C. J. & ATTREP, M. (1988): Iridium abundance measurements across bio-event horizons in the geologic record. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 139–140, Houston.
- ORTH, C. J., GILMORE, J. S., KNIGHT, J. D., PILLMORE, C. L., TSCHUDY, R. H. & FASSETT, J. E. (1981): An iridium abundance anomaly at the palynological Cretaceous–Tertiary boundary in northern New Mexico. – *Science*, **214**, 1341–1343, Washington.
- ORTH, C. J., GILMORE, J. S. & KNIGHT, J. D. (1987): Iridium anomaly at the Cretaceous–Tertiary boundary in the Raton Ba-

- sin. – In: LUCAS, S. G. & HUNT, A. P. (Hrsg.): New Mexico Geological Society Guidebook, 265–270, University of New Mexico Printing Plant.
- ORTH, C. J., ATTREP, M. & QUINTANA, L. R. (1989): Iridium abundance measurements across bio-event horizons in the fossil record. – Proc. Conf. on Global Catastrophes in Earth History, Snowbird, Utah (in Druck).
- PAL, P. L. & CREER, K. M.: (1986): Geomagnetic reversal spurts and episodes of extraterrestrial catastrophism. – *Nature*, **320**, 148–150, London.
- PATTERSON, C. & SMITH, A. B. (1987): Is the periodicity of extinctions a taxonomic artefact? – *Nature*, **330**, 248–251, London.
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J. A. & HE, Q. (1982): Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the „catastrophic“ extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 353–372, Boulder.
- PREISINGER, A. & STRADNER, H. (1986): Massenaussterben vor 66,7 Millionen Jahren. – *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **4**, 1986, 116–121, Weinheim.
- PREISINGER, A., ZOBETZ, E., GRATZ, A. J., LAHODYNSKY, R., BEKKE, M., MAURITSCH, H. J., EDER, G., GRASS, F., RÖGL, F., STRADNER, H. & SURENIAN, R. (1986): The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria. – *Nature*, **332**, 794–799.
- PRINN, R. G. & FEGLEY, B. (1987): Bolide impacts, acid rain, and biospheric traumas at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **83**, 1–15, Amsterdam.
- PRINN, R. G. & FEGLEY, B. (1988): Biospheric traumas caused by large impacts and predicted relics in the sedimentary record. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 145, Houston.
- QUINN, J. F. (1983): Mass extinctions in the fossil record: A discussion. – *Science*, **219**, 1239–1240, Washington.
- QUINN, J. F. (1987): On the statistical detection of cycles in extinctions in the marine fossil record. – *Paleobiology*, **13**, 465–478, Amsterdam.
- RAMPINO, M. R. (1982): A non-catastrophist explanation for the iridium anomaly at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 455–460, Boulder.
- RAMPINO, M. R. & STOTHERS, R. B. (1984): Geological rhythms and cometary impacts. – *Science*, **226**, 1427–1431, Washington.
- RAMPINO, M. R. & STOTHERS, R. B. (1986): Periodic flood-basalt eruptions, mass extinctions, and comet impacts. – Abstracts Eos Trans. AGU, **67**, No. 44, 1247, Washington.
- RAMPINO, M. R. & STOTHERS, R. B. (1988): Flood basalt volcanism during the past 250 Million years. – *Science*, **241**, 663–668, Washington.
- RAMPINO, M. R. & VOLK, I. (1988): Climatic changes resulting from mass-extinctions at the K/T boundary (and other bio-events?). – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 147, Houston.
- RAUP, D. M. (1985): Magnetic reversals and mass extinctions. – *Nature*, **314**, 341–343, London.
- RAUP, D. M. (1986): Biological extinction in Earth history. – *Science*, **231**, 1528–1533, Washington.
- RAUP, D. M. & BOYAJIAN, G. E. (1988): Patterns of generic extinction in the fossil record. – *Paleobiology*, **14**, 1988, 109–125, Amsterdam.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J. (1982): Mass extinctions in the marine record. – *Science*, **215**, 1501–1503, Washington.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J. (1984): Periodicity of extinctions in the geological past. – *Proc. Nat. Acad. of Sciences USA*, **81**, 801–805.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J. (1986): Periodic extinction of families and genera. – *Science*, **231**, 833–836, Washington.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J. (1988): Testing for periodicity of extinction. – *Science*, **241**, 94–96, Washington.
- RICE, A. R. (1985) in: *Geophysical Surveys*, **7**, 303–384.
- RICE, A. R. (1986): Explosive volcanism: A source of shocked minerals at the K/T boundary. – Abstracts Eos Trans. AGU, **67**, No. 16, 390–391, Washington.
- RICE, A. R. (1988): Dynamics of exploding magma chambers: Implications for K/T volcanism and mass extinctions. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 154–155, Houston.
- RIGBY, J. K. Jr., NEWMAN, K. R., SMIT, J., VAN DER KAARS, S., SLOAN, R. E. & RIGBY, J. K. (1987): Dinosaurs from the Paleocene part of the Hell Creek Formation, McCone County, Montana. – *Palaios*, **2**, 296–302, Tulsa.
- RIGBY, J. K. Jr. & SLOAN, R. E. (1985): Dinosaur decline and eventual extinction near the Cretaceous/Tertiary boundary, Hell Creek Fm., Mt. – *Geol. Soc. Amer. Abstracts and Program*, **17**, 700, Boulder.
- RODDY, D. L., SCHUSTER, S. H., ROSENBLATT, M., GRANT, L. B., HASSIG, P. J. & KREYENHAGEN, K. N. (1988): Computer modeling of large asteroid impacts into continental and oceanic sites: Atmospheric, cratering, and ejecta dynamics. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 158–159, Houston.
- ROMEIN, A. J. T. (1977): Calcareous nannofossils from the Cretaceous–Tertiary boundary interval in the Barranco del Gredero (Caravaca, Prov. Murcia, SE Spain). – *Proc. K. Ned. Akad. Wet., Ser. B.*, **80**, 256–279.
- RUSSEL, D. A. (1975): L'extinction des sauropsidés à la fin de l'ère secondaire: Une hypothèse. – *Colloque Intern. CNRS*, **2189**, S. 513, Paris.
- RUSSEL, D. A. (1979): The enigma of the extinction of the dinosaurs. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **7**, 163–182.
- SANFILIPPO, A., RIEDEL, W. R., GLASS, B. P. & KYTE, F. T.: Late Eocene microtektites and radiolarian extinctions on Barbados. – *Nature*, **314**, No. 6012, 613–615, London.
- SCHIDLowski, M. (1984): Organic matter in sedimentary rocks: „The dust we tread on was once alive“. – *Terra Cognita*, **4**, 45–59.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1954): Über die möglichen Ursachen der großen erdgeschichtlichen Faunenschnitte. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1954**, 457–465, Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1958): Zur Aussprache über die großen erdgeschichtlichen Faunenschnitte und ihrer Verursachung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1958**, 270–279, Stuttgart.
- SCHMITZ, B. (1985): Metal precipitation in the Cretaceous–Tertiary boundary clay at Stevns Klint, Denmark. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2361–2370, New York.
- SCHMITZ, B. (1988): Marine and continental K/T boundary clays compared. – Abstracts, LPI Contr. No. **673**, 164–165, Houston.
- SCHÖNLAUB, H. P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., ORTH, C. & ATTREP, M. (1988): The D–C boundary event (360 Ma) in the Carnic Alps (Austria). – Abstracts IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“, *Ber. Geol. B.-A.*, **15**, S. 24, Wien.
- SEPKOSKI, J. J. (1982): Mass extinction in the Phanerozoic oceans: A review. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **190**, 283–289, Boulder.
- SEPKOSKI, J. J. (1986): Global bioevents and the question of periodicity. – In: WALLISER, O. H. (Hrsg.): *Global Bio-Events*, 47–61, Berlin (Springer Verlag).
- SEPKOSKI, J. J. (1989): Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life. – *Journ. Geol. Soc. London*, **146**, 7–19, London.
- SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. (1984): Carbon isotope data from Leg 74 sediments. – In: MOORE, T. C., RABINOWITZ, P. D. et al. (Hrsg.): *Init. Repts. of the DSDP*, **74**, 613–619, Washington.
- SHARPTON, V. L., SCHURAYTZ, B. C., MURALI, A. V., RYDER, G. & BURKE, K. (1988): K–T impact(s): Continental, oceanic or both? – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 172–173, Houston.
- SHAW, H. F. & WASSERBURG, G. F. (1982): Age and provenance of the target materials for tektites and possible impactites as inferred from Sm–Nd and Rb–Sr systematics. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **60**, 155–177, Amsterdam.
- SHOEMAKER, E. M. (1984a): Acceptance of the G. K. Gilbert Award. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 1001–1002, Boulder.

- SHOEMAKER, E. M. (1984b): Large body impacts through geologic time. – In: HOLLAND, H. D. & TRENDALL, A. F. (Hrsg.): Patterns of Change in Earth Evolution, Dahlem-Konferenz Conference 1984, 15–40, Berlin – Tokyo (Springer).
- SHOEMAKER, E. M. & WOLFE, R. W. (1986): Mass extinctions, crater ages and comet showers. – In: SMOLUCHOWSKI, R. S., BAHCALL, J. N. & MATTHEWS, M. S. (Hrsg.): The Galaxy and the Solar System, 338–386. – Tucson (University of Arizona Press).
- SHOEMAKER, E. M., SHOEMAKER, C. S. & WOLFE, R. F. (1988): Asteroid and comet flux in the neighborhood of the Earth. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 174–176, Houston.
- SILVER, L. T. & SCHULTZ, P. H. (Hrsg.) (1982): Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **190**, 1–528, Boulder.
- SIMKIN, T. (1988): Volcanoes and global catastrophes. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 179, Houston.
- SLOAN, R. E. (1987) in: Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **209**, 165–200, Boulder.
- SLOAN, R. E. (1988): Biostratigraphic case studies of six major extinctions. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 180–181, Houston.
- SLOAN, R. E., RIGBY, J. K. Jr., VAN VALEN, L. & GABRIEL, D. (1986): Gradual extinction of dinosaurs and the simultaneous radiation of ungulate mammals in the Hell Creek Formation of McCone County, Montana. – Science, **232**, 629–633, Washington.
- SMIT, J. (1982): Extinction and evolution of planktonic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary after a major impact. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. **190**, 329–352, Boulder.
- SMIT, J. (1985): Catastrophic events at the terrestrial Cretaceous–Tertiary (K/T) boundary. – Geol. Soc. Amer. Abstracts and Program, **17**, 720, Boulder.
- SMIT, J. & HERTOGEN, J. (1980): An extra-terrestrial event at the Cretaceous–Tertiary boundary. – Nature, **285**, 198–200, London.
- SMIT, J. & VAN DEN KAARS, S. (1984): Terminal Cretaceous extinctions in the Hell Creek area, Montana: compatible with catastrophic extinctions. – Science, **223**, 1177–1179, Washington.
- SMIT, J. & TEN KATE, W. G. H. Z. (1982): Trace element patterns at the Cretaceous–Tertiary boundary – consequences of a large impact. – Cretaceous Res., **3**, 307–332.
- SMIT, J. & KLAVER, G. (1981): Sanidine spherules at the Cretaceous–Tertiary boundary indicate a large impact event. – Nature, **292**, 47–49, London.
- SMIT, J. & KYTE, F. T. (1984): Siderophile-rich magnetic spheroids from the Cretaceous–Tertiary boundary in Umbria, Italy. – Nature, **310**, 403–405, London.
- SMIT, J. & ROMEIN, A. J. T. (1985): A sequence of events across the Cretaceous–Tertiary boundary. – Earth and Planet. Sci. Lett., **74**, 155–170, Amsterdam.
- SMIT, J., GROOT, H., DE JONGE, R. & SMIT, P. (1988): Impact and extinction signatures in complete Cretaceous–Tertiary (KT) boundary sections. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 182–183, Houston.
- STANLEY, S. M. (1984): Marine mass extinction: A dominant role for temperature. – In: M. H. NITECKI (Hrsg.): Extinctions, 69–117, Chicago (University of Chicago Press).
- STANLEY, S. M. (1986): Anatomy of a regional mass extinction: Plio–Pleistocene decimation of the Western Atlantic bivalve fauna. – Palaios, **1**, 17–36, Tulsa.
- STANLEY, S. M. (1987): Extinction. – 1–242, New York (W. J. Freeman).
- STANLEY, S. M. (1988): Krisen der Evolution: Aussterben in der Erdgeschichte. – 1–246, Heidelberg (Spektrum der Wiss. Verlagsgesellschaft).
- STARR, C. & WHIPPLE, C. (1980): Risks of risk decisions. – Science, **208**, 1114–1119, Washington.
- STOTHERS, R. B. (1986): Periodicity of the Earth's magnetic reversals. – Nature, **322**, 444–446, London.
- STOTHERS, R. B. (1988): Structure of Oort's comet cloud inferred from terrestrial impact craters. – The Observatory, **108**, 1–9, London.
- STOTHERS, R. B. (1989): Structure and dating errors in the geologic time scale and periodicity in mass extinction. – Geophys. Res. Lett., **16**, 119–122, Washington.
- STOTHERS, R. B., WOLFF, J. A., SELF, S. & RAMPINO, M. R. (1986): Basaltic fissure eruptions, plume heights, and atmospheric aerosols. – Geophys. Res. Lett., **13**, 725–728, Washington.
- STRADNER, H., BECKE, M., GRASS, F., LAHODYNSKY, R., MAURITSCH, H., PREISINGER, A., RÖGL, F., SURENIAN, R. & ZOBETZ, E. (1985): The Cretaceous–Tertiary boundary in the Gosau Formation of Austria. – Terra Cognita, **5**, 2–3, S. 247, Strasbourg.
- STRADNER, H., EDER, G., GRASS, F., LAHODYNSKY, R., MAURITSCH, H. J., PREISINGER, A., RÖGL, F., SURENIAN, R., ZEISSL, W. & ZOBETZ, E. (1987): New K/T boundary sites in the Gosau Formation of Austria. – Terra Cognita, **7**, 2–3, S. 212, Strasbourg.
- STRONG, C. P., BROOKS, R. R., WILSON, S. M., REEVES, R. D., ORTH, C. J., MAO, X.-Y., QUINTANA, L. R. & ANDERS, E. (1987): A new Cretaceous–Tertiary boundary site at Flaxbourne river, New Zealand: Biostratigraphy and geochemistry. – Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 2769–2777, New York.
- Suess, F. E. (1936): Der Meteor-Krater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil., Bd. **72**, Abt. A., 98–155, Stuttgart.
- SURENIAN, R. (1988): Structural features and microanalyses of pumice from Köfels (Tyrol, Austria). – In: IGCP Project 199 „Rare Events in Geology“, Abstracts, 26. – Ber. Geol. B.-A., **15**, Wien.
- SURLYK, F. & JOHANSON, M. B. (1984): End-Cretaceous brachiopod extinctions in the chalk of Denmark. – Science, **223**, 1174–1177, Washington.
- TAYLOR, S. R. (1962): The chemical composition of australites. – Geochim. Cosmochim. Acta, **26**, 685–722, New York.
- TAYLOR, S. R. (1973): Tektites: A post-Apollo view. – Earth Sci., Rev., **9**, 101–123, Amsterdam.
- TEICHERT, C. (1987): Extinctions and extinctions. – Palaios, **2**, 411, Tulsa.
- THIERSTEIN, H. R. (1981): Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous–Tertiary boundary. – Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **32**, 355–394, Tulsa.
- THIERSTEIN, H. R. (1982): Terminal Cretaceous plankton extinctions: A critical assessment. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **190**, 385–399, Boulder.
- THOMPSON, S. L. & CRUTZEN, P. J. (1988): Acute effects of a large bolide impact simulated by a global atmospheric circulation model. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 194, Houston.
- THOMSON, K. S. (1976): Explanation of large scale extinctions of lower vertebrates. – Nature, **261**, 578–580, London.
- TOON, O. B., POLLACK, J. B., ACKERMAN, T. P., TURCO, R. P., MCKAY, C. P. & LIU, M. S. (1982): Evolution of an impact-generated dust cloud and its effects on the atmosphere. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **190**, 187–200, Boulder.
- TREFIL, J. S. & RAUP, D. M. (1987): Numerical simulations and the problem of periodicity in the cratering record. – Earth and Planet. Sci. Lett., **82**, 159–164, Amsterdam.
- TREMAINE, S. D. (1986): Is there evidence for a solar companion star? – In: R. S. SMOLUCHOWSKI, J. N. BAHCALL & M. S. MATTHEWS (Hrsg.): The Galaxy and the Solar System, 409–416, Tucson (University of Arizona Press).
- TSCHUDY, R. H., PILLMORE, C. L., ORTH, C. J., GILMORE, J. S. & KNIGHT, J. D. (1984): Disruption of the terrestrial plant ecosystem at the Cretaceous–Tertiary boundary, Western Interior. – Science, **225**, 1030–1032, Washington.
- TURCO, R. P., TOON, O. B., ACKERMAN, T. P., POLLACK, J. B. & SAGAN, C. (1983): Nuclear Winter: Global consequences of multiple nuclear explosions. – Science, **222**, 1283–1292, Washington.

- VICKEREY, A. M. & MELOSH, H. J. (1988): Atmospheric erosion by impacts: An analytical investigation. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 204–205, Houston.
- VENKATESAN, M. I. & DAHL, J. (1989): Organic geochemical evidence for global fires at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Nature*, **338**, 57–60, London.
- WARD, P. D. & MACLEOD, K. (1988): Macrofossil extinction patterns at Bay of Biscay Cretaceous–Tertiary boundary sections. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 206–207, Houston.
- WARD, P. D. & WIEDMANN, J. (1983): The Maastrichtian ammonite succession at Zumaya, Spain. – Abstracts, Symposium on Cretaceous Stage boundaries, Copenhagen, 205–208, Copenhagen.
- WARD, P. D., WIEDMANN, J., MOUNT, J. F. (1986): Maastrichtian molluscan biostratigraphy and extinction pattern in a Cretaceous/Tertiary boundary section exposed at Zumaya, Spain. – *Geology*, **14**, 899–903, Boulder.
- WASSON, J. T. (1988): Tektites: Origin as melts produced by the impact of small projectiles onto dry targets. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 208, Houston.
- WASSON, J. T., BOYNTON, W. V., CHOU, C.-L. & BAEDEKER, P. A.: Compositional evidence regarding the influx of interplanetary materials onto the lower surface. – *The Moon*, **13**, 121–141, Dordrecht – Boston.
- WDOWIAK, T. J., DAVENPORT, S. A., JONES, D. D. & WDOWIAK, P. (1988): Heavy metal toxicity as a kill mechanism in impact caused mass extinctions. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 209–210, Houston.
- WEINER, C. (1987): Planet Erde. Schicksal und Zukunft der Erde. – 1–382, München (Verlag Droemer Knaur).
- WEISSMAN, P. R. (1982): Terrestrial impact rates for long and short-period comets. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 15–24, Boulder.
- WEISSMAN, P. R. (1988): The cometary and asteroidal impactor flux at the Earth. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 211–212, Houston.
- WETHERILL, G. W. & SHOEMAKER, E. M. (1982): Collision of astronomically observable bodies with the Earth. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 1–13, Boulder.
- WIEDMANN, J. (1986): Macro-invertebrates and the Cretaceous–Tertiary boundary. – In: O. H. WALLISER (Hrsg.): *Global Bio-Events*, 397–409, Berlin (Springer Verlag).
- WIEDMANN, J. (1988): Ammonoid extinction and the „Cretaceous–Tertiary boundary event“. – In: J. WIEDMANN & J. KULLMANN (Hrsg.): *Cephalopods – Present and Past*, 117–140. – Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- WOLBACH, W. S., LEWIS, R. S. & ANDERS, E. (1985): Cretaceous extinctions: Evidence for wildfires and search for meteoritic material. – *Science*, **230**, 167–170, Washington.
- WOLBACH, W. S., ANDERS, E. & ORTH, C. J. (1988): Darkness after the K–T impact: Effects of soot. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 219–220, Houston.
- WOLFE, J. A. & UPCHURCH, G. R. (1986): Vegetation, climatic and floral changes at the Cretaceous–Tertiary boundary. – *Nature*, **324**, 148–151, London.
- WOLFE, J. A. & UPCHURCH, G. R. (1987): Leaf assemblages across the Cretaceous–Tertiary boundary in the Raton Basin, New Mexico and Colorado. – *Proc. National Acad. Sciences*, **84**, 5096–5100, Washington.
- ZACHOS, J. C. & ARTHUR, M. A. (1986): Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: Interferences from stable isotope and other data. – *Paleoceanography*, **1**, 5–26.
- ZACHOS, J. C., ARTHUR, M. A. & DEAN, W. E. (1989): Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Nature*, **337**, 61–64, London.
- ZAHNLE, K., KASTING, J. & SLEEP, N. (1988): Impact production of NO and reduced species. – Abstracts LPI Contr. No. **673**, 223–224, Houston.
- ZHANG, K. & YANG-SHIRON (1987): Preliminary study of microspherules from Permian–Triassic boundary in South-China. – In: *Final Conf. on Permo-Triassic events of east Tethys region and their intercontinental correlations*, Abstracts, S. 35, Beijing.
- ZHAO, M. & BADA, J. L. (1989): Extraterrestrial amino acids in Cretaceous/Tertiary boundary sediments at Stevns Klint, Denmark. – *Nature*, **339**, 463–465, London.
- ZOLLER, W. H., PARRINGTON, J. R. & PHELAN KOTRA, J. M. (1983): Iridium enrichment in airborne particles from Kilauea Volcano: January 1983. – *Science*, **222**, 1118–1121, Washington.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 8. Juni 1989.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1989

BAND 132/3

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

Inhalt

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

ANWAR, M. A. & FAUPL, P.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schneeberges bei Reichraming im Ennstal auf Blatt 69 Großraming	549
APPOLD, Th.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	612
BAUER, F. K.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in südlichen Weyerer Bögen und in den Prebichlschichten der Gehäuse-Südseite auf Blatt 100 Hieflau	556
BAUER, F. K.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Prebichlschichten im Gebiet Aschbach auf Blatt 103 Kindberg	558
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Koralmkristallin auf Blatt 189 Deutschlandsberg	615
BLAU, J., BLIND, W. & SCHMIDT, Th.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern	593
BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	550
DANECK, Th. & NEUGEBAUER, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Tauernschieferhülle auf den Blättern 150 Mayrhofen und 151 Krimml	585
DECKERS, S.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Gebiet von Ottnang auf Blatt 48 Vöcklabruck	538
DELLMOUR, K. & WIDDER, R. W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Tertiär und in der Permtrias des Leithagebirges auf Blatt 77 Eisenstadt	553
EBNER, F.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	591
EGGER, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen	545
EGGER, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	551
ELSNER, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau	602
EXNER, Ch.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg	589
FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreideablagerungen auf Blatt 69 Großraming	552
FRIK, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal	548
FUCHS, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang	565
FUCHS, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern	600
GEHRING, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck	579
GLAHN, U.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen (Lechtal-/Inntaldecke) auf Blatt 144 Landeck	580
GRIEM, W., HEEDE, H.-U. & WOLF, S.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin nördlich der Wimitz auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	612
GRUM, W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg	589
GRÜN, B. & SENFF, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den südlichen Lienzner Dolomiten auf Blatt 196 Obertilliach	617
HÄUSLER, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr	588
HEINISCH, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel	567
HEINISCH, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf den Blättern 195 Sillian und 196 Obertilliach	615
HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See	568

HEINISCH, H. & ZADOW, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklarn	601
HEJL, E.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming	571
HERRMANN, P.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing	592
VAN HUSEN, D.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen	546
VAN HUSEN, D.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming	571
VAN HUSEN, D.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 196 Obertilliach	618
JAVANMARDI, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau	603
JOSLYN, E. N.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Hausruck-Ausläufer Pettenfirst und Umgebung auf Blatt 48 Vöcklabruck	541
KARPELIUS, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär des Gebietes zwischen Arzler Kalvarienberges und Gnadenwaldterrasse auf Blatt 118 Innsbruck	566
KLEINSCHMIDT, G., BERZ, D., BIALLAS, H.-P., BINGEMER, A., GANTER, B., GLITSCH, D., HEINRICH, E., HENNEBERG, M., HÖCK, M., KANNENGIESSER, B., LANGGUTH, P. & MÜLLER, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den metamorphen Serien auf Blatt 185 Straßburg	606
KOHL, H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels	543
KRAINER, B.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels	622
KRAINER, K.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck	580
KRENMAYR, H. G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Vöcklabruck – Attnang auf Blatt 48 Vöcklabruck	541
KUPKA, E. J.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl-Stadt	538
LAHODYNSKY, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in Oberkreide und Tertiär auf Blatt 100 Hieflau	557
LANG, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Massenbewegung im Gebiet des Reißkofels und der Jochalm (Gailtal/Kärnten) auf Blatt 198 Weißbriach	620
LEITHNER, W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg	559
MANDL, G. W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming	572
MANDL, G. W. & MÜLLER, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Raum Seeköpfe – Mürzsteg – Falkensteinalm auf Blatt 103 Kindberg	560
MATURA, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 105 Neunkirchen	563
MATURA, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming	574
MOSER, M.: Bericht 1988 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach	619
MÜLLER, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg	562
NEUBAUER, F.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf Blatt 133 Leoben	576
NEUMANN, H.-H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	614
NIEVOLL, J. W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben	577
NOWOTNY, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 103 Kindberg	563
NOWOTNY, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Müzzuschlag	563
NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck	581
PAHR, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang	566
PAVLIK, W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen	547
PESTAL, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Hohen Tauern auf Blatt 123 Zell am See	569
PISTOTNIK, J.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust	555
PISTOTNIK, J.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 184 Ebene Reichenau	604
PLASS, N.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 207 Arnfels	623
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee	547
REITNER, J.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen zwischen Guggenberg und Kirchbach auf Blatt 198 Weißbriach	622
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	581

ROETZEL, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras	537
ROGL, Ch.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Bereich Almtal – Laudachsee auf Blatt 67 Grünau im Almtal	549
ROUSSELANGE, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	582
RUPP, Ch.: Bericht 1987/1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Raumes Pattigham – Schildorn auf Blatt 47 Ried im Innkreis	538
SCHATZMAR, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Mugelkristallin auf Blatt 133 Leoben	578
SCHAUER, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming	574
SCHLÄGER, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 48 Vöcklabruck	542
SEIFERT, M. F.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär des Ennstales auf Blatt 100 Hieflau	558
SENGL, F.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen	585
SPAETH, G. & KREUTZER, St.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin auf Blatt 179 Lienz	595
SPRENGER W.: Bericht 1988 über strukturelle geologische Untersuchungen am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung auf den Blättern 195 Sillian und 196 Obertilliach	616
STADLMANN, Th. & NEUMAYR, P.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner	587
STINGL, V.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See	570
THIELE, O.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt	538
THIELE, O.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Nordteil des Blattes 150 Mayrhofen	586
UCIK, F. H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 145 Imst	582
UCIK, F. H.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg	695
WARCH, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach	597
WESSELY, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach	543
WIEGER, C.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	584
WOLF, D.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels	624

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

8 Geras (R. ROETZEL)	537
19 Zwettl-Stadt (J. KUPKA)	538
19 Zwettl-Stadt (O. THIELE)	538
47 Ried im Innkreis (Ch. RUPP)	538
48 Vöcklabruck (S. DECKERS)	539
48 Vöcklabruck (E. N. JOSELYN)	541
48 Vöcklabruck (H. G. KRENMAYER)	541
48 Vöcklabruck (A. SCHLÄGER)	542
49 Wels (H. KOHL)	543
57 Neulengbach (G. WESSELY)	543
64 Straßwalchen (H. EGGER)	545
64 Straßwalchen (D. VAN HUSEN)	546
64 Straßwalchen (W. PAVLIK)	547
65 Mondsee (B. PLÖCHINGER)	547
67 Grünau im Almtal (G. FRIK)	548
67 Grünau im Almtal (Ch. ROGL)	549
69 Großbraming (M. ANWAR & P. FAUPL)	549
69 Großbraming (R. BRAUNSTINGL)	550
69 Großbraming (H. EGGER)	551
69 Großbraming (P. FAUPL & M. WAGREICH)	552
77 Eisenstadt (K. DELLMOUR & R. WIDDER)	553
77 Eisenstadt, 78 Rust (J. PISTOTNIK)	555
100 Hieflau (F. K. BAUER)	556
100 Hieflau, 101 Eisenerz (R. LAHODYNSKY)	557
100 Hieflau (M. SEIFERT)	558

103	Kindberg (F. K. BAUER)	558
103	Kindberg (W. LEITHNER)	559
103	Kindberg (G. W. MANDL & A. MÜLLER)	560
103	Kindberg (M. MÜLLER)	562
103	Kindberg (A. NOWOTNY)	563
104	Mürzzuschlag (A. NOWOTNY)	563
105	Neunkirchen (A. MATURA)	563
106	Aspang (G. FUCHS)	565
106	Aspang (A. PAHR)	566
118	Innsbruck (M. KARPELIUS)	566
122	Kitzbühel (H. HEINISCH)	567
123	Zell am See (H. HEINISCH & P. SCHLAEGEL)	568
123	Zell am See (G. PESTAL)	569
123	Zell am See (V. STINGL)	570
127	Schladming (E. HEJL)	571
127	Schladming (D. VAN HUSEN)	571
127	Schladming (G. W. MANDL)	572
127	Schladming (A. MATURA)	574
127	Schladming (M. SCHAUER)	574
133	Leoben (F. NEUBAUER)	576
133	Leoben (J. NIEVOLL)	577
133	Leoben (M. SCHATZMAYR)	578
144	Landeck (H. GEHRING)	579
144	Landeck (U. GLAHN)	580
144	Landeck (K. KRAINER)	580
144	Landeck (A. NOWOTNY & G. PESTAL)	581
144	Landeck (M. ROCKENSCHAUB)	581
144	Landeck (A. ROUSSELANGE)	582
144	Landeck, 145 Imst, 172 Weißkugel (F. H. UCİK)	582
144	Landeck (C. WIEGER)	584
150	Mayrhofen, 151 Krimml (T. DANECK & H. NEUGEBAUER)	585
150	Mayrhofen (F. SENGL)	585
150	Mayrhofen (O. THIELE)	586
153	Großglockner (T. STADLMANN & P. NEUMAYR)	587
156	Muhr (H. HÄUSLER)	588
157	Tamsweg (Ch. EXNER)	589
157	Tamsweg (W. GRUM)	589
163	Voitsberg (F. EBNER)	591
167	Güssing (P. HERRMANN)	592
179	Lienz, 180 Winklern (J. BLAU, W. BLIND & Th. SCHMIDT)	593
179	Lienz (G. SPAETH & St. KREUTZER)	595
179	Lienz, 180 Winklern, 196 Obertilliach (A. WARCH)	597
180	Winklern (G. FUCHS)	600
180	Winklern (H. HEINISCH & A. ZADOW)	601
182	Spittal an der Drau (R. ELSNER)	602
184	Ebene Reichenau (R. JAVANMARDI)	603
184	Ebene Reichenau (J. PISTOTNIK)	604
184	Ebene Reichenau, 185 Straßburg (F. H. UCİK)	605
185	Straßburg (G. KLEINSCHMIDT, D. BERZ, H.-P. BIALLAS, A. BINGEMER, B. GANTER, D. GLITSCH, E. HEINRICH, M. HENNEBERG, M. HÖCK, B. KANNENGIESSER, P. LANGGUTH & H. MÜLLER)	606
186	St. Veit an der Glan (T. APPOLD)	612
186	St. Veit an der Glan (W. GRIEM, H.-U. HEEDE & S. WOLF)	612
186	St. Veit an der Glan (H.-H. NEUMANN)	614
189	Deutschlandsberg (P. BECK-MANNAGETTA)	615
195	Sillian, 196 Obertilliach (H. HEINISCH)	615
195	Sillian (W. SPRENGER)	616
196	Obertilliach (B. GRÜN & M. SENFF)	617
196	Obertilliach (D. VAN HUSEN)	618
196	Obertilliach (M. MOSER)	619
198	Weißbriach (M. LANG)	620
198	Weißbriach (J. REITNER)	622
207	Arnfels (B. KRAINER)	622
207	Arnfels (N. PLASS)	623
207	Arnfels (D. WOLF)	624

Schriftleitung: Albert Daurer.

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1988 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

(Bei den mit *) bezeichneten Kartenblättern wurden die Geländearbeiten
zum Teil aus Mitteln zum Vollzug des Lagerstättengesetzes – Ergänzende Kartierung finanziert)

Blatt 8 Geras

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras

Von REINHARD ROETZEL

Die geologische Aufnahme 1988 umfaßte die Neukartierung des Gebietes nördlich und nordwestlich der Straße Starrein – Prutzendorf – Weitersfeld im Bereich der Fluren Legl, Sulzfeld, Lehmfeld bis Rassingdorf.

Ergänzend zur Kartierung 1982 und 1983 wurden die mit tertiären Sedimenten bedeckten Flächen östlich der Straße Weitersfeld – Prutzendorf – Starrein mit Hilfe von Handbohrungen neu gegliedert und neu geschaffene Straßenaufschlüsse aufgenommen.

Westlich von Weitersfeld und Prutzendorf treten eine Vielzahl von Kristallinauftragungen auf. Zwischen diesen sind weiträumig Lehmdecken verbreitet, wie z.B. im Bereich der Fluren Legl, Sulzfeld, Ziegelofenfeld, Lehmfeld und östlich der Straße Starrein – Rassingdorf.

Ablagerungen tertiären Alters sind in diesem Bereich nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Kleine Schotterflächen mit Grob- bis Feinkiesen in rotbrauner bis ockerbrauner siltig-sandiger Matrix treten in den Feldern südlich des Ziegelofenfeldes, westlich des alten Ziegelofens von Prutzendorf auf. Auch westsüdwestlich von Prutzendorf, nördlich der Straße nach Starrein, an der sich auch ein kleiner Aufschluß im Straßengraben befindet, sind diese Schotter zu finden. Im Bereich des Sulzfeldes, westlich von Weitersfeld, ist über einer Kristallinauftragung ein kleines Vorkommen von grüngrauen Tonen oberflächennah verbreitet.

In dem 1982 und 1983 bereits kartierten Gebiet östlich und südöstlich von Weitersfeld und Prutzendorf findet man Kristallinauftragungen westlich des Roten Kreuzes, am Prutzenberg, im südöstlichen Ortsgebiet von Obermixnitz und an der östlichen Kartenblattgrenze, östlich der Straße Pulkau – Weitersfeld.

Durch zahlreiche Handbohrungen und ergänzende Begehungen konnte östlich und südöstlich von Weitersfeld, Prutzendorf und Starrein erkannt werden, daß eine starke Überrollung der tertiären Tone durch Schotter aus dem Hangenden eine zu große Mächtigkeit und Verbreitung dieser Schotter vortäuscht.

Südöstlich von Weitersfeld sind daher diese Schotter nur auf einen schmalen, südsüdwest streichenden Streifen zwischen Rotem Kreuz und dem kleinen Wald im Obermixnitzer Feld beschränkt. Auch nordnordöstlich des Roten Kreuzes zieht ein etwas breiterer Schot-

terstreifen gegen Pleißing. Eine flächenmäßig etwas größere Verbreitung haben diese Schotter südöstlich von Starrein, im Bereich der Fluren Föhregrund und Starreiner Feld sowie südsüdwestlich Prutzendorf (vgl. Kartierungsbericht 1982, Jb. Geol. B.-A., 126/2, 297–298).

Neue Aufschlüsse in diesen Grobsedimenten konnten während Bauarbeiten entlang der Straße Obermixnitz – Starrein aufgenommen werden. Dort sind östlich der Kote 473 und östlich des Bildstocks beim Staudenfeld vorwiegend gut gerundete Grobsande, Fein- und Mittelkiese in einer gelbbraunen bis rostroten, siltig-tonigen Matrix aufgeschlossen.

Schließlich gehören zu dieser Formation wahrscheinlich ebenso die in den Feldern am westlichen Ortsausgang von Obermixnitz, an den Straßen nach Starrein und Theras vorkommenden gelbgrauen bis gelborangen, pelitreichen, kiesigen Grob- bis Mittelsande.

Im Liegenden der Schotter folgen östlich und südöstlich von Weitersfeld, südlich von Prutzendorf und östlich von Starrein die bereits oben erwähnten grüngrauen bis hellgrauen, fetten Tone, die auch nordwestlich von Weitersfeld und östlich Fronsburg große Verbreitung haben (vgl. Kartierungsbericht 1987, Jb. Geol. B.-A., 131/3, 401–402). Das Auskartieren dieser Tone ist meist nur mit Hilfe von Handbohrungen möglich. Aufschlüsse findet man manchmal in Wassergräben oder in tief gepflügten Feldern.

Als Einschaltung in diese Tone konnte 1988 in einem Feld, ca. 100 m südwestlich des Roten Kreuzes, östlich von Weitersfeld bei einer Tiefpflügung ein diatomeenführender, weißgrauer Ton entdeckt werden. Dieser Ton führt eine artenarme aber individuenreiche, marine bis leicht brackisch beeinflusste Diatomeenflora (freundliche Mitteilung von Dr. H. STRADNER, GBA).

Aus den Kartierungsergebnissen ist zu schließen, daß im basalen Teil der grüngrauen Tone der Silt- und Feinsandanteil deutlich zunimmt. Am südlichen Ortsausgang von Prutzendorf, in einem Straßeneinschnitt an der Straße nach Starrein und in den Feldern westlich des Sportplatzes von Prutzendorf treten im Liegenden der grüngrauen Tone gelbgraue bis gelbbraune, glimmerreiche siltige Feinsande auf. Ähnliche siltreiche Feinsande sind an der Straße von Weitersfeld nach Riegersburg, beim Bildbaum, ca. 700 m südöstlich der Hartbrücke, ebenfalls im Liegenden von grüngrauen Tonen aufgeschlossen. Schließlich konnten derartige siltige Feinsande als Erosionsrelikt in Weitersfeld, beim Steinbruch westlich des Roten Kreuzes in ähnlicher Position aufgefunden werden.

Deutlich größer sind dagegen Sedimente im Liegenden dieser pelitischen Formation, die nach der Makrofossilführung eindeutig ins Eggenburgien zu stellen

sind. Dazu gehören nicht nur die am nordöstlichen Ortsausgang von Weitersfeld ehemals abgebauten Mittel- bis Grobsande (vgl. Kartierungsbericht 1987, Jb. Geol. B.-A., 131/3, 401–402), sondern auch wahrscheinlich die Grobsande in den Kellern am nordwestlichen Ortsausgang von Weitersfeld. In diesem Bereich konnten in den Sanden bei Kanalbauarbeiten in Weitersfeld zahlreiche Austernbruchstücke beobachtet werden (freundliche Mitteilung von Univ.-Prof. Dr. F. STEININGER, Institut für Paläontologie, Universität Wien). Vermutlich sind auch die südöstlich von Obermixnitz vorkommenden, gut sortierten und gut gerundeten, quarzreichen, grobsandigen Mittel- bis Feinkiese zur Formation des Eggenburgiens zu rechnen, wie vor allem aus dem Schwermineralspektrum hervorgeht.

Sedimentpetrologische Untersuchungen von Sedimenten aus dem kartierten Gebiet und angrenzenden Teilen des Blattes Horn zeigen nämlich, daß unter anderem die Schwermineralspektren zur Charakterisierung der tertiären Formationen geeignet scheinen. Während die basalen Sande des Eggenburgiens ein typisches Staurolith-Granat-Turmalin-Spektrum mit einem auffallend hohen Granatgehalt besitzen, überwiegt in den Sedimenten der darüber folgenden pelitischen Formation der Staurolith mit manchmal über 90 %. Kennzeichnend für die Formation mit Schottern und Grobsanden im Hangenden ist ein gegenüber den beiden anderen Formationen relativ buntes Spektrum mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Staurolith, Disthen und Sillimanit, ein äußerst geringer Granatgehalt und ein sehr hoher Opakanteil.

Blatt 19 Zwettl

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl

Von JOSEF KUPKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Südabschnitt des Kartenblattes wurden im Bereich der Monotonen Serie mehrere kleinere Baustellen (Wohnhäuser) in Augenschein genommen. Während in Kleinweißenbach und Engelbrechts nur cordieritführender Gneis angetroffen wurde, trat bei einer großen Baugrube in Großgöttfritz (etwa 200 m südlich der Straßenabzweigung nach Röhrenreith) auf der westlichen Straßenseite ein großer Stock eines turmalinführenden Aplites zutage. Das Material ist noch im ursprünglichen Verband bis zur Untergrenze der Humusschicht erhalten. Es weist eine sehr gute Gesteinsfarbe auf, ist jedoch bis etwa 2,5 m Tiefe total zersetzt (kaolinisiert) und zerfällt bei Berührung zu einer weißerdigen Substanz. An einer Ecke der Grube konnte parallele Einlagerung in den umgebenden Gneis beobachtet werden.

Am Fuße des Auberges wurde an einer schon lange aufgegebenen und heute verwachsenen Steinentnahmestelle Cordieritgneis anstehend angetroffen.

Südlich von Rappoltschlag (ca. 500 m südlich der Kirche) finden sich 100 m östlich der Straße bei einer bewaldeten Kuppe große Kalksilikatblöcke. Kleinere Stücke konnten im gesamten Bereich Auwiesen gefunden werden, sodaß hier doch ein linsenförmiger Zug

dieses Gesteins anzunehmen ist. Fast alle Stücke sind erzführend (Pyrit in kleinen Mengen, Kupferkies?).

Weiters wurden im Hinblick auf die Arbeiten O. THIELE's alte Sandgruben, die in der Landesaufnahme von 1873 ausgewiesen sind, aufgesucht und deren Verwendungszweck untersucht.

Es sind dies:

- Sandgrube Großglobnitz am Südrand des Ortes (südlich des Rotbachl) nicht mehr erkennbar. So wie beim darüber befindlichen Wegeinschnitt dürfte es sich um verlagertes Granitgrusmaterial gehandelt haben.
- Sandgrube östlich Gerotten: Noch sind Spuren nördlich des Wirtschaftsweges erkennbar. Entnommen wurde verwertbarer Granitgrus als Mörtelzusatz.
- Sandgrube südlich von Bernschlag: Noch als Grube genau auf Höhe 594 erkennbar, dzt. verwachsen. Entnommen wurde ebenfalls Granitgrus und in Bernschlag als Mörtelzusatz verwendet.
- Sandgrube östlich Döllersheim (südwestlich des Buchberges) nicht mehr auffindbar. Laut Berichten wurde der Sandbedarf von Döllersheim aus dieser Grube gedeckt. Untersucht man die Ruinen von Döllersheim, findet man nur Kantkorn aus dem Granitgrus im Mauermörtel. Es konnte nirgends Rundkorn im Mörtel gefunden werden, so daß auch bei dieser Grube das Vorhandensein eines Sedimentationsrestes (wie bei der Grube östlich Dietreichs) ausscheidet.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl

Von OTTO THIELE

Die geologische Kartierung des Blattes Zwettl wurde im Berichtsjahr fortgesetzt. Im Nordteil betraf sie die Abgrenzung von lehmiger Bedeckung und sandig-schotterigen Sedimenten sowie die Differenzierung der granitischen, granodioritischen und dioritischen Gesteine in der weiteren Umgebung von Echtenbach. Südlich des Truppenübungsplatzes wurden im Bereich Friedersbach – Wolfsberg – Rastenfeld und Niedernondorf – Wiesenreith einige kleinere Körper saurer Turmalin-granite innerhalb des Rastenberger Granodiorits auskartiert. Weiteres wurde die Grenze der Monotonen zur Bunten Serie revidiert. Hierbei wurde auch das altbekannte Marmorvorkommen von Brand, das seinerzeit in zwei subparallel E–W streichenden Abbauen gewonnen wurde, im Wald nordwestlich der Ortschaft wiederaufgefunden.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1987/88 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Raumes Pattigham – Schildorn auf Blatt 47 Ried im Innkreis*)

Von CHRISTIAN RUPP

Anschließend an die Kartierung 1986 wurde die hügelige Schlierlandschaft zwischen Waldzell und Eber-

Blatt 48 Vöcklabruck

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Gebiet von Ottnang auf Blatt 48 Vöcklabruck

Von SILVIA DECKERS
(Auswärtige Mitarbeiterin)

schwung einer geologischen Kartierung unterzogen. Da trotz genauer Begehung dieses Bereiches die Aufschlußarmut weiter Teile des Gebietes keine oder nur eine wagen geologische Interpretation zuließen, konnte nur der intensive Einsatz von Handbohrgerät (bis auf eine Tiefe von 2 bis 3 m) sowie einem leichten Motorbohrgerät eine flächenhafte Kartierung gewährleisten. Mächtigere Schotterkörper konnten anschließend durch geoelektrische Tiefensondierungen erfaßbar gemacht werden (siehe unveröff. Projektber. OC 4b/87). Durch den Einsatz dieser Hilfsmittel konnte z.B. auf dem Schlierrücken östlich Ebersau der „mehrere Meter mächtige“ Oberpliozänschotter (Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Hausruckgebietes auf Blatt 47 Ried im Innkreis) als ein nur stellenweise knapp über 1 m mächtiger Schotterrest erkannt werden.

Westlich Schildorn läßt sich nun eine Veränderung des Schliercharakters erkennen: stärkere Sandpakete (Fein- bis Mittelsand) schalten sich in den pelitischen Rieder Schlier ein (Aufschlüsse bei Weißenbrunn) und scheinen gegen Norden / gegen das Hangende zu den Pelit zu überwiegen (Litzlham). Nördlich und östlich von Kemating finden sich bereits Schliersandgruben mit wenigen, mm- bis cm-starken Pelitlagen, sie liegen also bereits in den zum Teil massig (Schauberg), zum Teil schräggeschichtet (W Freidling) ausgebildeten Mehrnbacher Sanden. Gegen Osten (gegen das Liegende) zu ist wiederum eine schnelle Abnahme des Sandgehalts von Wechsellagerung Sand – Pelit (W Dunzing) zu rein pelitischem Schlier (wiederum typischer Rieder Schlier) an den Prallhängen der Oberach und im Raum Pattigham zu beobachten. Einzig in höheren Lagen rund um den Hochkuchl (z.B. S Atzing, NW Zeilach) sowie nördlich und östlich von Hof sind sandige Einschaltungen im Rieder Schlier zu beobachten. Sie sind als Ausläufer der Mehrnbacher Sande zu deuten und lassen hier eine Verzahnung dieser beiden Schichtglieder erkennen. Östlich des Hochkuchl, im Raum Putting und Anetsham wurde nur noch pelitischer Rieder Schlier (z.T. sehr arm an Mikrofossilien) angetroffen.

Der Hochkuchl (O Pattigham) selbst stellt eine Kuppe von stark zerglittertem Hausruckschotter dar, wobei die einzelnen Schottergruben größere, im Verband abgerutschte Schollen erkennen lassen. Geoelektrische Tiefensondierungen zeigen ein deutliches Ansteigen der Schotterunterkante gegen das Zentrum der Erhebung hin. Einzelne Hinweise auf darunterliegende kohleführende Süßwasserschichten sind wagen, sie scheinen, wenn vorhanden, von den verrutschten Hausruckschottern verdeckt zu sein.

An quartären (bis oberpliozänen) Bildungen sind neben den rund um den Hochkuchl und im Raum Schildorn (bevorzugt an Osthängen) besonders stark ausgebildeten Solifluktionsschleiern der NO von Schildorn ausgehende und in das Schaubachtal hineinziehende Terrassenschotter (?ältere Deckenschotter) sowie die an der westlichen Talflanke des Oberachtales aufgeschlossenen (W Hof) ?jüngeren Deckenschotter. Reste von Oberpliozänschottern wurden entlang des Höhenzuges NW Freidling, NO und O Kemating sowie östlich Waldzell angetroffen.

Das Kartierungsgebiet westlich und nordwestlich von Ottnang erstreckt sich über Teilgebiete der Gemeinden Ottnang, Zell am Pettenfirst und Ampflwang und umfaßt 23 km². Im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt wurde in diesem Gebiet eine detaillierte Kartierung der tertiären und quartären Ablagerungen im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführt. Dabei wurden Deckschichten mit mehr als 2 m Mächtigkeit berücksichtigt.

Atzbacher Sande

Die ältesten Ablagerungen im Arbeitsgebiet sind die Atzbacher Sande des Unterottnang. Es sind glimmerreiche Fein- bis Mittelsande von meist hellgrauer bis hellgelber Farbe. Verbreitet sind die Sande im südöstlichen Teil des Kartierungsgebietes, wo sie an mehreren Stellen in alten Gruben und Hanganschnitten aufgeschlossen sind. Besonders gut sind die Aufschlußverhältnisse in einer ca. 800 m südlich von Ottnang gelegenen alten Sandgrube, wo eine massige Sandfazies, die nur vereinzelt von Pelitklasten unterbrochen wird, aufgeschlossen ist. Die nördliche Verbreitungsgrenze der Atzbacher Sande im Arbeitsgebiet kann ungefähr durch folgende Orte beschrieben werden: Mansing, Untermühlau, Redl, Oberottnang, Kropfling, Niederpuchheim und Edelmühle.

Ottninger Schlier

Konkordant überlagert werden die Atzbacher Sande vom Ottninger Schlier des Unterottnang, einem stark feinsandigen Mittel- bis Grobschluff von grauer bis grünlichgrauer Farbe, der einen durch Feinsandeinschaltungen hervorgerufene Schichtung sowie eine senkrecht zur Schichtung ausgebildete Klüftung aufweist. Verbreitet ist der Ottninger Schlier im zentralen Bereich des Arbeitsgebiets zwischen Mühlau – Holzleithen – Rackering und Bergern – Walding, sowie in den im SW gelegenen Tälern von Waldpoint und Hinteredl. Innerhalb dieses Bereiches ist er nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Meist wird er von tonig-schluffigen Deckschichten überlagert, die besonders mächtig auf den flachen, gegen Osten geneigten Hängen entwickelt sind. Aufgrund von Schußbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges.m.b.H. ergibt sich für die Liegendgrenze des Ottninger Schliers eine Höhenlage zwischen 618 m (nördlich von Rackering) und 635 m (westlich Mühlau).

Atzbacher Sande und Ottninger Schlier sind die letzten marinen Ablagerungen im Arbeitsgebiet. Sie werden diskordant von Süßwassersedimenten überlagert, zu denen Quarzitkonglomerat, Kohle-Ton-Folge und Hausruckschotter gehören.

Quarzitkonglomerat

Vom Quarzitkonglomerat konnte im Arbeitsgebiet nur ein einziger umgelagerter, ca. 2x2x0,8 m großer Block kartiert werden, der ca. 650 m südwestlich von Kropfling am Rande einer Schliergrube liegt.

Kohle-Ton-Folge

Die Kohle-Ton-Folge des Pannon lagert diskordant auf der wellig kuppigen Oberfläche des Ottnanger Schliers. Verbreitet sind die Sedimente der Kohle-Ton-Folge am Fuß des z.T. recht steil aufsteigenden Hausrucks. Ihre Unterkante liegt in der Regel bei 620 m. Nur lokal, wie in Waldpoint, Roithing sowie nördlich von Walding kann dieser Wert auf 610 m sinken. Die Oberkante erreicht im allgemeinen 640 m, in Ausnahmen bis zu 650 m. Obwohl die Ablagerungen weit verbreitet sind, gibt es nur wenige Stellen, an denen sie abgeschlossen sind. Dies liegt darin begründet, daß diese Ablagerungen im Ausbiß häufig von abgerollten Hausruckschottern überlagert sind. Zur Kartierung müssen daher Vernässungen und Quellwasseraustritte, die aufgrund der grundwasserstauenden Wirkung der Sedimente entstehen, dienen. Aufschlüsse finden sich im Arbeitsgebiet in der Kohle-Ton-Folge i.e.S. in Hinteredt, westlich Holzleithen sowie nördlich Holzham und Walding. In graue bis gelbbraune sandig-schluffige Tone sind mehrere Kohleflöze eingeschaltet, die aufgrund der Höhenlagen dem Ober-, Mittel- und Unterflöz zugeordnet werden können. Braune, glimmerreiche Fein- bis Mittelsande in Hinteredt sind wahrscheinlich zu den Hangendsanden zu zählen.

Hausruckschotter

Zwischen der Kohle-Ton-Folge und den im Hangenden folgenden Hausruckschottern des Oberpannon besteht eine unbedeutende Erosionsdiskordanz. Bei den im Arbeitsgebiet maximal 80 m mächtigen Hausruckschottern handelt es sich um graue, stark sandig gebundene Fein- bis Grobkiese, die im allgemeinen massig ausgebildet sind und nur selten eine interne Schichtung aufweisen. Lagen- und gebietsweise kann in den Aufschlüssen, bei denen es sich meist um alte Gruben handelt, eine karbonatische Konglomerierung der Schotter beobachtet werden. Ablagerungen der Hausruckschotter sind innerhalb des Arbeitsgebietes weit verbreitet und bilden die Höhenrücken im nördlichen und westlichen Teil. Aufschlüsse finden sich z. B. in den Schottergruben von Hinteredt, Wiesing, westlich Hausruckedt und nordwestlich Holzham. Innerhalb des Arbeitsgebietes schwankt die Hausruckschotter-Unterkante zwischen 635 m und 642 m. Deutlich überschritten werden diese Werte im Bereich Waldpoint und Hinteredt, wo sie in einer Höhe von 644 m bis 648 m liegt. Die geringsten Basishöhen der Schottersohle liegen in Holzleithen und nördlich von Holzham. In diesen beiden Gebieten wurde durch die Auswertung von Bohrungen, sowie eigene Geländebeobachtungen die Schotterunterkante mit 630 m bestimmt.

Oberpliozän und Ältestpleistozän

Während des Oberpliozän bis Ältestpleistozän werden in den Hausrucktälern durch fluviatile Prozesse umgelagerte Hausruckschotter zu Schotterfluren aufgeschüttet. In Abhängigkeit von ihrer Höhenlage können drei Aufschotterungshorizonte unterschieden werden, die als Geiersberg-Aufschüttung (590–610 m), Federnberg-Aufschüttung (570–590 m) und Aichberg-Geinberg-Aufschüttung (540–560 m) bezeichnet werden. Im Arbeitsgebiet sind bei Bergern graubraune, sandig bis lehmig gebundene Kiese verbreitet, die möglicherweise

der Federnberg-Aufschüttung zugeordnet werden können.

Terrassenschotter

Neben den oberpliozänen und ältestpleistozänen Schotterhorizonten sind in den Hausrucktälern weitere pleistozäne Schotterterrassen verbreitet. Im Arbeitsgebiet finden sich pleistozäne Schotterterrassen entlang des Simmeringer Baches, Englfinger Baches und des Ottnanger Redlbaches.

Zwei Aufschotterungshorizonte (Jüngere Deckenschotter, Hochterrasse) können entlang des Simmeringer und Englfinger Baches beobachtet werden. Reste der Hochterrasseverschotterung sind auf der linken Seite, südöstlich von Mansing und weiter flußaufwärts bei Bruckmühl und Racking erhalten. Über die relativen Höhenlagen der Schotterreste über dem heutigen Bachniveau können folgende Angaben gemacht werden: Südöstlich von Mansing liegt die Schotterunterkante in einer relativen Höhe von 3 m über dem Bachniveau. Weiter flußaufwärts bei Bruckmühl ist zu beobachten, daß die Sohle der Hochterrasseverschotterung unter das heutige Bachniveau eintaucht. Über der Hochterrasseverschotterung ist ein weiterer Aufschotterungshorizont erhalten, bei dem es sich um Jüngere Deckenschotter handelt. Reste dieser Schotter finden sich bei Racking, Bruckmühl, Redl und Mansing. Flußabwärts zeigt sich eine stetige, wenn auch geringe Abnahme der relativen Höhenlagen der Aufschotterungssohle über dem heutigen Bachniveau, die bei Racking 12 m, bei Bruckmühl 11 m und Redl sowie Mansing 10 m beträgt.

Entlang des Ottnanger Redlbaches sind auf der rechten Bachseite drei verschiedene Aufschotterungshorizonte ausgebildet. Dabei handelt es sich um Ältere und Jüngere Deckenschotter sowie Reste der Hochterrasseverschotterung. Bei Niederpuchheim und Kropfling liegt die Aufschotterungssohle der Hochterrasseverschotterung 2 m unter dem heutigen Bachniveau. Die Höhenlage der Jüngeren Deckenschotter südlich Kropfling und in Ottnang liegt in einer relativen Höhe von 8 m über dem heutigen Bachniveau. Über diesen Schottern liegen als weiterer Aufschotterungshorizont die Älteren Deckenschotter. Reste dieser Aufschotterung sind aus einer Bohrung bei Kropfling und aus einem Aufschluß südlich von Oberottnang bekannt. In Oberottnang liegt die Aufschotterungssohle 23 m über dem heutigen Bachniveau, flußaufwärts bei Kropfling sinkt sie auf 19 m ab.

Solifluktion

Innerhalb des Kartiergebietes sind Solifluktionsercheinungen weit verbreitet. Je nach ihrer Materialzusammensetzung können sie zum einen als Solifluktion und zum anderen als Solifluktion vor allem mit Hausruckschotter bezeichnet werden. In den nur mit Solifluktion bezeichneten Bereichen ist die Zusammensetzung der Deckschichten abhängig von den unterlagernden Sedimenten, aus denen sie durch oberflächliche Verwitterung und Abtragung entstanden sind. So sind sie im Verbreitungsgebiet des Ottnanger Schliers stärker schluffig-tonig ausgebildet, während sie über den Atzbacher Sanden eher sandig ausgebildet sind.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Tertiär und Quartär
im Hausruck-Ausläufer Pettenfirst
und Umgebung
auf Blatt 48 Vöcklabruck**

Von EMILE NICOLE JOSLYN
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Gebiet südlich des Hausrucks mit dem Pettenfirst, der als Hausruck-Ausläufer in Nord-Süd-Richtung in das Gebiet hineinragt, wurde von mir in den Jahren 1987/88 als Diplomarbeit und im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt Wien (GBA) aufgenommen. Für die Bereitstellung verschiedener Bohrdaten möchte ich hier der GBA, der Rohöl-Aufsuchungs Ges.m.b.H (RAG) und der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-A.G (WTK) meinen herzlichen Dank aussprechen.

Im Arbeitsgebiet ist hauptsächlich die massige Sandfazies (Atzbacher Sande; ABERER, 1957) der Innviertler Serie vertreten. Aufschlüsse sind vorwiegend die aufgelassenen Gruben, in denen die Sedimente zum Zweck der Bodenverbesserung und Düngung abgebaut wurden und die Steilhänge an den Bachläufen der asymmetrischen Täler. In den meisten Aufschlüssen wie Gasteig, W Scharedt, SW Hochmoos, S Mösl, SE Wallern und S Zaun ist ein hellgrauer bis grüngrauer, glimmer- und glaukonitreicher, feinsandiger Mittelsand aufgeschlossen. Diese Sandbänke sind durch mm- bis cm-mächtige, siltige Mergellagen voneinander getrennt. In den verwachsenen Aufschlüssen treten graugelbe bis gelbbraune, glimmerreiche Mittelsande auf, die auch Pelitklasten führen.

Im aufgenommenen Gebiet ist nur in der Grube Oberkiemberg, E Thomasroith, der aus gut geschichteten und glimmerreichen, sandigen Silten mit dünnen Feinsandzwischenlagen bestehende Ottnanger Schlier aufgeschlossen. Wie aus Tiefbohrungen bekannt, folgt nicht nur hangend die Atzbacher Sande der Ottnanger Schlier, sondern auch eine laterale Verzahnung zwischen beiden Einheiten ist möglich (NW Zell am Pettenfirst).

Die Abgrenzung der Kohlen-Ton-Folge gegen die liegende Innviertler Serie ist durch die Überlagerung mit umgelagerten Hausruck-Schottern nicht möglich. Die Kohlen-Ton-Folge wurde überall dort eingetragen, wo Vernässungszonen, Quellaustritte und ehemals abbaufähiger Tagbau im Gelände auftreten. Anstehende Kohlen-Ton-Folge kann direkt im Aufschluß Kalletsberg beobachtet werden.

Die Basis der Hausruck-Schotter liegt zwischen 629 und 632 m Sh. Dies ist aus Geländebefunden und Bohrprotokollen der WTK nachvollziehbar. Die Hausruck-Schotter, graue bis orangebraune, sandig gebundene Schotter, sind in den Schottergruben Franzeneck, N Kalletsberg und Schablberg zu beobachten. Typisch für diese Schotter ist der charakteristische Anteil an Kalk-Geröllen. Die Mächtigkeit der umgelagerten Hausruck-Schotter beträgt nach Bohrungen zwischen 1 und 30 m.

Schotterkappen und -fluren bei Wolfsdoppl, N Moos, Wallern, SW Wallern, Bärenthal und Grub, die den Atzbacher Sanden aufliegen, sind tiefer und jünger als die Hausruck-Schotter. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus Quarz und Kristallin in sandig-toniger Matrix. Die Quarze sind meist löchrig ausgebildet.

Im Redbachtal auf der Höhe von Zaun sind in einem künstlichen Aufschluß hellblaugraue Tone und torfähnliches Material auf einem siltig-feinsandig gebundenen Grob- bis Mittelkies abgelagert. Auffallend ist das Auftreten von Quarzitkonglomerat-Blöcken mit der Kornfraktion >30 cm.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Tertiär und Quartär
des Gebietes Vöcklabruck-Attnang
auf Blatt 48 Vöcklabruck*)**

Von HANS G. KRENMAYER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Lithologie der Vöcklaschichten und Atzbacher Sande im Bereich des 1988 kartierten Gebietes, zwischen Timelkam und Attnang im Süden und Ungenach – Reichering – Pühret im Norden, entspricht den Angaben im Aufnahmsbericht des Vorjahres. Eine ergänzende Beobachtung stellt das Auftreten verfüllter Rinnen mit wenigen Dezimetern bis einigen Metern Breite und 10–30 cm Tiefe in den Vöcklaschichten dar. Ein bemerkenswerter Aufschluß im Wassergraben 300 m W der Ruine Altwartenburg zeigt an der Basis die beschriebenen Rinnen und in seinem Mittelteil einen 9 m (!) mächtigen Abschnitt eines blaugrauen, massigen – weil durch intensive Bioturbation völlig homogenisierten – Sediments. Ein anderer ergiebiger Aufschluß im Grenzbereich zu den Atzbacher Sanden ist die große Schliergrube 550 m SE der Straßenkreuzung in Kirchstetten, weil hier eine Fülle verschiedener, durch die fehlende Bergfeuchte gut erkennbarer Lebensspuren auftritt.

Die höchstgelegenen Reste der umgelagerten oberpliozänen bis altquartären (SPERL, 1983) Hausruckschotter liegen bei Außerhafia in ca. 555 m und N Fuchsberg in ca. 544 m Höhe. Im N dieser kleinen Relikte folgt, bis hin zu den anstehenden Hausruckschottern, ausschließlich Schliersand.

Der mehrphasige Internbau der großen Schotterkörper des Wartenburger-, Ein- und Sonnleithenwaldes, in Form ungefähr Vöcklatal-paralleler Terrassenstufen der Auflagefläche, kann insbesondere im Sonnleithenwald bereits anhand der Oberflächenkartierung und mittels Handbohrungen nachgewiesen werden.

Entgegen der verallgemeinernden Darstellung im Vorjahrsbericht liegen über den „Schlierwänden“ zwischen Timelkam und Neuwartenburg nicht nur umgelagerte Hausruckschotter, sondern über diesen auch noch reichlich Kalkalpin-führende konglomerierte Schotter, die von H. SPERL (1983) beschrieben und als mindelzeitlich eingestuft wurden.

Wiewohl die waldige Anhöhe N Attnang die Höhe des W gelegenen Sonnleithenwaldes erreicht, finden sich hier schlagartig keine Schotterkappen mehr, was durch einen Schlieraufschluß durch einen Dachsbau, im unmittelbaren Gipfelbereich E Hohenbaumgarten, gesichert erscheint.

Daß das Terrassenniveau des Ortsgebietes von Puchheim und des Plateaus von Schöndorf bei Vöcklabruck als die Niederterrasse anzusprechen ist, geht aus der fehlenden Verwitterung und aus Höhenvergleichen eindeutig hervor.

Demzufolge stellen der sogenannte „Spitzberg“ zwischen Attnang und Niederstetten, die Terrassenreste

SE Oberstraß und N Aichet, bei Moosham und N Hohenbaumgarten sowie am Fuße des Kobergs SW Leidern das Hochterrassenniveau dar.

Aus zahlreichen Handbohrungen an den flachen Ostabdachungen des Ein- und Sonnleithenwaldes ergibt sich ein äußerst uneinheitliches Bild bezüglich der Verbreitung der Solifluktionsdecken: diese erreichen in größeren Arealen keine 2 m Mächtigkeit, während in den Bohrprotokollen der RAG-Schußbohrungen Angaben von mitunter sieben und mehr Metern „stark sandiger Lehm mit Geröll“, meist im Hangfußbereich, auftreten. Ein interessanter Aufschluß beim Schmied in Oberpilsbach an der Straße Richtung Ottnang zeigte nach 2 m Solifluktionsmaterial erste aufgearbeitete Schlierplättchen, wie sie bei Handbohrungen – vor allem in Verbindung mit lockerem Sand – als Anzeiger für anstehenden Schliers gewertet werden. Hier reicht der Solifluktionshorizont aber insgesamt 4 m tief und führt an seiner Basis sogar einzelne faustgroße Gerölle, die in die erhaltenen Sedimentstrukturen des unterlagernden Schliersandes eingepreßt sind.

Bericht 1987/88 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 48 Vöcklabruck

Von ALFRED SCHLÄGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet, das nördlich von Ottnang liegt, wird im Südwesten von der Ortschaft Ottnang, im Südosten von Schlaugenham, im Nordosten von Weinberg und im Nordwesten von Niederentern begrenzt.

Die stratigraphisch ältesten Ablagerungen des Gebietes sind die Atzbacher Sande (Ottnang). Sie treten vorwiegend im östlichen Teil des Gebietes auf. Dem Ottnanger Redlbach folgend, erstrecken sie sich im Südwesten über Ottnang hinaus in Richtung Deisenham. Im Ostteil des Kartiergebietes sind sie von Waidring bis Affnang verbreitet. Die Schichtoberkante ist aufgrund der faziellen Verzahnung mit dem Ottnanger Schlier mit dem Bohrstock nur bedingt genau faßbar. Die Atzbacher Sande, die orographisch am tiefsten liegen, können von einer Höhenlage um 540 m ü. Adria im Ottnanger Redltal bis zu ca. 470 m ü. Adria bei Affnang verfolgt werden. Bemerkenswerte Aufschlüsse liegen südlich von Schlaugenham und in Ottnang (Ottnang-Fischer). Es handelt sich vorwiegend um Fein- bis Mittelsande mit Pelitlagen und Pelitklasten. Teilweise treten Schrägschichtung, Rippelschichtung und Entwässerungsstrukturen auf.

Die Ablagerung des Ottnanger Schliers (Ottnang) überlagern i. d. R. die Atzbacher Sande. Die Sedimente ziehen sich vom Ottnanger Redltal kommend um den Hausruckausläufer von Wolfsegg und erstrecken sich dann nach Norden gegen Altenhof. Im Nordwesten folgen die Schichten dem Enternbach ins Roßwaldtal. Die Schichtoberkante wird zumeist von Solifluktionsströmen überdeckt, sodaß die Obergrenze des Schliers zu der Kohlentonserie s. I. nur westlich von Hueb, nordwestlich des Ödberges, östlich des Enternbaches, südlich von Lucka und am Quellgebiet des Enternbaches, südlich von Roßwald, aufgeschlossen ist. Sie liegt östlich von Hueb in eine Höhe um 600 m ü. Adria und im Quellgebiet des Enternbaches bei ca. 610 m ü. Adria.

Bemerkenswerte Aufschlüsse finden sich am Enternbach nordöstlich von Oberentern, nördlich Kohlgrube, südlich Walding und an der „Schanze“ südwestlich von Wolfsegg. Es sind durchwegs blaugraue bis grünlichgraue, harte, sandige Tonmergel (Silte), die im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gut geschichtet sind und Konkretionen führen.

Die Kohlentonserie s. I. (Pannon), die sich aus den Liegendschichten, der Kohlentonserie s. str. und den Hangendschichten zusammensetzt, liegt auf dem welligen Erosionsrelief des Ottnanger Schliers. Im Kartiergebiet sind die Ausbisse i. d. R. durch Solifluktionsströme des Hausruckschotter überdeckt. Die wenigen Stellen, an denen die Kohlentonserie s. I. zu Tage tritt, sind Bereiche nördlich Walding, nördlich Deisenham, südwestlich Wolfsegg, westlich Hueb, nordwestlich des Ödberges, südöstlich von Lucka und südwestlich von Roßwald. Durch die Auflagerung auf dem Erosionsrelief des Schliers kommt es zu Ausbissen der Kohlentonserie s. I. in unterschiedlichen Höhenlagen. Aufschlüsse befinden sich südlich Roßwald, nördlich Deisenham und südöstlich von Lucka, wo auch der einzige Kohlenausbiß des Kartiergebietes liegt.

Auf der Kohlentonserie s. I. liegen die Sedimente der Hausruckschotter (Pannon). Im Kartiergebiet bilden die Hausruckschotter oft steile Höhenrücken, die von Wolfsegg im Süden bis zum Ödberg im Norden reichen. Die Unterkante der Schotter, die gelegentlich mit einem deutlichen Geländeknick identisch ist, liegt im Süden bei etwa 630 m und im Norden bei ca. 640 m ü. Adria. Der Höhenrücken westlich Kohlgrube stellt mit 740 m ü. Adria die höchste Erhebung des Gebietes dar, sodaß eine Mächtigkeit der Hausruckschotter von ca. 100 m–110 m anzunehmen ist. Gute Aufschlüsse findet man am Ödberg, westlich von Wiesfleck, südlich von Kohlgrube und nördlich von Deisenham. Die z. T. konglomerierten grauen Schotter werden von Sandlinsen und -lagen unterbrochen. Neben Horizontalschichtung tritt auch interne Schrägschichtung auf.

Besonders im Osten des Kartiergebietes sind einige bewaldete Hügel, auf deren Kuppen man mit dem Bohrstock auf Schotter trifft. Diese befinden sich östlich von Watzing, bei Friesam, nördlich von Wilding, nordwestlich von Oberepfenhofen und südlich Buchleiten. Sie treten in Höhenlagen zwischen 520 m und 570 m ü. Adria auf und liegen damit wesentlich tiefer als die Hausruckschotter. Vermutlich sind sie den Oberpliozänschottern zuzuordnen. Südlich von Friesam befindet sich der einzige Aufschluß des Gebietes.

Vor allem im Bereich der zumeist unverfestigten Hausruckschotter kommt es zu zahlreichen Abrutschungen im Verband und zu Solifluktionerscheinungen. Größere Rutschkörper sind südlich von Kohlgrube und südwestlich des Ödberges; kleinere befinden sich nördlich von Kohlgrube und östlich bzw. südwestlich von Wolfsegg. Sehr oft lassen sich hinter diesen Rutschkörpern noch die dazugehörigen Abrißkanten erkennen.

Bei den Solifluktionshorizonten können zwei Erscheinungsformen, die sich in einer unterschiedlichen Konsistenz zeigen, unterschieden werden. Es handelt sich dabei einerseits um Solifluktion von Hausruckschottermaterial, das sich wie ein Saum um den Höhenrücken des Hausrucks zieht, und andererseits um eine Solifluktion, die sich oft unterhalb der Oberpliozänschotter, z. T. auf Kuppen und zwischen Bachläufen erhalten

hat. Die Solifluktion aus dem Hausruck überdeckt bis auf wenige Stellen die Kohlentonserie s. l. und reicht zumeist noch bis über den Schlier.

Entlang der Bäche treten zudem noch Alluvionen in Form von Auelehmen auf.

Blatt 49 Wels

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels*)

Von HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Abgesehen von einigen Ergänzungen im oberen und mittleren Aiterbachtal (Traun-Enns-Platte) wurden 8 Tage für die Kartierung im Tertiärhügelland des nordwestlichen Kartenbereiches aufgewendet, wobei es vor allem um die Ausscheidung des hier kaum über größere Flächen zusammenhängenden Pleistozäns und des Holozäns ging.

Erfaßt wurden der Höhenzug zwischen Trattnach- und Innbachtal von Schlüsselberg (Trattnachtal) bzw. Kematen am Innbach abwärts, ferner der Raum zwischen Haidinger Bach und Innbach nördlich Katzbach – Geisenheim (Innbach), sowie der noch offene Höhenbereich zwischen Kematen und Offenhausen.

Das sich aus Schiefertönen sowie aus sandigen bis tonigen Mergeln, plattigen Sandsteinen und SW Kematen auch aus Atzbacher Sanden des Ottnangien zusammensetzende Tertiär wurde soweit möglich aufgenommen, jedoch nicht weiter gegliedert.

Jungtertiäre Schotter konnten westlich der schon im Vorjahr kartierten Schotter von See bei Kematen a. l., in ca. 450 m und nördlich des Innbaches bei Uttendorf in 400–410 m festgestellt werden. Dagegen müssen die um 300 m gelegenen Schotter auf dem äußersten Sporn zwischen Trattnach- und Innbachtal südlich Wallern bereits als periglaziale Äquivalente zu den glazifluvialen Deckenschottern des Trauntales betrachtet werden.

Die übrigen Pleistozänsedimente setzten sich, ähnlich wie in den schon früher kartierten Bereichen des Tertiärhügellandes, aus Solifluktionsdecken und aus Staublehmdecken zusammen, deren exakte Abgrenzung mangels geeigneter Aufschlüsse ohne entsprechende Aufgrabungen und Seichtbohrungen Schwierigkeiten bereitet. Unklar ist auch, ob auf den plateauartigen Verebnungsflächen des Tertiärhügellandes eine Unterscheidung zwischen alten autochthonen Verwitterungsdecken und Staublehmdecken möglich sein wird, da sich im Schwermineralspektrum kaum Unterschiede erkennen lassen. Staublehmdecken erscheinen jedoch dort gesichert, wo sie sich aus Tallagen heraus über Flachhänge geschlossen bis in den Höhenbereich erstrecken und womöglich auch Reste von Paläoböden enthalten.

Größere zusammenhängende Solifluktionsdecken sind grundsätzlich am flachen Hangfuß ausgeprägter asymmetrischer Täler festzustellen wie etwa westlich des Haidinger Baches und des Krenglbaches. Der besonders breite, von Solifluktionsmaterial bedeckte

Hangfuß des Innbachtals von Kematen abwärts wechselt nördlich Geisenheim bei abnehmender Breite auf die andere Talseite über. Nicht zusammenhängende Anreicherungen von Solifluktionsmaterial finden sich außerdem häufig an kleineren Hangverflachungen sowie grundsätzlich in den meist nur kurzen Ursprungsmulden des stark verzweigten und tief in die Tertiärsedimente eingengagten Grabennetzes. Diese Füllungen konnten wiederholt an Gelegenheitsaufschlüssen beobachtet werden.

Die nachgewiesenen Staublehmdecken liegen grundsätzlich auf ost-geneigten Flachhängen, wo Mächtigkeiten bis mehr als 7 m auftreten. Den besten Einblick bietet die Tongrube der Ziegelei Haiding, wo über dem stark aufgelockerten Tertiär zunächst eine Solifluktionsdecke liegt, die aus einem Gemenge von Lehm, Schlier- und Sandsteintrümmern und einzelnen Quarzgeröllen besteht. Die hangende Staublehmdecke wird, wie aus den derzeitigen Aufschlußverhältnissen ersichtlich, durch mindestens einen Paläoboden, einen kräftigen Pseudogley, gegliedert, von dem mit Ton ausgekleidete Trockenrisse (Coatings) ausgehen. Auch an der Oberfläche ist ein etwa 1 m mächtiger Pseudogley mit groben, vertikalen, stark marmorierten Aggregaten entwickelt, die nach unten, ähnlich wie beim Paläoboden in dichten gleyfleckigen, von Trockenrissen durchzogenen Lehm übergehen.

Eine ähnliche Position nehmen auch die Staublehmdecken westlich Krenglbach, bei Uttendorf im Innbachtal, im unteren Weilbachtal (südlich Pichl) und in dem zum Innbachtal flach abfallenden Sporn südlich Wallern ein.

Die von mächtigen Pseudogleyen beherrschten Lehme über marinem Tertiär auf den Hochflächen dürften in erster Linie auf alte Verwitterungsdecken (Reliktböden) zurückzuführen sein, wobei lokal auch äolische Umlagerungen nicht auszuschließen sind.

Die ehemals mehr oder weniger versumpften holozänen Talsohlen sind durch anthropogene Eingriffe wie Regulierungen der Bäche, Entwässerung, Anlage von Teichen, größere Materialum- und -ablagerungen stark verändert worden. Gerade in den kleinen Tälchen ist durch die Ausweitung des Ackerbaues in den letzten Jahrzehnten in die Talsohlenbereiche und über die Ursprungsmulden hinweg die Bodenabtragung und damit auch die Ab- und Umlagerung stark aktiviert worden.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen erfolgten im Streifen des Bajuvarikums südlich der Triesting zwischen Thenneberg und dem Höfnergraben. Mit Ausnahme des Westabschnittes, den auch Schichten der Obertrias und des Jura aufbauen, wird dieser Streifen von Ablagerungen der höheren Unterkreide, der Oberkreide und des Paleozän eingenommen, deren stratigraphische Auflösung und tektonische Zuordnung Hauptziel der Kartierung war.

Dadurch wurde neben dem nachmittelpaleozänen Überschiebungsalter der Reisalpendecke ein Schuppenbau mit 3 Gleitkörpern innerhalb des Kreide-Paleozän-Sedimentstapels des Bajuvarikums evident.

Der Kartierung konnten die Aufnahmen der vor Jahren durchgeführten Aufgrabung der Gasleitung Niogas SW beigefügt werden.

Die triadisch-jurassische Unterlage der Kreide liegt im Bereich des „Kogels“ südlich der Mündung des Höfnerbachs in die Triesting vor. Sie ist kleinräumig verschuppt. Den Nordfuß bilden Kössener Schichten. Sie fallen südwärts unter Dolomite und Rauhwacken ein, denen, wie beim Gasleitungsbau zu beobachten war, Keuperlagen in Form von bunten Tonschiefern und rötlichem, grobkörnigem Quarzit zwischengelagert waren. Ihnen liegt folgende Juraserie auf: Allgäuschichten (vorwiegend Fleckenkalke und Fleckenmergel der Lias), gelbgraue schlierige, zuweilen hornsteinführende Bositrakalke des Dogger, rote und grüne, basal auch hellgraue Radiolarite, rötliche Saccocoma- und Calpionellenkalke des Malm sowie untergeordnet Neokomplexmergelkalk. Die Allgäuschichten ziehen sich noch den südöstlichen tieferen Talhang des Höfnergrabens entlang und nach einer Unterbrechung durch Kreideklastika setzt sich diese Kulisse bis zum Westteil des Haltriegels, der aus steilstehendem Hauptdolomit besteht, fort, bevor sie an Paleozänschichten im Süden grenzt.

Die Gipfelkuppe des Haltriegels und die Kuppe südlich derselben bestehend aus Fleckenkalke des Lias mit anhaftendem mittlerem bis höherem Jura auf der jeweils nordwestlichen Seite ragen aus Losensteiner Schichten auf.

Die Kreide-Paläozänablagerungen bilden langgestreckte, wie erwähnt, auf drei tektonische Teileinheiten aufgegliederte Zonen. Die Schichten zeigen jedoch in jeder derselben die gleiche, sehr kennzeichnende Abfolge.

Basal liegen Losensteiner Schichten transgressiv verschiedenen Gesteinen des Unterbaus auf. Nur über dem Hauptdolomit des westlichen Haltriegels und übergreifend auf den nördlich benachbarten Lias kommt es zu einer Ausbildung von Blockbrekzien des Alb-Cenoman mit Orbitolinen. Die Lokalkomponenten aus Jura und Obertrias können Zentimeter- bis Metergröße erreichen. Die Blockbrekzien können in sedimentärem Verband mit grauen, meist harten Mergeln liegen (West- und Nordwestseite der genannten Hauptdolomitauftragung W des Haltriegels).

Das dominierende Sediment der Losensteiner Schichten sind jedoch mächtige, z. T. massige Quarzsandsteine seltener Brekzien, abschnittsweise laminiert und mit Mergellagen. Bestimmte sandige oder mergelige Abschnitte enthalten Geröllhorizonte mit bis mehrere Zentimeter großen Komponenten von Quarz, Hornstein, Exotika und Karbonaten. Deutlich läßt sich von diesem tieferen ein höherer mergeliger Abschnitt abtrennen, der höhere Cenomananteile vertritt.

Über dem Cenoman liegt, ursprünglich sicher flächig verbreitet, jetzt aber häufig zu Scherlinsen verformt, Coniac/Santon und Campan in der aus der Gießhübler Mulde bekannten typischen Ausbildung. Das Coniac/Santon besteht aus dichtem, dunklen Karbonat-Quarzarenit. Grobklastisch einsetzend (Reichtum an Hornsteinkomponenten) geht er gegen oben zu in dunkelgrauen feinkörnigen Arenit und schließlich in grauen,

gelblich anwitternden Mergelkalk über. Ein typischer Aufschluß des Coniac/Santon liegt in einem kleinen Steinbruch NW des Gehöftes Seidl. Hier konnte bei inverser Lagerung zwischen dem Arenit und dem an Inoceramen reichen Mergelkalk ein schmaler Resedimentationshorizont festgestellt werden.

Die gelblichgrauen Mergelkalke stellen den tieferen Teil der an Globotruncanen reichen pelagischen Abfolge, die noch zumindest einen Teil des Santon, hauptsächlich aber das Untercampan umfaßt, dar. Über ihnen können sich dünne laminierte Sandstein-Mergelhorizonte einstellen, bevor das Leitgestein, ziegelroter bis violetter Mergelkalk, einsetzt. Ein derartiger Profilabschnitt findet sich in typischer Form in einem südlich des Gehöftes Bacher gegen SE ansteigenden Hohlweg.

Eine persistente Erstreckung zeigen die Sedimente des darüber folgenden Paleozän/Obermaastricht. Die unteren Gießhübler Schichten sind durch Turbiditsandsteine und graue, rote und grünliche Pelite vertreten. Ein Quelfassungsbau 250 m S des Gehöftes Kleinbacher schloß sie in größerem Umfang auf. Sie begleiten auch die Straße im Höfnergraben einschließlich eines Faltenkernes aus Campan in 500 m Entfernung N vom Höfnerhaus. Auch Mittlere Gießhübler Schichten mit ihren kennzeichnenden, an Lithothamnien reichen, gradierten Brekzienhorizonten sind vertreten als ausgeprägte Felsstufen 400 m SE des Höfnerhauses und isoliert vorgeschoben SE des vorerwähnten Hohlwegprofils im Süden des Gehöftes Bacher. SE des Höfnerhauses werden die Mittleren möglicherweise von den Oberen Gießhübler Schichten überlagert, bevor die Reisalpendecke darüberschiebt.

Die stark übergreifende Lagerung der Gosau über verschiedene alte Anteile des Alb-Cenoman-Komplexes der Losensteiner Schichten spricht für eine vorgosauische Verfaltung derselben. Die Gießhübler Schichten greifen nur in geringem Maß über die Oberkreide-Gosau hinweg auf Cenoman.

Die zwei Überschiebungen, die die Gliederung des Kreide-Paläozänstapels des untersuchten Bereiches in 3 Schuppen bewirken, sind markiert dadurch, daß Schichten des Losensteiner Komplexes über Streifen von Kreide-Gosau und Paleozän fahren. Der nördlichere dieser Streifen ist in E-W-Erstreckung vom Bahnhof Thenneberg bis zum Höfnergraben verfolgbar. Knapp vor dem Höfnergraben verläuft er vorübergehend N-S. Für eine flache Überschiebungsbahn der Hangenschuppe spricht südlich des Gehöftes Angerhof eine halbfensterförmige Ausbuchtung und das Auftreten von 2 kleinen Fenstern von Paleozän unter Losensteiner Schichten.

Der südlichere Streifen von Gosaukreide und Paleozän ist lückenhafter. Er setzt südlich Tenneberg ein, zieht sich nördlich vom Seidl vorbei und reicht bis zur Überschiebung der Reisalpendecke im Südteil des Höfnergrabens.

Streckenweise überschieben Losensteiner Schichten der Hangenschuppe solche der Liegendschuppe.

An beiden Überschiebungslinien treten häufig Quellen aus.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung der Flyschzone auf Blatt Straßwalchen konnte im Berichtsjahr weitgehend abgeschlossen werden; ein ausführlicher Bericht zur Geologie der Salzburger Flyschzone ist in Vorbereitung, sodaß hier nur in aller Kürze über die neuesten Ergebnisse berichtet wird. Der Schwerpunkt dieser Aufnahmestätigkeit lag im Gebiet östlich der Zellerseefurche.

Im Reitzingbach östlich von Oberhofen wurden südfallende Gesteine der Zementmergelserie und der Altenglengbacher Schichten angetroffen. Letztere werden von der Zementmergelserie einer höheren tektonischen Einheit (= Irrsberg Decke) überschoben. Die Schichtfolge der Irrsberg Decke reicht bis in das tiefste Eozän (NP10) hinauf, welches im Graben SE vom Gehöft Schafleiten mit reichen Nannofloren nachgewiesen werden konnte (BA 7/88): *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster diastypus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Discoaster mohleri* BUKRY & PERCIVAL, *Discoaster falcatus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Tribrachiatulus bramlettei* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Rhombaster cuspis* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Chiasmolithus eograndis* PERCH-NIELSEN, *Fasciculithus involutus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Placozygus sigmoides* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *Ericsonia cava* (HAY & MOHLER), *Thoracosphaera operculata* BRAMLETTE & MARTINI und umgelagerte Kreideformen. Das Untereozän und das ebenfalls nachgewiesene Oberpaläozän (NP9) sind in einer pelitreichen Fazies aufgeschlossen; das Verhältnis Psammite : Pelite beträgt etwa 1 : 10. An den Sohlf lächen der wenigen Hartbänke konnten manchmal Kolkungsmarken beobachtet werden, welche eine Bewegungsrichtung der Resedimentströme von Südwesten nach Nordosten anzeigen. Diese Transportrichtung wurde im Bundesland Salzburg in altersgleichen Aufschlüssen der Altenglengbacher Schichten mehrfach beobachtet.

Über der Irrsberg Decke liegt die Kolomannsberg Decke: diese Einheit überschiebt am Nordhang des Schoibernberges mit Zementmergelserie das oben erwähnte Alttertiärvorkommen der Irrsberg Decke. Diese Deckengrenze liegt in der streichenden Fortsetzung der westlich der Zellerseefurche gelegenen Überschiebung im Haldingerbachgraben (s. Bericht 1985). Gemäß dem generellen Südfällen der Bänke folgen südlich der Zementmergelserie die Pernecker Schichten und die Altenglengbacher Schichten, welche Kote 806 aufbauen. Südlich davon werden die Flyschgesteine auf einer Strecke von rund 3 km von mächtiger Grundmoräne verhüllt.

Erst wieder südlich von Zell am Moos streichen Flyschgesteine an der Oberfläche aus: Altenglengbacher Schichten bilden den verhältnismäßig steilen Hang zwischen Gasleiten und dem Gehöft Wiesinger. Diese Gesteine bauen hier eine annähernd E-W-streichende Antiklinalstruktur auf, deren Scheitelzone im Bereich des

Weilers Rauchenberg liegt. Die Altenglengbacher Schichten, welche mit Nannoplankton in das Maastricht eingestuft werden konnten, zeigen eine abwechslungsreiche Schichtfolge mit verschiedenen Pelitgesteinen (hellgraue Kalkmergel; graue Tonsteine; siltige graue Tonmergel), Kalksandsteinen und bis zu 2 m mächtigen Mürbsandsteinen. Letztere lassen an ihren Sohlf lächen gelegentlich Kolkungsmarken erkennen, welche eine Transportrichtung des resedimentierten Materials von Osten nach Westen belegen; diese Richtung ist typisch für das Maastricht und das Unterpaläozän der Altenglengbacher Schichten in Salzburg.

Südlich der Westautobahn wurden in der Flyschzone noch einige Begehungen im Vorland des Schober durchgeführt: Dort konnte ein weiteres Vorkommen von Unterkreideflysch entdeckt werden. Westlich von den neokomen Tristelschichten beim Schwandbauer (s. Bericht 1987) wurden Blöcke von harten, splitterig brechenden, kieselig gebundenen Quarzareniten („Ölquarzite“) entdeckt, welche sich durch ihre grüne Farbe auszeichnen. Diese Arenite, welche südlich des Weilers Schmidling in 650 m Seehöhe auftreten, werden allgemein als Leitgestein des Gaultflysch betrachtet.

In den Nördlichen Kalkalpen fanden Begehungen im Abschnitt zwischen Salzachtal und Faistenauer Graben statt. In tektonischer Hinsicht liegt hier eine große Antiklinale vor, deren NNW-SSE-streichende Achse nördlich des Wiestalstausees in etwa durch den Verlauf des Schwarzaubaches nachgezeichnet wird. Das vorherrschende Gestein in diesem Gebiet ist der über 2000 m mächtige Hauptdolomit, welcher den Grünberg, den Kugelberg, den Strumberg, die Reischau- und Pittrachspitze und das Gebiet der Plötz aufbaut.

Der Hauptdolomit wird von Plattenkalk und Dachsteinkalk überlagert, welcher am Schwarzenberg (am Westflügel der Antiklinale) eine Mächtigkeit von rund 300 m erreicht. Gegen Westen nimmt die Bedeutung dieses Schichtgliedes schnell ab und so erfolgt rasch der Übergang in die Kössener Fazies. Diese ist in geringmächtigen Einschaltungen auch schon am Schwarzenberg und im Gebiet der Gurlspitze vorhanden.

Am Ostflügel der großen Antiklinale wird der Hauptdolomit am Lidaunberg bei Faistenau ebenfalls von Plattenkalk und Dachsteinkalk überlagert, welche hier eine Mächtigkeit von 300 m erreichen. Gegen das Hangende entwickeln sich allmählich geringmächtige und dünnbankige Kössener Schichten; Lumachellen und Bänke mit Riffschuttmaterial sind selten. Die darüber folgenden Adneter- und Scheibelbergschichten werden an der Forststraße am Osthang des Lidaunberges von einer Störung abgeschnitten; an die erwähnten Gesteine grenzen hier tektonisch stark beanspruchte Oberalmer Schichten mit Barmsteinkalkeinschaltungen. Die Störung, welche von Südosten nach Nordwesten streicht, verläuft annähernd parallel der Filbingstörung und ist somit vermutlich ebenfalls ein Teil des Wolfgangsee-Störungssystems. Östlich des Bruchs folgen über den Oberalmer Schichten graue, oft siltige Mergel und Kalkmergel, welche neokome Nannofloren lieferten (Roßfeldschichten). Gelegentlich sind in dieser Abfolge auch dünne Sandsteinbänke enthalten. Geringmächtige Gosausandsteine (Glanegger Schichten) im Hangenden der pelitreichen Gesteinsabfolge und schließlich mächtige Konglomerate mit kalkalpinen Komponenten bilden den Abschluß der Kreideschichtfolge.

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Aus organisatorischen Gründen wurde 1988 an zwei weit auseinander liegenden Bereichen kartiert:

1) Die weitere Umgebung von Faistenau im Kontaktgebiet des Salzachgletschers (Seitenast im Wiestal), Traungletschers (im Brunnbachtal) und des Hinterseegletschers.

Während des Würmhochglazials war das Becken von Faistenau bis in eine Höhe von 795–800 m mit Eis erfüllt, das hauptsächlich aus dem Hintersee- und Brunnbachtal stammte. Im Westen hatte es südlich und nördlich des Kugelberges Kontakt mit dem Eis aus dem Salzachtal. Die Eismächtigkeit des Hochstandes wird durch einige Terrassen und Moränenwälle markiert. So stellt die ebene Fläche zwischen Botenwirt und Wald den Rest der Auffüllung zwischen dem Eisrand und der Talwasserscheide ins Fuschltal in 800 m Höhe dar. Der direkte Eiskontakt dieses Staukörpers im Bereich des Botenwirtes wird durch zwei große erratische Blöcke am Rand des Sedimentkörpers belegt. Weiter nach Süden geht dieser in Moräne mit vielen groben Geschieben und letztlich in den deutlichen Wall bei Ausweg über, der das kleine Tälchen östlich des Kühberges nach Süden zu abdämmt.

Ebenso von diesem Eisstrom während des Hochstandes stammt der etwas vom Hang abgesetzte Moränenwall, der nordöstlich des Kugelberges ansetzt. Er vereinigt sich in Bramsau mit dem äquivalenten Wall des Salzacheises und setzt sich als breiter, mächtiger Wall bis in den Ort Faistenau fort. Dieser stellt somit eine Endmoräne von Salzach-, Traun- und Hintersee-Eis dar. Zwischen beiden Moränen wurde im Süden unmittelbar am Fuß des Kugelberges ein Staukörper in 795 m Höhe geschüttet, der durch ein Trockental vom östlichen der Wälle getrennt ist.

Weiter im Süden wird die Eishöhe nur noch vom bis in 820 m Höhe reichenden mächtigen Wall westlich des Seeberges markiert. Er wurde vom Salzacheis aufgeschüttet und dämmt das kleine Tal südlich davon ab. Weiter im NW ist die Eishöhe nur durch die Reste von Eisstaukörpern (in 790 m Höhe) markiert (oberhalb Todtbauer, bei Krin), die aber bereits knapp nach dem Hochstand während des ersten Zurückweichens des Eises sedimentiert worden sein dürften. Ebenso nicht aus der Zeit des Hochstandes sondern etwas jünger dürfte die Stauterrasse oberhalb Lohmühle, außerhalb der Wälle bei Hamosau sein. Demnach entsprechen auch die deutlichen Wallformen bei Hamosau wahrscheinlich nicht dem Hochstand der Eiszungen im Brunnbachtal, sondern wurden erst während erster Rückzugshalte geformt. Im Liegenden dieser Wallformen, die viele gekritzte Geschiebe beinhalten, finden sich lokale sandige Kiese, die überwiegend wenig gerollt sind und in manchen mächtigen Lagen Deltaschüttung zeigen. Zum Liegenden zu werden sie immer feinkörniger und liegen Bänderschluften auf, die häufig größere Gesteinsbrocken (drop stones) beinhalten und mit z. T. mächtigen Sand- und Feinkieszwischenlagen wechsellagern.

Diese Sedimentabfolge ist zu beiden Seiten im tiefen Einschnitt des Brunnbaches zwischen der Brücke

(729 m) beim Wasenmoos und Lohmühle zu finden und stellt eine Verbauung des Talbereiches zwischen den endgültig vorstoßenden Gletscherzungen dar, bevor sie sich dann vereinigten und ihre Moränenmaterialien abgelagerten.

Eine ähnliche Verbauung entstand auch am Ausgang des Weißenbachtals (Bl. 94 Hallein), das mit mächtigen, sandreichen Bänderschluften verfüllt wurde, als die Eiszunge aus dem Wiestal vordrang, die dann die deutliche Endmoräne westlich Seeberg und südlich Grünau ablagerte. Hier kam es nicht mehr zur Vereinigung des Lokalgletschers im Weißenbachtal mit dem Salzachgletscher, wodurch das Tal beim Wurmwinkel (Bl. 94 Hallein) hauptsächlich mit feinkörnigen Stauseedimenten verfüllt ist. Ebenso Sedimente aus der Aufbauphase der Gletscherzunge aus dem Wiestal finden sich bei Plaik und westlich Bramsau, wo feinkornreiche Stauseedimente von mächtiger Grundmoräne überdeckt sind. Jene kamen zur Ablagerung, als die Strubklamm durch den vorrückenden Gletscher verschlossen war.

Der Eisrückzug dokumentiert sich im Becken von Faistenau durch ein weitläufiges Kamesgebiet mit Toteislöchern, das entstand, als die gering mächtige Eiszunge abschmolz. In der weiteren Folge entstand offensichtlich ein ausgedehnter Stausee im Bereich Vordersee und oberhalb der Strubklamm, in dem eine Stauseefüllung mit einer Oberfläche in ca. 750 m Höhe mit weit verbreiteten, mächtigen bottom set-Sedimenten entstand. Diese sind für die ausgedehnte Rutschung NW Grünau an der Terrassenkante zum Almbach verantwortlich. Nach der Ausbildung dieser weitgespannten Seefüllung kam es zu einem ruckartigen Tieferlegen des Abflurniveaus und zur Ausbildung tiefer liegender Terrassenflächen.

Spuren älterer Vereisung konnten nur im Graben SE Hamosau gefunden werden. Es ist dies ein Konglomerat aus groben, schlecht gerundeten Komponenten, die in den liegenden Anteilen eine größere Vielfalt an Gesteinen zeigen und zum Hangenden immer mehr vom örtlichen Hauptdolomit dominiert werden. Die Kalke im liegenden Anteil führen manchmal Kritzer, die die Ablagerung als eisrandnahe belegen. Es dürfte sich dabei um eine verfestigte Eisrandterrasse aus einer älteren Vergletscherung (Riß?) handeln.

2) Südseite des Tannberges am Nordrand des Wallerseeobus des Salzachgletschers

Am Südfuß des Tannberges ist eine vielgliedrige Endmoränenlandschaft der letzten Eiszeit erhalten. Dabei ist der innerste Wall, der oberhalb Molkham in 680–690 m Höhe ansetzt, der deutlichste. Er zieht von Molkham über Wallsberg zum Steinerbach, östlich dessen er sich als Kante fortsetzt. Es ist ein sehr scharf modellierter, schmaler Wall, auf dessen Rücken immer wieder große Erratika zu finden sind. Neben diesen größeren Erratika finden sich nur kristalline Gesteine und häufig Quarze und Quarzite, die auffällig gut gerundet sind. Wie in der Entnahme an der Straße Molkham–Himmelsberg zu sehen ist, wird die Moräne von Flysch und kalkalpinen Geschieben aufgebaut, die stark glazial bearbeitet und häufig gekritz sind. Dabei ist das Verhältnis Flysch zu Kalkalpen ca. 1 : 1 mit einer deutlichen Kristallinführung von mehreren Prozent. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Gesteine der Hohen Tauern (Gneise, Prasinite, Grünschiefer, Glimmerschiefer), wozu noch Materialien aus der Grauwackenzone (z. B. Phyllite) kommen. Die gut gerollten

Quarze und Quarzite dürften im Gegensatz zu diesen Materialien oftmals umgelagerte Gerölle der Molassezone (Mio-/Pliozän) sein. Das weitgehende Fehlen der kleinen Kalkgeschiebe an der Oberfläche und die relative Anreicherung der verwitterungsresistenten Kristallin- geschiebe und Sandstein ist auf eine intensive Entkalkung der Verwitterungsschicht durch die hohen Niederschläge zurückzuführen. Diese intensive Entkalkung wird auch durch eine Veraschung der Dolomite bis 2–3 m unter der Oberfläche in dem gut permeablen Gestein dokumentiert.

Die außerhalb dieses deutlichen, lang gestreckten, scharfen Wälles liegenden Wälle sind etwas stärker periglazial überformt und auch kleinräumiger. Sie erreichen bei Himmelsberg 708 m Höhe, die größte Höhe des Eises zur Würmeiszeit in diesem Raum. Die Zusammensetzung des Moränenmaterials ist in diesen Wällen durchaus der des inneren Wälles vergleichbar. Im Steinerbach, dem einzigen fast durchgehend aufgeschlossenen Profil durch die Moräne, ist aber eine Zunahme der kalkalpinen Geschiebe auf Kosten der Flyschgeschiebe zu den äußeren Wällen zu beobachten. Auch hier finden sich wieder Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, grobe Quarzstücke, Quarzite und wieder kleine (1–3 cm Ø), gut gerollte Quarze.

Aus dieser mächtigen Moränenanhäufung an der Südseite des Tannberges treten östlich Berg großflächig Quellen aus, die gefaßt sind. Im Süden schließt dann die Grundmoränenaukleidung an, der manche Kameshügel (z. B. südöstlich Wallsberg) aufsitzen.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich der Kalkalpen auf Blatt 64 wurde das Gebiet Lidaun – Gitzen neu kartiert.

Der Gitzenberg wird in seinem Südwestteil von Hauptdolomit aufgebaut. Gegen Osten wird der Hauptdolomit vom Quartär überlagert. Die Hauptmasse des Berges besteht aus Plattenkalk. Im Grenzbereich Hauptdolomit – Plattenkalk ist eine Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitpartien erkennbar. Das Wiesengelände nördlich Gitzenberg bilden Gosausandsteine. Vereinzelt sind rote Kieselgesteine (Ruhpoldinger Schichten?) anzutreffen. Die kleinen Hügel südwestlich Poschlehen werden im Westen von Plattenkalken und im Osten, zur Straße hin, vor Jurarotkalken (Adneterkalk), Allgäuschichten und Kössener Schichten gebildet. Diese Serien werden von Gosausandsteinen überlagert.

Östlich der Straße Poschlehen – Gäng – Gitzen liegen nördlich der Straße, Richtung Sattel Gosausandsteine, -mergel und Konglomerate. Östlich Gäng zieht ein Streifen Oberalmer Schichten gegen Südosten Richtung Jagdhütte. Nördlich dieser Serie treten südlich des Wiesengeländes Schrambachschichten auf. Ruhpoldinger Schichten, Allgäuschichten und Adneterkalk liegen südlich der Oberalmer Schichten. Südwestlich der Jagdhütte treten im Liegenden dieser Abfolge Plattenkalk und Hauptdolomit auf. Der Plattenkalk bildet die Hauptmasse des Lidaun. Den Südhang des Li-

daun bauen Hauptdolomite auf. Nordöstlich Eckschlag und nördlich Eisenstadt sind in den hangenden Partien des Hauptdolomits bituminöse Einschaltungen ausgebildet. Im Hangenden des Basiskonglomerates sind im Sattel nördlich des Lidaun Rhodolithen entwickelt. Ungefähr 150 m östlich des Sattels sind schwarze kohleführende und molluskenreiche Mergel des Campan aufgeschlossen.

Der Südhang des Kleinen Hirschberg wird von Schrambachschichten gebildet. Der Grat und der Nordhang wird von Oberalmer Schichten eingenommen. Im Nordwesten des Kleinen Hirschberg sind Wettersteindolomite, Wettersteinkalke und Gosauserien aufgeschlossen.

Der Hirschkopf zeigt wie der Kleine Hirschberg im Süden Schrambachschichten, am Grat Oberalmer Schichten und im Nordwesten Gosaukonglomerate.

Gutensteiner Schichten bilden den Südwesten des Hügels nördlich Mitterau. Den Großteil dieses Berges bauen Wettersteinkalke auf. Die Nordhänge werden von Wettersteindolomiten eingenommen.

Der kleine Hügel südöstlich Mitterau besteht aus Hauptdolomit.

Im Graben östlich Wald liegen Gosausandsteine und -konglomerate.

Nach Süden treten Schrambachschichten, Oberalmer Schichten, Ruhpoldinger Schichten, Kössener Schichten und Plattenkalk auf.

Hauptdolomit baut den Westteil des Rannberg auf. Plattenkalke bilden den Gipfel. Nordöstlich des Rannberg treten in dem Graben erneut Hauptdolomite zu Tage. Nordöstlich, südlich und westlich Kote 1014 ist Quartär aufgeschlossen.

Die Schichtfolgen des Döllerer Waldes wurden einer näheren Untersuchung unterzogen. Für eine genaue stratigraphische Zuordnung müssen noch einige Dünnschliffe ausgewertet werden. Es zeigt sich aber eine sehr flache Lagerung, wobei in den Gräben immer wieder die Liegenden Serien aufgeschlossen sind.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee

Von BENNO PLÖCHINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Neue Forststraßen veranlassen zu einer Revision an der Westseite des St. Wolfgang Schafberges und am Eibenberg-Südfuß. Die Glasherrn-Forststraße, die nördlich von Fürberg in 580 m NN beginnt, schließt bis südlich der Nd. Glasherrnalm (K. 741) den norisch-rhätischen Plattenkalk der WNW-ESE-streichenden Dorneralm-Antiklinale auf. Nördlich einer Störung folgen im gleichen Streichen die Liasablagerungen der Schafberg-Synklinale.

Am höher gelegenen Forststraßenzweig ist in 930 m NN, nahe an der Grenze zum Lias, ein Plattenkalk mit einer gegen NNE getriebenen, großen Liegendfalte aufgeschlossen, an deren Liegendschenkel eine über metamächtige, megalodontenreiche Plattenkalkbank von einem mittelsteil SSE-fallenden, dünnbankigen Mergel-

kalk unterlagert wird. Dieser vertritt die im Schafbergzug kartierungsmäßig im allgemeinen nicht vom Plattenkalk zu trennenden Kössener Schichten. Eine ca. 3 m mächtige, enggefaltete Zwischenlage darin verweist auf eine intralaminare Gleitung.

Zur Liasfüllung der Schafbergmulde gehören ein dünnbankig-schiefriger, an Spongiennadeln reicher Kalk (Liasspongienkalk bzw. Kirchsteinkalk) und ein gebankter bis massiger, an Crinoidendetritus reicher, heller bis rötlicher Echinodermenspatkalk (Liascrinoidenkalk bzw. Hierlatzkalk). Dank der guten Aufschlüsse entlang der Glasherrenalm-Forststraße konnten diese sich durch Verzahnung ablösenden Gesteine gut voneinander getrennt ausgeschieden werden; auf der 1972 ausgegebenen geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25.000 wurde eine Punkte-Übersignatur verwendet.

Der mächtige, die Schafberg-Gipfelzone aufbauende Crinoiden-(Brachiopoden-)Kalk keilt im Bereich des Kesselgrabens aus und wird seitlich von den kieselig-tonigen Sedimenten des Kirchsteinkalkes abgelöst. Der tiefere Zweig der Glasherrn-Froststraße quert den im Kirchsteinkalk liegenden Crinoidenkalk zwischen 900 und 1000 m NN beiderseits des Kesselgrabens: der höher hinauf führende Forststraßenzweig quert ihn zwischen 1150 und 1260 m NN. Die Verzahnung der beiden Schichtglieder ist mehrfach zu beobachten. Eine wenige 10 m mächtige Kirchsteinkalk-Einschaltung im Crinoidenkalk liegt bei ca. 1220 m NN vor.

Blöcke aus den Gesteinen der Schafberg-Westseite sind unter den zur Zeit 15 Exponaten des kürzlich an der Strobler Bürglpromenade aufgestellten Lapidariums zu sehen.

Zwischen den Liassedimenten und dem über 100 m mächtigen, vom Kesselkopf (K. 928) zur Butterwand streichenden norisch-rhätischen Plattenkalk des Mulden-Nordflügels liegt eine Störung, die in der unmittelbar nördlich des Schafberggipfels (K. 1785) durchlaufenden Grünseescherfläche E. SPENGLER's ihre östliche Fortsetzung findet.

Eine vom Hüttenstein ausgehende, zur Valtlalm führende Forststraße verbleibt ab 700 m NN, kurz nach einem Wasserreservoir, im Hauptdolomit. An der Eibenberg-Forststraße bei Winkl befinden sich zwei kleine, nur wenige 10 m lange Kirchsteinkalk-Vorkommen, die zum Nordrand der Schafbergmulde gehören. Ein Vorkommen liegt 200 m NE Gehöft Zeppenau, in 660 m NN und ein zweites, ca. 150 m westlich davon, vor der ersten Spitzkehre in 680 m NN. Beim erstgenannten Vorkommen schaltet sich gegen den Hauptdolomit des Eibenberg-Südfußes noch eine kleine Plattenkalkpartie ein; das letztgenannte Vorkommen ist durch eine Störung vom Hauptdolomit abgesetzt und zeigt eine NE-SW-streichende Falte.

Ein von K. BREUER in St. Gilgen beim Haus Pöllingerstraße 7 gefundenes, kopfgroßes Quartärgeröll aus einem mittelkörnigen Konglomerat weist \pm gut gerundete Kristallin- und Karbonatgesteinskomponenten, darunter nach G. FRASL drei Granitoidgerölle auf.

Das Konglomerat, das im sandigen Bindemittel ein Exemplar von *Nummulites* sp. führt, dürfte den eozänen Sedimenten des Wolfgangseefensters entstammen. In diesem Zusammenhang soll erinnert werden, daß die Buntmergelserie des Wolfgangseefensters, die senone bis mitteleozäne Sedimente erfaßt, nahe dem tirolischen Fensterrahmen, und zwar im Graben bei Laim

(ESE von St. Gilgen) und am Nordfuß der Bleckwand WSW von Strobl, tektonisch vom Flysch überlagert wird. Sie entspricht dem im tieferen marinen Milieu abgesetzten, südlichsten Helvetikum dem Ultrahelvetikum S. PREY's, das dem mächtigeren, im seichteren Meer gebildeten Schweizer Helvetikum gegenüber zu stellen ist. Die weißlichen, dunkel gefleckten Senonmergel im Moosbachgraben SW von Strobl sind, wie M. FREIMOSER bestätigte, nach ihrer Fazies und nach ihrem Mikrofossilinhalt jenen des Ruhpoldinger Helvetikums äquivalent.

Bekanntlich verweisen Aufschlüsse am Nordfuß der Bleckwand (Blatt 95) auf eine sedimentäre Überlagerung der eozänen Buntmergel über einem vulkanitführenden, bunten Tithonkalk und einem grauen, dunkel gefleckten unterkretazischen Mergelkalk der Klippenserie und werden deshalb zusammen zum Ultrahelvetikum gestellt (B. PLÖCHINGER, 1964, 1973, 1982). Wollte man diese Klippengesteine wie die ophiolitführenden Gesteine der St. Veiter Klippenzone (S. PREY, 1973) und der Ybbsitzer Klippenzone (W. SCHNABEL in F. BAUER et al., 1979) als Anteil der normalen Basis des nordpenninischen Flysches sehen, müßten die Klippengesteine des Fensters von einer normalen Flyschüberlagerung tektonisch getrennt und in die ultrahelvetischen Buntmergel eingewickelt worden sein – ein Vorgang, der nach dem derzeitigen Stand der Kenntnis nicht vertretbar ist.

Im Sinne einer transgressiven Stellung der Buntmergelserie über der Klippenserie vermerkt S. PREY, daß auch der vom Ultrahelvetikum bedeckte Kontinentalrand basische Eruptiva führen könnte – eine Meinung, der sich auch W. SCHNABEL anschließt. R. OBERHAUSER wirft in diesem Zusammenhang die Frage auf, ob nicht auch die Feuerstätter Klippenzone mit ihrem Tithon-Neokom und ihrem allerdings nicht in unmittelbarem Kontakt damit stehenden basischem Eruptivgestein eine äquivalente Stellung einnimmt.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von GERD FRIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen, die eine quartärgeologische Kartierung im Raum zwischen Scharnstein und Pettenbach umfassen, wurden im Gebiet um Steinbach/Ziehberg begonnen. Das nur ungenügend aufgeschlossene Gebiet zeigt bis zum Talausgang bei Steinfeldern keine quartären Reste. Ob es sich bei einer, das ganze Tal hindurch verfolgbareren Einnebnungsfläche etwa 30 Meter über dem heutigen Talniveau um Lithologiegrenzen oder ein altes Talniveau handelt, muß sich aus weiteren Untersuchungen ergeben.

Das Terrassenniveau zwischen Scharnstein und Steinfeldern wird aufgrund der sehr jungen Oberflächenform, der geringen Bodenausbildung (– 50 Zentimeter) und der auch unmittelbar unter der Bodenkrume kaum verwitterten Karbonatschotter (vor allem Wettersteinkalke, Reiflinger und Gutensteiner Kalke) wohl

einer würmeiszeitlichen Aufschotterung zugeordnet werden müssen, die eigenständig Höhenlage im Vergleich zu den außerhalb des Almtales aufgenommenen Würm- und Rißterrassen macht es zweckmäßig, vorerst von einem (würmeiszeitlichen) „Scharnsteiner Terrassenniveau“ zu sprechen. Dem entsprechend werden auch nur oberflächlich konglomerierte, wenig verwitterte Schotterniveaus westlich Almaumühle am Ausgang des Greisenbaches und an der Straße nach Bauernreith diesem Schotterstand zugeordnet.

Der bei Dorf südwestlich Scharnstein aufragende Flyschhügel ist nur bei Haid mit Moränenmaterial bedeckt, wie aus einer Baugrube im nördlichen Teil dem vorhandenen Moränenmaterial zu entnehmen war; das zum Teil schon recht kräftig zersetzte Karbonatmaterial und die bis 1,7 m mächtige Lehmschwarte lassen hier Riß-Alder wahrscheinlich sein. Gleiches gilt auch für den schmalen Terrassenstreifen, der, an die Moräne anschließend, in Haid mit einem kleinen Steinbruch endet.

Inwieweit es sich bei dem von Mühldorf bis knapp vor Viechtwang vorhandenen, etwa 10 Meter über dem Scharnsteiner Niveau verfolgbar Terrassenrest um einen Erosionsrest einer Rißterrasse handeln kann, müssen im Moment noch nicht vorhandene Aufschlüsse zu Tage bringen.

Mehrmalige Begehungen der Hänge westlich und nordwestlich Viechtwang und Scharnstein brachten keinerlei Hinweise auf etwaig noch erhaltene Reste von Altmoränen, ein Garagenneubau am Almtalausgang südöstlich Rankleiten auf 515 m zeigte aber eine Bedeckung mit Solifluktionsschutt von mindestens 3,5–4 Metern. Auch zahlreiche kleine Rutschungen, so zum Beispiel oberhalb des östlichen Endes der Steinfeldner Terrasse am nördlichen Berghang lassen eine Erhaltungsfähigkeit von glazigen Ablagerungen am Ausgang des Almtales sehr unwahrscheinlich werden. Almabwärts lassen sich ab Steinbachbrücke zwei bis drei Niederterrassenniveaus unterscheiden; Sandgruben zeigen wie auch in der „Pettenbach-Hochterrasse“ eine deutliche Vormacht an Karbonatschottern wie Wetterstein-, Reiflinger-, Gutensteiner Kalken, höhere Flyschanteile treten nur im Bereich der Einmündungen von Bachläufen aus dem Flysch auf.

Der bewaldete Hügel etwa 500 Meter nordwestlich Heiligenleithen ist in seinem Verlauf bis zum Bauern Scharzer ungewöhnlich stark vernäbt und mit kleinen Tümpeln geradezu übersät, zwei Bachläufe zeigen auch hier eine Lehmschwarte von mindestens 2,5 Metern. Ob es sich hier wirklich nur um den westlichsten Teil des Flyschrückens vom Magdalensberg oder vielleicht um tiefgründig verwitterte und verlehnte Reste einer Altmoräne handelt, ist vorerst noch nicht feststellbar. Aushubmaterial eines Neubaus im Talniveau 200 Meter südlich Dürn brachte unter ebenfalls mächtiger Lehmbedeckung auch zahlreiche stark zersetzte Reste von Kristallinmaterial zum Vorschein. Inwieweit es sich dabei um verschwemmte Reste des bis Pettenbach heranreichenden Astes der Mindelmoräne des Kremstales handelt, muß vorerst noch offenbleiben. Die südliche Abgrenzung der jüngeren Deckenschotter nördlich Pettenbach ist auch nur aufgrund von Material aus Neubauten möglich, eine deutliche morphologische Grenzziehung ist erst weiter im Norden möglich. Die Verwitterungsschwarte an zwei Neubauten bei Bergern zeigt aber eine Mächtigkeit von hier mindestens 2,5–3 Metern.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Bereich Almtal – Laudachsee auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Ablagerungen der Alm und des Almtalglatschers zwischen Almegg und der Haltestelle Kothmühle

Über den rezenten Ablagerungen der Alm ist noch eine weitere, ca. 10 m höhere Terrassenebene ausgebildet. Am Rand dieser Terrassenflur ziehen sich Moränenablagerungen etwa parallel zum Talrand hin (vermutlich Würm). Es ist auch zwischen den Moränen und dem Hangschutt des anstehenden Kristallingerölls aufgeschlossen, das aber wahrscheinlich dem Flysch zuzuordnen ist. Diese Gerölle bilden ebenfalls kleine Wälle, die leicht mit den Moränenablagerungen zu verwechseln sind. Bei Almegg reichen die Moränenzüge des lokalen Hauergrabengletschers relativ weit in die Terrassenflur des Almtales hinein.

Nur der Hügel bei Bühel dürfte der Rest einer älteren Terrasse sein, er ist gänzlich aus einem Konglomerat aufgebaut, das hauptsächlich kalkalpines Material enthält.

Ehemalige kleine Bäche haben aus dem Gebiet des Hauergrabens und der diesem vorgelagerten Moräne flache Schuttkegel über die Terrassen geschüttet.

Bereich Schratzenau – Kornstein – Hochbuchegg

Nördlich der Schratzenau befindet sich eine große, vor allem aus Flyschgesteine gebildete Rutschmasse, die sich weiter unten zu einer schmalen Zunge verengt und fast bis zu den Häusern „In der Au“ reicht. Eine markante Erhebung ca. 400 m nordöstlich der Schratzenau und der südliche Teil des Kornsteins bestehen aus einer schwach verkitteten Kalkbrekzie. Der nördliche Teil des Kornsteins ist ein hausgroßer Kalkblock, der nach Osten in einen Schuttstrom bis nach Forst zerfließt.

Die übrigen Hänge nördlich der Schratzenau und des Kornsteins bestehen aus Flysch mit zwischengelagerten Helvetikumsschuppen. Diese Gesteine rufen wegen ihrer wasserstauenden Eigenschaften immer wieder kleinere und größere Rutschungen hervor.

Südlich der Schratzenau schließt die kalkalpine Gesteinsabfolge an. Im Kar östlich des Schratzensteins hat sich ein Gletscher befunden, dessen jüngere, noch gut sichtbare Moränenwälle bis ca. 920 m hinunterreichen.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1986/87 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schneeberges bei Reichraming im Ennstal auf Blatt 69 Großraming

Von MOHAMMED A. ANWAR & PETER FAUPL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet umfaßt die Schneeberg- und Anzenbachmulde der Reichraminger Decke, westlich des Reichramingbaches. Die Südgrenze wird vom Wei-

Benbach, die Westgrenze durch die Linie Geißhanslhütte – K. 1176 des Schneeberggrückens und die Nordgrenze durch Sulzbach und Gschliffner Graben gebildet.

Die Schichtfolge dieses Gebietes beginnt mit Lunzer Schichten sowie Opponitzer Kalk und Rauhwacke, die im Nordabschnitt des Gebietes erschlossen sind. Größte flächenmäßige Verbreitung findet der in einer dünnbankigen Fazies entwickelte Hauptdolomit. In seinem hangenden Abschnitt wird er vom Plattenkalk abgelöst. Vom Schüttberg über den Schneeberg (1244 m), die Kalbsaualm bis zu den Felsen der Tannscharten sind die „Kernschichten“ der Schneebergmulde verbreitet. Diese Schichtfolge umfaßt Kössener Schichten und dickbankigen bis massigen Oberrhätalk (zusammen 250–300 m), darüber folgt Adneter Kalk (ca 10 m), gefolgt von Allgäuschichten (150–200 m). In die Allgäuschichten eingeschaltet findet sich Crinoidenspatkalk (= Hierlatzkalk, ca 10 m). Im Hangenden folgt Jurahornsteinkalk (ca 50 m), der mit den Allgäuschichten durch Übergänge verbunden ist. In einem tektonisch isolierten Vorkommen, ca 600 m ENE der Kautschhütte, in der Steilstufe des Schüttberges, tritt in Verbindung mit diesem Jurahornsteinkalk ein weißer bis blaßrötlicher Crinoidenspatkalk auf, der sich aufgrund seiner Ausbildung am ehesten mit einem Vilser Kalk vergleichen läßt.

Die stratigraphische Einstufung des Adneter Kalkes am Schneeberg erfolgte durch den Fund eines Bruchstückes von *Arietoceras* sp. (det. L. KRYSZYN, Wien) sowie durch die typische Mikrofazies mit *Involutina liassica* und div. Lageniden. Das Liasalter der Allgäuschichten, eine durch starke Bioturbation fleckig graue Kalk/Mergelwechselfolge, konnte im Gebiet zwischen dem Schneeberggipfel und der Kalbsaualm durch die Ammonitenfunde *Epideroceras* sp. und *Ophideroceras* sp. (det. L. KRYSZYN, Wien) belegt werden. Bei den Kalkbänken handelt es sich um Schwammnadeln- und Radiolarienführende Wackestones und Mudstones. Vereinzelt Vorkommen von Frondicularien wurde beobachtet. In Dünnschliffen des Hierlatzkalkes SW des Schneeberggipfels, einem crinoidenreichen Packstone bis Grainstone, konnte *Involutina liassica*, *Fronicularia woodwardi* und *Nodosaria* (det. W. PILLER, Wien) bestimmt werden. Aus dem Jurahornsteinkalk, einem grauen bis schwarzen, im Dezimeterbereich gebankten Kieselkalk, der sich durch zunehmende Verkieselung aus den Allgäuschichten entwickelt und auch als deren kieselreicher Hangendabschnitt betrachtet werden kann, liegen außer zahlreichen Schwammnadeln und Radiolarien keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien vor. Aufgrund seiner stratigraphischen Position kann ein Doggeralter angenommen werden. Aus dem Vilser Kalk sind neben Brachiopoden und Echinodermenschutt in Dünnschliffen *Textularia*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Aulotortus* und div. Lageniden (det. W. PILLER, Wien) festzustellen.

Im Gegensatz zur Schneebergmulde im Gebiet des Fahrenberges, östlich des Reichramingbaches, wo die Schichtfolge bis ins Neokom reicht und dort eine komplizierte Doppelmulde bildet (vgl. Kartierungsbericht von A. MÜLLER, 1986, p. 282 ff.), ist hier ein etwas anderer Bau zu beobachten. Auch hier handelt es sich um eine nach Norden überkippte Mulde. So fällt die Hauptmasse der Schichtflächen dieses Gebietes mittelsteil bis steil gegen SSE ein. Durch eine sehr intensive Einengung haben jedoch die „Kernschichten“ der

Mulde teilweise eine Abscherung vom Hauptdolomit- und Plattenkalksockel erfahren. So lagern im Kern der Mulde die Allgäuschichten direkt über Hauptdolomit. Die ungefähr ENE-streichende und schwach nach E einfallende Muldenstruktur mit den Juraschichtgliedern wird am Ostabhang des Schneeberges von einer N–S-streichenden Störung abgeschnitten. Kluftrmessungen an den Forststraßenaufschlüssen im Hauptdolomit, auf der Südseite des Schneeberges, zeigen ein bevorzugtes NW–SE-Streichen.

Im Gebiet des Weißenbachgrabens, im Südabschnitt des Kartierungsgebietes, finden sich letzte westliche Ausläufer der „Kernschichten“ der Anzenbachmulde. Es handelt sich hierbei um zwei, vom Hauptdolomit abgescherter Jurakalkvorkommen; eines östlich des Kuhgrabens, an der Forststraße ca 300 m südlich Jagersberg (Kt. 705), ein weiteres auf der nördlichen Talseite des Weißenbachgrabens bei Kt. 404. Die beiden Vorkommen werden von einem roten, knollig dünnschichtigen, geflaserten Steinmühlkalk (*Lamellaptychus beyrichi* aus dem Vorkommen E Kuhgraben; *Saccocomen*, Radiolarien, *Spicula*, Protoglobigerinen, *Spirillina*, *Ophthalmidium*, *Lenticulina*, *Nodosarien*) und Calpionellen-führenden Aptychenschichten aufgebaut.

Im Gebiet südlich von Reichraming lassen sich die quartären Terrassen der Enns noch in das Tal des Reichramingbaches und Sulzbaches hineinverfolgen. Zu beobachten sind die Schotter der Niederterrasse und der Hochterrasse.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

VON RAINER BRAUNSTINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr fanden Nachbegehungen einiger Grenzen sowie die Aufnahme der Südostecke des Kartenblatts mit einer Vergleichsbegehung auf Blatt Kirchdorf statt.

Die Südabdachung des Sengsengebirges (Gamsplan – Mayrwipfl – Rettenbachreith) wird ausschließlich aus südfallendem, massigem, selten 5 bis 10 m gebanktem Wettersteinkalk aufgebaut. Die hangparallel einfallenden Schichtpakete bilden häufig Steilabbrüche, wogegen die flach fallenden Kalke im Gipfelbereich von Almen mit vielen Karsterscheinungen bedeckt sind. Während an der Südseite des Sengsengebirges Anzeichen einer glazialen Überprägung fehlen, existieren an der Nordseite des Hohen Nocks einige Moränenwälle als Abschluß der hier im Wettersteinkalk vorhandenen Karre.

Das Hangende bilden die bereits im Vorjahr erwähnten Lunzer Schichten, die zumeist unter den Schutthalden des Wettersteinkalks verborgen am Nordufer des Rettenbachs vom Mehlboden aus beginnend nach Westen streichen. Westlich Rettenbachreith sind Opponitzer Schichten anzutreffen, die dm gebankte, graue Kalke und die typische Rauhwacken führen, östlich von Mehlboden verschwinden die Opponitzer Schichten mitsamt dem hangenden Hauptdolomit; sie werden an einer SW–NE-verlaufenden Störung abgeschnitten, welche ihrerseits an NNW–SSE-streichenden Brüchen abgesetzt ist.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmestätigkeit lag im Reichraminger Hintergebirge, im Bereich der Sengsengebirgsantiklinale. Der im Kern dieser gegen Osten abtauchenden Antiklinale auftretende Wettersteinkalk ist hervorragend im Haselgraben und im Hetzgraben aufgeschlossen, wo er jeweils eine eindrucksvolle Schlucht bildet.

Überlagert wird der massige bis dickbankige Wettersteinkalk von Lunzer Schichten, deren bester Aufschluß ebenfalls im Haselgraben (640 m NN) liegt: In diesem etwa 25 m langen und bis zu 10 m hohen Aufschluß treten bis zu 0,5 m mächtige Sandsteinbänke auf, welche oft Parallel- und Kreuzschichtung erkennen lassen. Diese reichlich hellglimmerführenden Arenite zeigen im unteren Abschnitt des Profils vor allem grünliche Farben, während im hangenden Abschnitt braune Farbtöne vorherrschen. Die einzelnen Hartbänke werden durch dunkelgraue Mergelschiefer voneinander getrennt; diese pelitischen Gesteine enthalten gelegentlich Pflanzenreste. Gemäß der Antiklinalstruktur und dem daraus bedingten umlaufenden Schichtstreichen treten Lunzer Schichten auch weiter bachab im Haselgraben wieder auf (in etwa 580 m NN): dort allerdings nur mit Lesesteinen kartierbar. Am Kontakt zwischen Lunzer Schichten und Wettersteinkalk entspringt hier linksufrig eine beachtliche Quelle (ca. 30 l/sec.).

Über den Lunzer Schichten folgen im Profil die Opponitzer Schichten: diese zeigen an ihrer Basis luckige (rauhwackige) nur schwach mit verdünnter Salzsäure aufbrausende dolomitische Kalke; manchmal lassen sich Algenlaminite erkennen. Weiter gegen das Hangende folgen rasch hervorragend gebankte (0,1 m–1 m), leicht wellig geschichtete braune und graue Kalke.

Über den Opponitzer Schichten folgt der Hauptdolomit; der Kontakt dieser beiden Schichtglieder war am besten an der Forststraße südlich der Hetzmauer aufgeschlossen. Der Hauptdolomit ist in seinem basalen Abschnitt dünnbankig ausgebildet (0,1 m–0,2 m), zeigt oft Algenlaminierung und weist eine graue Farbe auf. Weiter im Hangenden liegt die durchschnittliche Bankmächtigkeit bei rund 0,5 m und es überwiegen dort braune Farbtöne.

Steil gegen Südosten einfallender Hauptdolomit baut nördlich der Scheitelzone der Antiklinale das Kieneck und das Einzugsgebiet des Föhrenbachs auf. Es ergibt sich hier eine Gesamtmächtigkeit dieses Schichtglieds von rund 1500 m. In der streichenden Fortsetzung gegen Westen, im Gebiet der Schaumbergalm, gibt BRAUNSTINGL (Jb. Geol. B.-A., 131, 422) die Mächtigkeit des Hauptdolomits mit 500–600 m an. Auch auf der Karte von GEYER (Blatt Weyer) ist deutlich das rasche Ausdünnen des Hauptdolomits von Osten nach Westen erkennbar. Daß dieses Phänomen hier vermutlich tektonische Ursachen hat, zeigt eine Beobachtung aus dem Jörglgraben: Am Beginn der Forststraße, welche von Kote 568 zur Rodelauer Alm führt, stehen dünnbankige (0,1 m–0,2 m), wellig geschichtete, graue, mikritische Kalke an. Die einzelnen Bänke werden durch

bis zu 20 cm mächtige, blätterig zerfallende Tonmergellagen getrennt. Eine in dankenswerter Weise von Herrn Dr. G. MANDL (GBA) bestimmte Conodontenfauna aus den Hartbänken dieser Abfolge ergab ein Pelsonalter: *Neospathodus kockeli* (TATGE), *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER). Somit kann diese Gesteinsabfolge den Reiflinger Schichten zugeordnet werden, welche hier an einer Störung verschürft sind. Möglicherweise handelt es sich bei dieser Störung um die Fortsetzung der tirolischen Überschiebung, welche hier bislang nicht nachgewiesen werden konnte.

Gemäß der inversen Lagerung folgt im Liegenden des südfallenden Hauptdolomits der Plattenkalk der Ebenforstmulde. Im Gebiet des Boßbrettkogels wurden häufig Rollstücke von grauen und beigen mikritischen Kalken beobachtet; das Gelände zeigt hier zudem Verkarstungserscheinungen in Form von kleinen Dolinen. Vom Boßbrettkogel wurde der Plattenkalk bzw. Dachsteinkalk weiter gegen Osten verfolgt, wo er sehr gute Aufschlüsse an den Forststraßen entlang der Bramerleiten zeigt. Über eine geringmächtige, an Algenlaminiten reiche Kalkabfolge (Dachsteinkalk) erfolgt der Übergang in die Kössener Schichten. Diese werden von Oberrhätkalke überlagert. Die markante Geländestufe, welche von der Bärenmauer im Tal des Großen Bachs zum Alpstein streicht, wird von diesen Gesteinen und von verschiedenen Jurakalken aufgebaut. Am Fuß dieser Wände stehen geringmächtige Ruhpoldinger Schichten und schließlich Schrambachschichten an; beide Schichtglieder sind meist mit Bergsturz- und Hangschuttmateriale bedeckt.

Einige ergänzende Begehungen wurden in der Umgebung von Losenstein durchgeführt: Die rund 50 m lange Baugrube für den Neubau der Raiffeisenkasse befand sich unmittelbar ENE von der Pfarrkirche. Unter einer etwa 2 m mächtigen quartären Schotterüberlagerung waren graue, ockerfarbene anwitternde, feinkörnige Kalksandsteine aufgeschlossen, welche unregelmäßig verteilt gerundete bis angerundete Blöcke enthielten. Bis auf wenige kleine Quarzgerölle waren die Komponenten, welche größte Durchmesser bis zu 40 cm zeigten, kalkalpiner Herkunft; überwiegend handelte es sich um braune Feindetritus- und Ooidkalke vom Typ der Oberrhätkalke. Der Schichtverband dieser Losensteiner Schichten ist durch zahlreiche Kluft- und Störungsflächen gestört, wobei steil gegen Süden fallende Flächen vorherrschen. Das Schichtfallen ist mittelsteil gegen Nordosten gerichtet (040/45).

Östlich vom Ort Losenstein ist im Graben beim Gehöft Goldgrub ein schönes Rhät-Lias-Profil aufgeschlossen: Im unteren Abschnitt des Grabeneinschnittes stehen fossilreiche Kössener Schichten an. Die makrofossilführende Abfolge wird von einer grauen Kalkmergellage mit zahlreichen dünnchaligen Bivalven abgeschlossen. Darüber folgen geringmächtige graue Mergel, welche nach freundlicher Mitteilung von Frau Dr. I. DRAXLER (GBA) Pollen des Rhät enthalten. Unmittelbar darüber setzen die hellroten, glimmerführenden Tonsteine der Schattwalder Schichten mit einer Mächtigkeit von knapp über 10 m ein. Diese werden von 0,5 m mächtigen dunkelgrauen Mergeln mit eingeschalteten kreuzgeschichteten Hartbänken („Kalksburger Schichten“) überlagert. Über diesen Gesteinen folgen stratigraphisch die Allgäuschichten, deren liegender Abschnitt kaum aufgeschlossen ist. Erst weiter bachaufwärts ist eine rund 50 m mächtige Abfolge von

grauen Mergelschiefern aufgeschlossen. Diese mit dem Fingernagel gerade noch ritzbaren Gesteine lassen unter der Lupe Hellglimmerschüppchen erkennen. Hartbänke treten nur vereinzelt auf, sowohl in Form von grauen mikritischen Kalken als auch in Form von fossilreichen Feindetriskusalken mit Brachiopoden und Gastropoden. Die Anwitterungsfarben sind im ganzen Aufschlußbereich ockerfarben. Diese Fazies der Allgäuschichten, welche nördlich der Enns bislang nicht beobachtet werden konnte, entspricht jener der „Mittleren Allgäuschichten“ (s. JACOBSHAGEN, Jb. Geol. B.-A., 108, 40ff).

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreideablagerungen auf Blatt 69 Großraming

Von PETER FAUPL & MICHAEL WAGREICH
(Auswärtige Mitarbeiter)

Zur Stellung der grobklastischen Gosauentwicklung des Hieselberges, SW von Großraming

In der geologischen Karte der Weyerer Bögen von LÖGTERS (1937, Jb. OÖ Musealver., 87) wurde die gesamte grobklastische Entwicklung des Hieselberges (K. 849) als Basalkonglomerat der Gosau gedeutet. A. MÜLLER (1984, unveröff. Vorarbeit am Inst. f. Geol. Univ. Wien) folgte im wesentlichen dieser Zuordnung. Er konnte jedoch in diesem grobklastischen Komplex sandstein- und mergelreiche Partien abgrenzen.

Bei Begehungen am Süd-, Ost- und Nordostabhang konnten zwei unterschiedliche Fazies in den Grobklastika unterschieden werden. Besonders am Südabhang des Hieselberges, in den Aufschlüssen an der Straße zum Riesbauer, Scharnreitner und zur Jagdhütte N des Scharnreitners sind über den Aptychenschichten typische rote Basalkonglomerate der Gosau ohne exotischem Geröllmaterial anstehend. Unmittelbar bei der erwähnten Jagdhütte N des Scharnreitners setzen einförmige Dolomitbreccien ein, die auch die gesamte Gipfelpartie des Hieselberges aufbauen. Diese Lithofazies gleicht sehr den mächtigen Breccien der Spitzenbachschichten bei St. Gallen (FAUPL, 1983, Jb. Geol. B.-A., 126).

Am Nordfuß des Hieselberges tritt im Liegenden der einförmigen Dolomitbreccien eine Serie bestehend aus grauen, siltigen Mergeln, roten Kalkmergellagen, teilweise laminierten Kalksandsteinbänken und Breccienlagen auf. Eine markante NW-SE-streichende Rippe einer solchen Breccie ist an der Rodelsbachstraße, am südlichen Ennsufer, ca 600 m W der K. 382 anstehend. Charakteristisch für diese Breccie ist ihre vergleichsweise polymikte Zusammensetzung. Sie führt neben Dolomitkomponenten verschiedene Jurakalke, darunter Blöcke im Meterbereich, und zahlreiche Mergelklasten. Eine Untersuchung graugrüner Mergelklasten auf Nanofossilien aus den erwähnten Aufschlüssen an der Rodelsbachstraße hat ergeben, daß wahrscheinlich Mergelserien der Mittelkreide aufgearbeitet wurden. In die Breccie eingeschaltete gradierete turbiditische Sandstein- und Feinbreccienlagen geben Hinweis auf eine inverse Lagerung im Bereich dieses Aufschlusses. Die Breccie selbst repräsentiert eine submarine Debris flow-Ablagerung. Weitere gute Aufschlüsse in dieser Serie aus Mergel, Sandsteinen und polymikten Karbo-

natbreccien sind an einem Forstweg im Lumplgraben erschlossen, welcher beim Haus Lumplgraben 50, unmittelbar westlich des Gehöftes Mitterlangerbauer, beginnt und bis 495 m Seehöhe reicht. Auch dort sind graue, siltige Mergel, rote Kalkmergel und Breccienlagen erschlossen.

Über die stratigraphische Stellung dieser mergelreichen Serie im Liegenden der einförmigen Dolomitbreccien kann folgendes mitgeteilt werden. Aus neun Nanoproben des Profils am Forstweg vom Haus Lumplgraben 50 brachten fünf nur schlecht erhaltene, wahrscheinlich aufgearbeitete Unter- bis Mittelkreideformen (*Braarudosphaera africana*, *Eprolithus floralis*, *Nannoconidien* div. spec., *Zeughrabdolus embergeri*). Nur vier Proben konnten mit Hilfe von Leitformen, wie *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula decussata*, *Lithastrinus septenarius*, *Marthasterites furcatus* und *Calculites obscurus* in den Bereich O.-Coniac bis U.-Campan eingestuft werden, wobei O.-Santon bis tiefstes Campan sehr wahrscheinlich ist. Die Campan-Leitform *Broinsonia parca* fehlt in allen Proben.

Die Auswertung der korrespondierenden Schlammproben erbrachte ebenfalls Altershinweise auf den Bereich Santon bis U.-Campan (u.a. *Globotruncanita stuartiformis* und diverse Marginotruncanen).

Ähnliche Alterseinstufungen ergaben sich aus einer Mergelkomponente der polymikten Breccie an der Rodelsbachstraße SW K. 382 (Nannoflora mit *Marthasterites furcatus*) und aus roten Kalkmergeln am Wanderweg auf den Hieselberg S Großraming in 490 m und 550 m Seehöhe (u.a. *Micula decussata*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lithastrinus grillii*, *Calculites obscurus*).

Eine ganz analoge Situation einer einförmigen Dolomitbreccie, unterlagert von roten Mergeln, konnte am Bergrücken zwischen Pechgraben und Neustiftgraben, östlich der unteren Rabenreithstraße (südlich K. 535), NW von Großraming, beobachtet werden (vgl. EHRENDORFER, 1988, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35). Auch dort führen die roten Mergel eine vergleichbare Nannoflora des Santon-Untercampan.

Aufgrund der mikropaläontologischen Ergebnisse und der vergleichbaren Lithofazies lassen sich die grauen siltigen Mergel, aber auch die roten Kalkmergel am ehesten mit den hangenden Partien der Weißwasserschichten vergleichen. Die einförmige Dolomitbreccienentwicklung im Hangenden, die die mächtige Gipfelpartie des Hieselberges aufbaut, entspricht demnach den Spitzenbachschichten. Die wesentlichsten Unterschiede zu den Weißwasserschichten der Typlokalität bestehen hauptsächlich darin, daß die Schichten der Typlokalität nur ganz untergeordnet dünne, sandige Intervalle führen.

Die Gosauaufschlüsse an der Forststraße im Gebiet des Lackenwaldes

Die Forstraße im Gebiet des Lackenwaldes erschließt in ca 880 m Höhe, 650 m W des Wolfskopfes (K. 1081) ein Profil von 140 m Mächtigkeit durch die gesamte Tiefere Gosau. Unmittelbar über dem brecciosen Hauptdolomit lagert rötliches Basalkonglomerat, gefolgt von rötlichen und gelblichen Mergeln, die keinerlei Mikrofaunen geliefert haben. Der im Hangenden auftretende hell- bis mittelgraue, feinkörnige Kalksandstein hat ein reichlich chromspinellführendes Schwermineralpräparat geliefert. Die darüber folgenden grauen Mergel vom Typ der Weißwasserschichten sind in das O.-Coniac-U.-Santon einzustufen (Nannoflora mit *Marthasterites furcatus* und *Micula decussata*). Im Hangenden wer-

den diese Schichten von einem Dolomitzkonglomerat abgelöst, gefolgt von blaugrauen, geröllführenden Kalksandsteinen, wie sie besonders im Bereich der Anlaufbodenalm (K. 982) weit verbreitet sind (chromspinnellreiche SM-Spektren). Das Hangende bilden wieder graue, siltige Mergel der Weißwasserschichten (Santon). Östlich des Hauptgrabens folgen dann die Brunnbachschichten (Flyschgosau).

Das hier erschlossene Profil unterscheidet sich durch seine deutlich geringere Mächtigkeit sowie durch das Auftreten feinkörniger Dolomitzkonglomerate und konglomeratischer Sandsteine von der Tieferen Gosau des Weißwassergebietes, das nur 3 km weiter südlich liegt. Ein rascher Fazies- und Mächtigkeitswechsel innerhalb der Tieferen Gosau wird hier sichtbar.

Dieselbe Forststraße, ca. 600 m SE des Wolfkopfes (K. 1081), erschließt ein kleines, vom Hauptvorkommen der Gosau isoliertes Vorkommen. Über basalen roten Tonen folgt direkt eine 1–2 m dicke Rudistenkalkbank. Diese wird im Hangenden von den grauen, siltigen Mergeln der Weißwasserschichten überlagert. Eine Störung begrenzt das Profil gegen den Hauptdolomit. Eine Nannoflora aus diesen Mergeln, ca. 25 m über dem Rudistenkalk, ist durch *Micula decussata* und *Lucianorhabdus cayeuxii* in das O.-Coniac-U.-Santon zu stellen.

Obwohl beide Profile an der Forststraße nur 250 m entfernt liegen, werden auch hier wieder beträchtliche Faziesunterschiede sichtbar.

Vorkommen von Branderfleckschichten im Gebiet der Pichlbaueralm

Im Gebiet der Pichlbaueralm (Jhht.), 1,7 km NNW des Berggipfels Bodenwies (K. 1504) hat ROSENBERG (1957, Verh. Geol. B.-A., p. 223) dieses Vorkommen erstmals beschrieben. Es ist in den geologischen Karten von GEYER (1912) und auch von LÖGTERS (1937) noch nicht verzeichnet. Die Zuordnung zur Gosau durch ROSENBERG (l.c.) erfolgte über lithofazielle Vergleiche mit den Gosauerien von Weißwasser.

Aufgrund des gegenwärtigen Kartierungsstandes scheint dieses Vorkommen externen Partien der Lunzer Decke diskordant aufzulagern. Es bildet eine annähernd E-W-streichende tiefe Quereinfaltung in den N-S-streichenden Strukturen dieses südlichen Abschnittes der Weyerer Bögen. Die Frankenfesler Decke ist hier bereits stark reduziert.

Der basale Abschnitt der Serie ist grobklastisch entwickelt. Die Hauptmasse des Vorkommens wird jedoch von einer einförmigen, grauen, sandig-siltigen Mergelserie aufgebaut. Vereinzelt sind Bivalven, Gastropoden und solitäre Korallen anzutreffen.

Im Bereich der Forststraße, 700 m ENE des Hahnbodens (K. 1252), in 1000 m Seehöhe, wird der basale Abschnitt von exotikafreien Konglomeraten, teilweise mit roter Mergelmatrix, aufgebaut. Sie liegen diskordant auf Hauptdolomit. In das Konglomerat sind vereinzelt rötliche und graue Sandsteinlagen eingeschaltet. Diese Konglomeratentwicklung ist jener der basalen Gosaukonglomerate ungemein ähnlich. Im Bereich der Forststraße, ca 500 m SW des Leerensackriedels (K. 1216), in einer Höhe von 1100 m, zeigt der unmittelbar über dem Hauptdolomit lagernde basale Abschnitt eine andere Ausbildung. Dort gehen Konglomerate bis dolomitreiche Feinbreccien in graue Sandsteine über. Vereinzelt finden sich darin Reste von Rudisten, kleinen hochkegeligen Gastropoden und diversen Bivalven, darunter auch Inoceramen. Die Sandsteine lassen

eine Bioturbation erkennen. Nur aus einer dünnen weichen Zwischenlage aus den fossilführenden sandigen Mergeln (Graben W Leerensackriedel, direkt unterhalb des Holzwehrs in Seehöhe 920 m) konnte eine auswertbare Foraminiferenfauna gewonnen werden. Unter anderem belegen darin Praeglobotruncanen der *helvetica-praehelvetica*-Gruppe sowie *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL) und *Whiteinella paradubia* (SIGAL) bei Fehlen von Rotaliporen und Dicarinen der *concovata*-Gruppe eine Alterseinstufung in das Turon. Auch die Nannoflora mit *Eiffellithus turriseiffelli*, *Quadrum gartneri*, *Lithastrinus moratus/septenarius* und *Nannoconus multicaudus* bei Fehlen von *Eiffellithus eximius* und *Marthasterites furcatus* legt eine Einstufung in das oberste Cenoman bis Turon nahe. Ein 5 m über diesem Probenpunkt gefundener, schlecht erhaltener Ammonit ist nach H. SUMMESBERGER (mündl. Mitteilung) nicht mit bekannten Gosau-Ammoniten vergleichbar und scheint ebenfalls eher auf ein Cenoman-Turon-Alter hinzuweisen.

Von Interesse sind auch die Schwermineralspektren dieses Kreidevorkommens (8 Proben). Der stabile Mineralanteil wird deutlich von Turmalin dominiert. Chromspinnell ist mit Gehalten von 7–71 Korn-% vertreten. Es sind immer auffallende Gehalte an Chloritoid zu beobachten. Besonders kennzeichnend sind jedoch die blauen Alkali amphibole (–29 Korn-%). Granat tritt völlig untergeordnet auf.

Aufgrund der wahrscheinlich turonen Altersstellung dieses Kreidevorkommens und seiner Position diskordant über externen Partien der Lunzer Decke sind diese Schichten am ehesten mit den Branderfleckschichten (GAUPP, 1980, Diss. Techn. Univ. München; WEIDICH, 1985, Erdwiss. Komm. ÖAW) zu vergleichen. Die Schwermineralzusammensetzung mit Alkali amphibolen, Chloritoid und Chromspinnell entspricht weder den Losensteiner Schichten noch Schichten der Tieferen Gosau des Weißwassergebietes.

Blatt 77 Eisenstadt

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Tertiär und in der Permotrias des Leithagebirges auf Blatt 77 Eisenstadt

Von KARIN DELLMOUR & RUDOLF W. WIDDER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Allgemeines

Die geologischen Untersuchungen wurden im Gebiet NNE bis SSE von Hornstein im südwestlichen Bereich des Leithagebirges durchgeführt. Der Schwerpunkt der Kartierung lag in der Gliederung des Kristallinsockels des Leithagebirges samt auflagerndem Permomesozoikum und der Abgrenzung zur tertiären und quartären Bedeckung. Das Altkristallin ist im Achsenbereich (NE+SW) des Leithagebirges kuppelförmig aufgewölbt und trägt an den Flanken geringmächtige Reste permomesozoischer Sedimente.

Im untersuchten Gebiet gelangt man ausgehend von Mitteltrias-Dolomiten 3 km NNE Hornstein gegen SSE hin – morphologisch ansteigend über Semmeringquar-

zit und Alpinem Verrucano – allmählich in das unterlagernde Kristallin. Der Schichtverband ist häufig durch tertiäre Überlagerung unterbrochen. Die Aufschlußverhältnisse sind in den Schiefergneisen und Glimmerschiefern ausgesprochen schlecht; Orthogneise und Amphibolite sind aufgrund der höheren Verwitterungsresistenz relativ häufig anstehend. Als sehr schwierig erwies sich teilweise die Abgrenzung des Alpinen Verrucano vom unterlagernden Kristallin, aufgrund der gemeinsamen alpinen grünschieferfaziellen Strukturprägung.

Die Sedimente der Unter-Mitteltrias (Semmeringquarzit, Dolomit) sind kartierungsmäßig gut erfaßbar; an einigen Aufschlüssen konnten auch die Lagerungsverhältnisse gemessen werden.

Quartär

Ein kleineres Lößvorkommen mit reicher Gastropodenfauna wurde an der E-W-verlaufenden Forststraße zwischen Lebzelterberg und Ladischberg, 500 m NE Kote 280 festgestellt.

Dunkelrote bis rötlichbraune, teilweise sehr tiefgründige Verwitterungslehme befinden sich an den E-Hängen zum Weingraben und in Verebnungsflächen und Hanglagen NW des Sonnenberg.

Tertiär

Sande, Konglomerate und Brekzien

Tertiäre Lockersedimente überlagern häufig mit nur geringer Mächtigkeit von wenigen Metern das kristalline oder permomesozoische Grundgebirge und erschweren so den Einblick in den Gebirgsbau und in die Schichtfolge.

Flächenhaft weit verbreitet sind polygene Grobkonglomerate nördlich und südlich des Lebzelterberg sowie am Abhang nach E zum Weingraben. Sie weisen ein breites Komponentenspektrum (Augen-Migmatitgneise, Arkosen, Quarzite, Pegmatite) mit 0,2–0,8 m auf und sind durchwegs sehr gut gerundet.

Im Dolomitsteinbruch NNW Lebzelterberg, an der Straße nach Loretto, sind unverfestigte sandige Sedimente als unmittelbare Überlagerung (3–6 m) des Dolomits aufgeschlossen. Über grauem bis weißem Dolomit folgen 0,5–1,2 m Dolomitgrobekzzen (0,5 cm–2 dm); weiters mit einem Schüttungswinkel von 15–30° eine Folge (–5 m) von schlecht sortierten, schlecht gerundeten Kalk-Dolomitsanden mit untergeordnet siliziklastischem Material.

Tertiäre Karstfüllung: Im westlichen Steinbruchbereich befinden sich Zehnermeter-mächtige, schlotartige Füllungen von Paläokarsthohlräumen im Dolomit. Füllmaterial: unsortierte Kristallinschotter (Quarzit, Porphyroid, Arkosegneis) mit Matrix-gestütztem Gefüge, kaolin- und hellglimmerreiche grünliche Quarzsande, schlierig durchzogen von Goethit und Limonitbändern, in rotbraunem Lehm lagig eingeschaltet.

Leithakalk

Leithakalke von sehr unterschiedlicher Zusammensetzung (rein kalkig bis hin zu karbonatischen Kristallinbrekzien) finden sich in einem ausgedehnten Streifen zwischen Jägerwiese und der Straße nach Wimpasing, sowie in der Senkungszone zwischen Lebzelterberg und Ladischberg. Aus letzterem Vorkommen (2 km N Sonnenberg) stammt der Fund eines unvollständig erhaltenen adulten Austerne exemplares: *Ostrea crassissima* LAM.

Permotrias

Alpiner Verrucano

(sensu TOLLMANN, Geolog. v. Österr. II)

● Arkoseschiefer: Quarz-Muskovit-Phengit-Mikroclin-Schiefer. Die Gesteine weisen im allgemeinen schlechte Sortierung auf; die Komponentenrundung unterliegt starken Schwankungen; die Korngrößen bewegen sich im Bereich von mm–cm-Durchmesser. Entsprechend dem Phengit- und Quarzgehalt treten dunkelgrüne–blaßgrüne und weiße Arkoseschiefer-Arkosequarzite auf. Generell ist eine deutliche Abnahme des Feldspat- und Glimmergehaltes mit Zunahme des Rundungs- und Sortierungsgrades vom Liegenden zum Hangenden festzustellen.

● Konglomerat-Brekzien-Phyllit: Aufgrund der gemeinsamen grünschieferfaziellen Umprägung von Alpinem Verrucano und unterlagerndem Kristallin kommt es in schlecht aufgeschlossenen Arealen zu Problemen bei der Grenzziehung zwischen diesen beiden Formationen. Es handelt sich um phyllitische, graue und bräunliche Gesteine von intensiver Deformation (Knitterfältelung) mit charakteristisch „chaotischem“ Gefüge.

Ausgangsmaterial dürften unsortierte, ungerundete Glimmerschiefer- und Schiefergneise sein, die in Form von Fanglomeraten ein proximales Aufarbeitungsprodukt des unterlagernden Kristallins repräsentieren. Aufgrund der beachtlichen Metamorphose sind diese aufgearbeiteten Kristallinkomponenten, die in einer Glimmer-Feldspat-Matrix liegen, gestreckt und verfälscht und täuschen damit ein „echtes“ Kristallin vor. Nur bei besseren Aufschlußverhältnissen (1700 m NW Sonnenberg) oder in größeren Lesesteinen ist dort aufgrund des Gefüges und der eingestreuten, häufig ausgewälzten Quarzgerölle und eckigen Kristallinschollen (0-dm????) eine sichere Diagnose zu treffen. Gesteine dieser Ausbildung finden sich entlang des W-Hanges des Ladischberg NE von Hornstein.

Für die Schichtfolge des Alpinen Verrucano ist eine maximale Gesamtmächtigkeit von mehreren Zehnermetern anzugeben.

Semmeringquarzit

● Allgemeines: Die Gesamtmächtigkeit des Semmeringquarzit beträgt mindestens 40 m. Von Liegend zu Hangend ist eine Abnahme der Korngröße festzustellen. Die liegenden Abschnitte sind massiv bis un deutlich welligflächig gebankt, zum Hangenden hin tritt zunehmend eine ebenflächige Schichtung im cm–dm-Bereich auf. Die Aufschlußverhältnisse sind generell als gut zu bezeichnen: hervorzuheben sind der Steinbruch am SE-Ende von Hornstein und die felsbildenden Aufschlüsse im Waldrücken NW Ladischberg.

● Basale Metaquarzkonglomerate: weiße, grüne, tintenblaue und karneolrote, durchwegs sehr gut gerundete Quarze, seltener Feldspäte, bilden die Hauptkomponenten dieser Matrix-armen Konglomerate. Die Gesamtmächtigkeit beträgt wenige Meter. Aufschlüsse finden sich am südöstlichen Ortsende von Hornstein und NW vom Ladischberg.

● Metaarkose: Am Lebzelterberg und NW vom Ladischberg treten Arkose-führende, grünliche Quarzite auf, die in die Schichtfolge des Semmeringquarzit zu stellen sind.

● Metaquarzite: Mit einer Gesamtmächtigkeit von über 40 m bilden feinnittelkörnige Metaquarzite die Hauptmasse des Semmeringquarzit. Abhängig von den

Serizit- und Phengitgehalten treten weiße und grünliche Quarzite auf. Karneolrote und tintenblaue Quarze, seltener auch Lydite, sind als Komponenten festzustellen. 700 m WNW Lebzelterberg treten kegelförmige Quarzitvorkommen (Höhe bis 3 m) auf; Ursache hierfür ist in der massigen Ausbildung zu sehen, die durch intensive Durchädung mit weißen Kluffquarzen entstanden ist.

Das flächenhaft größte Vorkommen von Metaquarziten befindet sich im kartierten Gebiet im Bereich des Lebzelterberg, NNE Hornstein und an der NW-Flanke des Ladischberg.

Dolomit

Schwachmetamorphe, hell verwitternde, im Anschlag feinkristalline, hell-dunkelgraue Gesteine; Bankung un- deutlich; die Mächtigkeit beträgt mindestens 35 m. An der Straße von Hornstein nach Loretto, NW und W des Lebzelterberg befinden sich Dolomitvorkommen im Ab- bau für diverse bautechnische Zwecke.

Altkristallin

Glimmerschiefer, Schiefergneise und Quarzphyllite

Diese Gesteine bilden den Hauptbestand des Altkristallins. Es handelt sich um eine variantenreiche Palette diaphthoritischer Glimmerschiefer und Paragneise mit graduellen Übergängen zu Schiefergneisen. Eine kartierungsmäßige Trennung erscheint aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse im Rahmen dieser Aufnahmen aus Effizienzgründen nicht möglich.

Zu unterscheiden sind grobschuppige Mu-Gneise; Mu-Bi-Gneise (Ladischberg); mm-gebänderte, quarziti- sche Mu-Gneise; Chlorit-Serizit-Phyllite; Serizit-Quarz- phyllite; Chl-Bi-Schiefer; Chl-Ep-Serizit-Schiefer, u. dgl. Granat und Turmalin sind in den Glimmerschiefern gelegentlich festzustellen (Ladischberg).

Die Deformation erscheint entsprechend dem Mine- ralbestand in Form von engständiger Knitterfältelung mit crenulation cleavage und Achsenebenenschiefer- ung oder in glimmerarmen Varietäten mit straffen Schieferungsflächen und ungefältelt.

Aufschlüsse sind in diesen leicht verwitterbaren Ge- steinen ausgesprochen selten: 1,5 km W Sonnenberg, Wegaufschluß, S: 262/30; 300/35; Lineation: 260/25.

Orthogneise

Es handelt sich im allgemeinen um grobkörnige („Grobgneise“) Augen-Flaser-Bänder- und Migmatit- gneise. Je nach der Intensität der Deformation weisen diese Gesteine noch mehr oder weniger den ursprüng- lichen Habitus auf. Grobkörnige, vergrünte Granitgneise mit rosa Kalifeldspatäugen (0,5–2 cm) treten NE La- dishberg auf. Mu-Pegmatite sind als Einschaltungen festzustellen; die Übergänge zu den Paragesteinen sind fließend. Aufgrund der höheren Verwitterungsbe- ständigigkeit bilden die Orthogneise häufig morphologi- sche Erhebungen (Sonnenberg, 484 m) und sind in ih- rer räumlichen Verbreitung relativ gut erfaßbar.

Es handelt sich um linsig gestreckte Körper von Di- mensionen bis zu mehreren hundert m Mächtigkeit, die mit den Paragesteinen eine gemeinsame Deformation erlitten haben. Leucophyllite (Weißschiefer) wurden im westlichen Randbereich des Sonnenbergorthogneises, E von Hornstein, festgestellt.

Amphibolit

Durchwegs handelt es sich um Granatamphibolite, wobei die Granate (0,2–0,4 mm) stets helle Randsäume (Kelyphitrand) zeigen. Ein stockförmiges, massiges

Vorkommen mit einer Ausdehnung von über 200 m be- findet sich 1 km NW Sonnenberg. Dieser Granatamphi- bolit gehört mit Chl-Ep-Schiefern, grobschuppigen Mu- Bi-Glimmerschiefern, Schiefergneisen, dünnplattigen Amphiboliten und phyllitischen Gesteinen zu einem Kri- stallinstreifen, der im schlecht aufgeschlossenen Be- reich NW des Sonnenberg gegen NE streicht.

Amphibolite, mit und ohne Granatführung, treten re- lativ häufig als dm–m-schmale Lagen in die Glimmer- schiefer-Schiefergneiszone eingelagert auf. Kartie- rungstechnisch wurden diese Vorkommen mit Übersig- natur dargestellt.

Tektonik

Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist nur ein sehr beschränkter Einblick in den Gebirgsbau möglich. Anhand des Kartenbildes ergaben sich einige Störungen lokalen Charakters.

An einer NW–SE-verlaufenden Störung, NW des Leb- zelterberg, wurde die SW-Fortsetzung des Dolomit- komplexes gegen SW gekippt; dadurch kommt an der Kippachse (in einem aufgelassenen Steinbruch aufge- schlossen) der dünn-schichtige Hangendbereich des Semmeringquarzit an die Oberfläche.

An einer NNW–SSE verlaufenden Störung wurde im Bereich NE Hornstein der Alpine Verrucano samt aufla- gerndem Semmeringquarzit an der Südscholle etwa 500 m gegen NW versetzt (Rechtsseitenverschiebung). Das Semmeringquarzitvorkommen am SE-Rand von Hornstein grenzt an einer NE–SW-Störung, unter Aus- fall des Alpenen Verrucano, direkt an Kristallin.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust

Von JULIAN PISTOTNIK

Die Begehungen am Westende des Leithagebirges östlich Wimpassing a. d. Leitha und Hornstein ergaben einige Ergänzungen bzw. Änderungen gegenüber der Darstellung auf der Geologischen Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000. Das Auftreten von Grobgnais innerhalb des Sarmats östlich von Wimpassing konnte trotz Bohrungen bis 1,5 m Tiefe nicht verifiziert werden, sodaß die Möglichkeit einer Überinterpretation von in der Umgebung des eingetragenen Vorkommens vor- handenen Lesesteinhäufen angenommen werden muß. Die Abgrenzung des Grobgnaises am Sonnenberg (östlich Hornstein) ist im generellen Streichen des Leithage- birgskristallins in SSW–NNE-Richtung als relativ schmaler Streifen wahrscheinlich, der randlich gegen die Glimmerschiefer außerdem durch Amphibolit be- gleitet wird. Am östlichen Ortsrand von Hornstein wer- den die Glimmerschiefer durch dunkelgraue, kristalline Dolomite – vermutlich Mitteltrias – mit flachem Südfal- len überlagert. Eine Baugrube schloß hier übrigens auch Löß als jüngste Bedeckung auf.

Südöstlich von Mannersdorf konnte das Grobgnaisvor- kommen östlich des Fuchsbründls nicht gefunden wer- den. An dieser Lokalität ist ebenfalls in größerer Mäch- tigkeit und Verbreitung Löß vorhanden. Im Gebiet öst- lich des Schweingrabens sind vom Rattenbachberg ge- gen E bis zum Untertauchen des Kristallins unter die

Leithakalke des Kolmberges innerhalb der Glimmerschiefer mehrere Lagen von Amphiboliten sowie (meist feinkörnigen) Paragneisen zu verfolgen. Lokal sind hier auch öfters kleine Lößvorkommen vorhanden.

Auf der SE-Seite des Leithagebirges ergaben die Begehungen nördlich Winden am See bei der Bärenhöhle das Auftreten von (Permo)Skyth-Quarzit und geringer Reste mittelgrauer Dolomite der Mitteltrias, die auf den bisherigen Karten nicht verzeichnet sind. Die Beprobung bezüglich Conodonten ergab hier wie bei allen anderen Fundpunkten von Mitteltriaskarbonaten in der Umrahmung des Leithagebirges kein Resultat. Das am Jungenberg auftretende Kristallin ist (rein lithologisch) als quarzitischer, feinkörniger Paragneis zu bezeichnen.

Blatt 78 Rust

Siehe Bericht zu Blatt 77 Eisenstadt von J. PISTOTNIK

Blatt 100 Hieflau

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den südlichen Weyerer Bögen und in den Prebichlschichten der Gesäuse-Südseite auf Blatt 100 Hieflau

Von FRANZ K. BAUER

Neuaufnahmen und Revisionsbegehungen erstreckten sich auf verschiedene Gebiete. Nördlich des Lausabaches schloß westlich des Gagerbaches eine neue Forststraße Gosausandstein und -mergel auf, die zusammen mit Herrn LAHODYNSKY beprobt wurden.

Im Bereich Untergraben liegen Gosaubreccien, die zur Gänze aus Hauptdolomitkomponenten zusammengesetzt sind (Weißwasserschichten [FAUPL, Jb. Geol. B.-A., 1983]). An der Forststraße zum Schweigerberg wird der Hauptdolomit fast saiger aufgerichtet, in einer deutlich zu sehenden Diskordanz liegen darüber die Breccien, die größere Flächen einnehmen.

Weiters wurde der Frage der Abgrenzung von Prebichlschichten gegen Werfener Schichten im Johnsbachtal und im Gebiet Radmer nachgegangen. Im hinteren Johnsbachtal (E Zosseggalm) schließt ein Fahrweg ein Profil oberpermischer Gesteine auf. Die Grenze zu den paläozoischen Schiefen der Grauwackenzone quert ostwärts den Schafraben bei 1340 m Sh. Die Prebichlkonglomerate fehlen im ganzen Johnsbachtal. Die Serie beginnt mit grünen, teilweise braun verwitternden Quarziten und Sandsteinen. Diese gehen über in feinklastisch-tonige Sedimente dunkler Farbe. In diesen Tonschiefen findet man gelegentlich grüne Tonschieferflatschen.

Im Grabeneinschnitt NE der Zosseggalm liegen über dieser Serie auffallend dunkelrote, auch grün gefärbte tonig-siltige Gesteine mit Sandlagen, die den Rücken E

der Ebner Alm aufbauen. Sie ziehen westwärts über Köblalm zum Wolfbauer Sattel. Westlich davon kommt Haselgebirge mit Gips vor. Nördlich der Ebneralm wurde auch eine Scholle von Vulkaniten gefunden, welche mit in die Profilaufolge oberpermischer Sedimente gehört.

Von AMPFERER (1934) wurden die Rotsedimente als Werfener Schichten angesehen. Die Aufnahmen lassen aber auf eine Zuordnung in das Oberperm schließen. Es zeigt sich eine Ähnlichkeit mit der von SPÖTL (Mitt. österr. geol. Ges., 1987) im Hallstätter Salzbergwerk beschriebenen feinklastisch-evaporitischen oberpermischen red-bed Abfolge.

Werfener Schichten wurden am Ende der vom Gehöft Wolfbauer ausgehenden Forststraße aufgeschlossen. Es handelt sich um eine kleine isolierte Scholle mit oolithischen und bioturbaten Kalken und mergeligen Zwischenlagen. Außerdem kommen Lumachellen mit Muschelschälchen vor.

Ein anderes Gebiet mit ähnlichen oberpermischen Abfolgen liegt im Gebiet Radmer. Die Aufschlüsse ziehen vom Schüssergraben über Weinkellergraben zum Sulzbachgraben und setzen auf der SE-Seite des Radmertales (Paargraben) fort. An der Basis findet man grobklastischere Lagen von geringerer Mächtigkeit. Das eigentliche Prebichlkonglomerat fehlt.

Gute Aufschlüsse findet man an der durch das Bergwerkrevier führenden Straße. Über den paläozoischen, zerföhrenden Kalken liegen vorwiegend dunkelrote, teilweise grünliche feinklastisch-tonige Sedimente mit Einschaltungen von quarzitischen Sandsteinlagen. Am Ende der Forststraße sind massige, mit 60° nach NNW einfallende Quarzit-Sandsteinbänke aufgeschlossen, die das Hangende dieser Serie bilden. Jüngere Hangendschichten sind an der Störung zur Dachsteinkalkscholle des Lugauer abgeschnitten.

Dieselben quarzitischen Sandsteine kommen im Sulzbachgraben (ca. 850 m Sh.) vor. In höheren Bereichen dieses Grabens liegt Haselgebirge mit Gips. Bei der wahrscheinlichen normalen Abfolge hat dieses eine zu den Sandsteinen hangende Position. Ähnliche Quarzite liegen auch NE Johnsbach (Straße Oberkainz) an der Basis des Haselgebirges.

Auch SE von Radmer gibt es an Forststraßen gute Aufschlüsse. Über basalen grobklastischen Lagen folgen teilweise dunkelrot, meist hier aber grün gefärbte feinklastische Sedimente. Eingeschaltet in diese Grünsedimente sind einige Körper von Eisendolomit. Eine Bestimmung der Elemente Ca, Mg und Fe mittels ICP/AES durch P. KLEIN (GBA) ergab: 40,03 % CaO, 0,81 % MgO und 12,14 % Fe₂O₃.

Werfener Schichten kommen NE von Radmer bei der Einmündung des Weißenbaches in den Radmerbach vor. Die karbonatisch-sandig ausgebildeten Gesteine sind jenen im Johnsbachtal ähnlich.

Die steilen Karbonatfelsen der Gesäuse-Südseite sind von einer Störung begrenzt. An ihr sind Gesteine des Alpenen Muschelkalkes großteils verschwunden. Dagegen lassen sich permoskytische Gesteine mit Prebichlschichten, Haselgebirge und Werfener Schichten von Johnsbach über Radmer bis zum Ramsaubach verfolgen. Die Rot-Grünsedimente werden ähnlich wie im Gebiet Aschbach (siehe Bericht zu Blatt 103) als hangender Anteil der oberpermischen Serie angesehen.

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
in Oberkreide und Tertiär
auf den Blättern
100 Hiefiau und 101 Eisenerz

Von ROMAN LAHODYNSKY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gemeinsame Begehungen mit dem Kartenblattleiter F. K. BAUER in den Gosauvorkommen von Unterlaussa (OÖ), in denen Dolomitmekzien und glimmerreiche sandige Mergel entlang der Forststraßen im Gagerbachtal, Ungergraben und am Schweigerberg aufgeschlossen sind, sowie in der St. Gallener Gosau am Südende der Weyerer Bögen (Rettenbach, Spitzenbach) leiteten die diesjährige Aufnahmestätigkeit ein. Eine neue Forststraße von St. Gallen zur Teufelskirche bietet prächtige Aufschlüsse in den Brunnbach-, Spitzenbach- und Weißwasser-Schichten.

Das auf der AMPFERER-Karte (1933) ausgeschiedene kleine Gosauvorkommen östlich Hiefiau („Felssturzgraben“ SW Dürrnkogel) konnte als Rudistentrümmerkalkbrekie verifiziert werden. Entlang der neuen Forststraße oberhalb des Ortes ist hier auch das Tertiär von Hiefiau mehrmals aufgeschlossen.

Gamser Gosau

Anlässlich einer gemeinsamen Begehung des Südschnittes des Gamser Gosauvorkommens im Gebiet Wieden – Bergstein mit F. K. BAUER erwies sich das auf der Karte (H. KOLLMANN, 1964) eingetragene Hauptdolomitareal westlich des Sulzbachgrabens als wesentlich kleiner als ursprünglich angenommen. An der Stirn der Göllederdecke nördlich der Hallstätterkalk-Deckscholle des Bergsteins sind Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, bunte Jurakalke und Oberalmer Schichten aufgeschlossen. Gosauschichten liegen als kohleführende Mergel (?Santon), Kalkbrekzien mit rotem tonigem Bindemittel und Dolomitmekzien (?Campan) vor. Um die Frage des Überganges von Hauptdolomit in Dachsteinkalk im Streichen (H. KOLLMANN, 1964: 79) zu klären, wurde hier im Gebiet zwischen Sulzbach und Bergstein mit einer Aufschlußkartierung entlang der Forststraßen und Holzziehwege begonnen. Die Überschiebungsfäche von Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Göllederdecke auf campana Gosaubrekzie ist im Sulzbachgraben und Graben oberhalb Hochbichler bzw. an der westlichen Bergsteinforststraße am besten aufgeschlossen und von steilstehenden Störungsflächen (Mylonitisierung) überprägt.

Schon außerhalb des von KOLLMANN kartierten Areals sind auf dem Nordrahmen der Gamser Gosau unmittelbar nördlich der Reiteralm molluskenführende sandige Mergel ähnlich denen der Akogl-Senke (siehe Bericht 1987) an der Abzweigung der westlichen Reiteralmforststraße aufgeschlossen.

Bruchstrukturen

Wie schon von H. KOLLMANN (1964) kartiert, durchziehen mehrere Brüche hauptsächlich in NNE- und NW-Richtung den Westteil der Gamser Gosau. Im Gelände treten sie durch Versetzung der basalen Sandsteinserie (H. KOLLMANN, 1964: 143) hervor, in den weichen Gosauergeln lassen sie sich als bis zu mehrere Meter breite Ruschelzonen verfolgen, aufgeschlossen in den Bachanrissen im Sulzbach und Haspelgraben.

Von den Versetzungen an ihnen sind jedoch nicht nur die Gosauschichten, sondern auch die älteren mesozoischen Gesteine des Rahmens der Gamser Gosau betroffen: im Süden Hauptdolomit und Dachsteinkalk an der mehrfach verstellten Stirn der Göllederdecke im Gebiet Goßkogel – Bergstein sowie die Hallstätterkalk-Deckscholle, im Nordrahmen der Dachsteinkalk mit auflagernden Jurakalken – durch den Akogl-Westbruch (H. KOLLMANN, 1984: 58) und Wolfsteinbruch. Diese Störung erfaßt auch den Tieferen Mergelkomplex des Campan, Nierntaler und paläozäne Zwieselalmschichten beim Bachbauern und streicht wahrscheinlich in den Bruch hinein, der südöstlich der Permo-Alttrias-Aufbruchzone in den Hauptdolomit beim Krampf einschneidet. Auf längeren Strecken überprägen diese Störungen die Ränder der Aufbruchzone östlich der Noth.

Neotektonik

Eine subrezente Aktivität belegen die an den Störungen aufgefadelteten Rutschungen, Vernässungszonen und Dolinen (z. B. Störung Bischofbauer – Langridler; westlicher NW–SE-Randbruch der Aufbruchzone Bischofbauernhöhe – Goßkogel) und wahrscheinlich auch die Bergsturzgebiete am Goßkogel (letzterwählter Bruch) und Bergstein (Sulzbacherbruch). Die Langridler Störung verläuft über den Sulzbach-Mittellauf südwärts und in einer wahrscheinlichen Fortsetzung über den Wiedenberg und das Schwabeltal in den Gressenbach (mylonitisierte Gosauergel, Wildbachschuttstrom). In nordöstlicher Fortsetzung des Mandlbauer-Bruchs liegen die Schwefelquelle der Noth, der Akogl-Ostabfall und die Reiteralm. Der Sulzbacherbruch zählt zu den längsten Störungen und reicht vom Sattel der Reiteralm über Bischofbauernhöhe – Sulzbacher – Bergstein (Felssturz östlich des obercampanen Hippuritenkalkvorkommens) nach S über das Schwabeltal hinaus (Wintersattel). An ihm erfolgten auch Verstellungen zwischen dem Dachsteinkalk des Wiesenberges und dem Hauptdolomit westlich des Hornkogels. Von der Doline NE Bischofbauernhöhe zweigt der oben erwähnte westliche Randbruch der Aufbruchzone in Richtung Goßkogel ab. Die neuere Straße nach Gamsforst erschließt an der Kurve Richtung Gerner diese Störung zwischen Gutensteiner Dolomit und Gosaubrekzie.

Probleme der regionalen Tektonik

Ein kleines Vorkommen von Werfener Schiefer südlich des Bischofbauern (H. KOLLMANN, 1964: 75 + Taf. 1) ist für A. TOLLMANN (1967: 240 + Taf. 2; 1976: 292 + Taf. 4) der Beweis für eine s-förmig um die Bischofbauernhöhe herum verlaufende, leider nirgends aufgeschlossene Überschiebungslinie der „Gamser Stirnschuppe“. Grabungsarbeiten für den Fischteich des Mandlbauern brachten hier gipsführende, stark verquetschte Tone zutage. Dieses Vorkommen ist jedoch kein Sporn der Göllederdecke, unter den die Oberalmer Schichten des Nordrahmens der Gamser Gosau (Ötscher- bzw. Unterbergdecke) nach SW abtauchen, sondern wurde (wie auch andere Haselgebirgsvorkommen) an Störungen hochgepreßt. Auf KOLLMANN's Karte ist die Störung Langridler – Bischofbauer unmittelbar daneben eingezeichnet. Daß es sich um ein ganzes Störungsbündel handelt, zeigen die Böschungsaufschlüsse der Noth-Umfahrungsstraße in basalem Gosaukonglomerat, nur wenige Zehnermeter östlich des Vorkommens. Auch südlich und westlich vom Sulzba-

cher ist Haselgebirge durch Brüche an die Oberfläche gebracht worden. Außerdem reichen Saalfeldner Rauwacke und Gutensteiner Dolomit noch weiter nach Norden (Forststraßenaufschlüsse nördlich der Reiteralm; siehe auch F. K. BAUER, Aufnahmebericht 1986), als sie, nach dem Verwurf der oben erwähnten konstruierten Deckengrenze am Sulzbacherbruch, reichen dürften, um noch der, hier NW des Sattelbauern nach dem Vorschlag TOLLMANNs weit nach N vorspringenden, Göllerdecke anzugehören. Somit entspricht der Geländebefund auch hier eher einer Aufbruchzone im Sinne von H. KOLLMÄNN und stützt dessen tektonische Schlußfolgerungen (1964: 146, 147).

Ergänzende Untersuchungen im Übergang Oberkreide – Alttertiär in der Gamser Gosau

Wegen beträchtlicher Mächtigkeitsunterschiede zwischen der eigenen lithologisch-sedimentologischen Profilaufnahme und dem paläomagnetischen Profil wurde der Aufschluß im Knappengraben (Gams, Blatt 101) oberhalb der K/T-Grenze nochmals aufgenommen. Die größere Mächtigkeit des sedimentologischen Profils zwischen K/T-Grenze und einem markanten Olisthstrom im Dan, hauptsächlich bedingt durch Berücksichtigung des Verwurfes der Schichten an einer mittelsteil einfallenden Störung, wurde dabei bestätigt.

Auf Ersuchen von H. STRADNER wurden außerdem die neuen Röschen im „Grenzgraben“, 75 bis 110 m NE der Forststraßenböschung, mit dem Straßenprofil korreliert. Die tektonische Überprägung der Kreide/Tertiär-Grenze zeigt sich hier besonders deutlich an einer Scherfläche mit Harnischstriemung.

Die Korngrößenverteilung im Silt-Ton-Bereich wurde an Proben aus dem pelitischen Anteil von Turbiditen mit einem Sedigraph-Gerät gemessen. Eine von A. PREISINGER versuchte Abtrennung eines hemipelagischen Anteiles ist nicht möglich, der Knick am Beginn der Verteilungskurve ist meßtechnisch bedingt (R. ROETZEL, pers. Mitt.). Entscheidend für die Ablagerung sind die letzten Fließbedingungen der gravitativen Sedimentströme, dabei kann ein Ausflocken der Tonpartikel deutliche Siltbänder verursachen (G. POSTMA, 1986).

Im Ostabschnitt der Gamser Gosau (Nierntal und Zwieselalm-Schichten) erfolgten eine Vergleichsbegehung gemeinsam mit F.K. BAUER sowie Exkursionserläuterungen im Rahmen des IGCP-Projektes „Rare Events in Geology“ (Ber. Geol. B.-A., 15, 1988). Sämtliche Gesteinsproben des K/T-Projektes wurden geordnet, in einer Probenliste erfaßt und im Probenarchiv der GBA deponiert (A 06820-R).

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär des Ennstales auf Blatt 100 Hiefiau

Von MAX F. SEIFERT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Becken von Hiefiau konnten sehr deutlich die zwei Niveaus der jüngsten Terrassen, die einen durchschnittlichen Höhenunterschied von 25 m aufweisen, beobachtet werden. Sie werden aus gut bis schlecht verwitterten Schotterkörpern gebildet, in denen öfters

Sandlinsen auftreten. Diese zwei Terrassenniveaus sind bis Altenmarkt meist sehr deutlich zu erkennen. Weiters wurden knapp nach dem Gesäuseausgang in den stark verkitteten Schottern eine Tonlinse mit deutlicher Bänderung und bei einer Baustelle im Ortsgebiet von Hiefiau typische Seetone gefunden.

Morphologisch konnten auch mehrere Verebnungsflächen, an sonst eher steilen Hängen, in einer Seehöhe von 800 m beobachtet werden. Dieses bis in die Wandau verfolgbare Niveau könnte auf einen alten Talboden hindeuten.

In der Wandau konnte bei Bauarbeiten an der neuen Wandaubrücke und der Gesäuse-Bundesstraße die tiefste Terrasse genau verfolgt und gegen den anstehenden Fels gut abgegrenzt werden. Die Überdeckung durch jüngste Hangschuttagerungen, sowie der morphologisch deutliche Unterschied zur höheren Terrasse war deutlich zu erkennen.

An der Urbabergerterrasse südöstlich von Moosland konnte morphologisch ein weiteres, tieferes Niveau unterschieden werden. Diese älteren Terrassen des Urbabergergniveaus sind wesentlich fester verkittet als die tieferen und weisen in einigen Bereichen auch deutliche Kreuzschichtungen auf. Weiters wurden Überreste einer Moräne westlich des Gehöfts Vogelfänger gefunden. Auch nördlich des Lehnboden beim Gehöft Steinleitner konnten Teile einer Moräne mit einer vergleichbaren petrographischen Zusammensetzung gefunden werden. Diese dem Reiß zuzuordnenden Moränen liegen mit ca. 650 m Seehöhe tiefer und weisen einen geringeren Kristallinanteil aus als die rötlichen Moränen bei der Wedelalm zwischen 780 m–840 m Seehöhe. Die Morphologie und die deutliche Abrißkante eines Felssturzes deuten auch beim Gehöft Jakobsberger auf Massenbewegungen hin.

Südwestlich Großreifling fand sich wieder eine Terrasse, deren Oberkante in ca. 580 m Seehöhe liegt, die zum niedrigeren Teil der Urbabergerterrassen in Beziehung stehen dürfte. Diese weist aber durch die Nähe des Einzugsgebiets von Scheibling- und Tamischbach Schrägschichtung und einen hohen Anteil an schlecht gerundeten Komponenten auf.

Nördlich des Durchbruches der Enns durch die Kripp bilden jüngste Schotter ein sehr tiefes Terrassen-Niveau nur knapp 5 Meter über dem Fluß. Dieses tritt flußabwärts beim Bauernhof Lofer ein weiteres Mal auf. Beim Kraftwerk Essling, südlich von Altenmarkt, wurde die von G. SPAUN (1963) beschriebene Reißgrundmoräne angetroffen.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Prebichlschichten im Gebiet Aschbach auf Blatt 103 Kindberg*)

Von FRANZ K. BAUER

Der Schwerpunkt der Kartierung lag im Gebiet des von Aschbach nach SE führenden Rotsohlbaches und der in diese Furche einmündenden zahlreichen Nebengräben. Es dominieren flächenmäßig die Prebichlschichten, die gegen E von den Triaskalken bzw. -dolomiten der Veitschalpe überlagert werden. Mit am Aufbau dieses Gebietes beteiligt sind paläozoische Schiefer, die etwa 600 m südlich von Aschbach einen Auf-

bruch bilden und Porphyroide, die bei Aschbach das Sommereck und dessen Nordabfall und Reitlahn – Mitterriegel aufbauen. Im Süden sind die permischen Abfolgen von den Devonkalken des Turntaler Kogels begrenzt.

Das durchwegs dicht bewaldete Gebiet wird durch zahlreiche Forststraßen gut erschlossen. Profilaufnahmen sind in verschiedenen Detailbereichen möglich. Vielfach sind die Lagerungsverhältnisse infolge tiefgründiger Verwitterung und Verrutschungen unklar, was die Auflösung des tektonischen Baues erschwert. Meist sind nur an festen massigen Sandsteinbänken Streichen und Fallen der Schichtflächen zu messen. Die flächenmäßige Verbreitung von verschiedenen Faziestypen ist aufgrund der Straßen- und Grabenaufschlüsse gut erfaßbar.

Die Prebichlschichten wurden in den letzten Jahren bereits von Neuberg über Erzberg, Hirschensitz, Veitschalmhütten auf der Veitschalpensüdseite verfolgt. Sie bestehen aus einer mehrere 100 m mächtigen grobklastischen Folge mit Quarzgeröllen als Hauptkomponente und einer hangenden feinklastisch tonig-siltigen, dunkelgrau gefärbten Serie. Bei den Veitschalmhütten folgen darüber mit deutlicher Grenze Werfener Schichten.

Bei der Kartierung im Gebiet Aschbach ging es in ähnlicher Weise um die kartenmäßige Erfassung und Gliederung der Prebichlschichten und um die Abgrenzung zu den Werfener Schichten. In der geologischen Karte 1 : 75.000 (1936) wurden Konglomeratzüge als Prebichlschichten dargestellt und größere Bereiche als Werfener Schichten abgetrennt.

Klar als Prebichlschichten anzusprechen sind die Konglomerate, die neben Quarz als Hauptkomponenten Lydite, roten Hornstein, Porphyroide und selten Kalkkomponenten führen. Eine Änderung in der Zusammensetzung ist auf der Nordseite des Turntaler Kogels zu erkennen, wo die Zahl der Kalkkomponenten zunimmt. Die matrixarmen, schlecht sortierten Konglomerate bestehen aus wenig gerundeten bis 10 cm großen Geröllen. Sie sind als proximale Schuttfächerfazies zu deuten. Es gibt aber keinen einheitlich aufgebauten Konglomeratkomplex, sondern es treten in ihm immer wieder feinklastisch-schiefrige Serien auf.

Von diesen durchwegs dunkelgrau gefärbten Gesteinen hebt sich deutlich eine dunkelrot-violett gefärbte Serie ab, die im Gebiet Kohlerbauerberg – Rabengraben und im oberen Gleißenriegelgraben vorkommt. Es handelt sich um feinklastisch-tonige Sedimente, denen deutlich eine höhere Position zukommt. Diese ist im Gleißenriegelgraben klar zu erkennen, wo an liegenden Sandsteinbänken Schichtflächen einzumessen waren und somit eine Profilabfolge gegeben ist.

An einer neueren Forststraße über den Scherzenebenriegel sind graugrüne feinklastische Gesteine aufgeschlossen. Diese findet man auch am Rücken SW der Hochveitsch.

Es ist stratigraphisch nicht zu klären, ob es sich bei diesen hangenden Sedimenten bereits um skythische Schichten handelt. An Hand von Profilen ist allerdings zu belegen, daß über den grünen Serien eine deutliche Faziesgrenze liegt. SW der Hochveitsch liegen darüber karbonatisch-sandige Schichten mit auffallend brauner Verwitterung. Diese Gesteine sind eindeutig als Werfener Schichten, die in mehreren größeren Aufschlüssen auch auf der Hochveitsch-Westseite zu verfolgen sind,

zu erkennen. Hier treten im Liegenden der Werfener Schichten auch Rauhwacken und Tone des Haselgebirges auf, von dem es Aufschlüsse N der Trogersteigelhütte gibt. Haselgebirge mit Gips, Rauhwacken und Tonen kommt im Graben westlich des Niederalpl vor.

Es wurde bei der Kartierung versucht, verschiedene Faziesbereiche permischer Sedimente abzugrenzen. Es kann zwischen einem liegenden Teil, charakterisiert durch grobklastische Gesteine, und einer hangenden feinklastisch-tonigen, violett oder grün gefärbten Serie und dem Haselgebirge unterschieden werden. Werfener Schichten bestehen aus braun verwitternden Karbonaten, die mit Sandsteinbänken und schiefrig-tonigen Lagen wechsellagern.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg*)

Von WERNER LEITHNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge der Landesaufnahme wurde 1988 mit der Kartierung des Veitschstockes begonnen. Zur stratigraphischen Einstufung der mitteltriadischen Beckensedimente und zur Erfassung bruchhafter Verstellungen besonders in den Randbereichen wurde eine Anzahl von Lös- und Schlißproben bearbeitet. Die Bearbeitung dieser Proben konnte im Rahmen eines Forschungsprojektes an der TU Wien (Fonds zur Förderung der wiss. Forschung)durchgeführt werden. Die Conodonten- und Ammonitenbestimmungen wurden dankenswerter Weise von L. KRYSZYN durchgeführt.

Grundsätzlich ist eine Unterteilung in eine Basis mit Prebichlschichten und Werfener Schichten, sowie eine auflagernde Karbonatplatte möglich. Diese Karbonatplatte weist eine mitteltriadische, vom Pelson bis teilweise ins Jul reichende Beckenentwicklung auf. Im Liegenden und Hangenden davon sind Plattformentwicklungen mit Steinalm- bzw. Wetterstein-Tisoveckalk vorhanden.

Die basale Schichtfolge umfaßt nach lithologischen Vergleichen permische Prebichlschichten und untertriadische Werfener Schichten. Die Prebichlschichten sind im Aufnahmegebiet nur örtlich aufgeschlossen (Zufahrt Lahnboden, Höhe 1340 m, 200 m S' Forsthütte Predigtstuhl). KMOCH (1954) betrachtet sie hier als Verschuppung in den hangenden Werfener Schichten. Die Werfener Schichten werden aus:

- dickbankigen, im Aufschlußbereich mittelsteil NW einfallenden weißlichen Quarziten, zum Teil mit feinem Chloritbelag (Zufahrtsstraße Lahnboden, Höhe 1390 m, östlicher Breitriegel),
- hellgrüngrauen, braunen und rotbraunen, zum Teil hellglimmerreichen Silt- bis Tonsteinen (Breitriegel, Predigtstuhl),
- geschieferten hellbraunen, schichtigen, gefalteten Kalken, flach bis mittelsteil NNE einfallend (Westseite Teufelsgrat = Grat E' Teufelssteig), Höhe 1710 m, 022/30, b 050-070/15) und
- bankigen, hell- bis mittelbraunen, Crinoidenschutt führenden Kalken (Breitriegel Ostseite, Höhe 1600 m, 100 m S' Alplwand) aufgebaut.

Am Predigtstuhl liegt eine Schichtwiederholung von rotbraunen Werfener Siltsteinen und Gutensteiner Kalk/Dolomit vor (Höhe 1520 m).

Rauhacken sind am Predigtstuhl, am Breitriegel und am Weg Sohlenalm – Meranhaus im Hangschutt erfaßbar. Sie teilen die Werfener Schichten in einen liegenden und einen hangenden Abschnitt. Die von KMOCH (1954, S. 72) geäußerte Vermutung, daß es sich auf Grund der rotbraunen Färbung um tektonisch deformierte Hallstätter Kalke handelt, konnte bisher nicht belegt werden. Örtlich sind die Rauhacken als hellbraun-rötliche, grobporige sedimentäre Internbrekzien erkennbar (Weg zum Meranhaus, Höhe 1480 m).

Gutensteiner Schichten sind am Predigtstuhl (durch Verschuppung zweimal), am Breitriegel und am Teufelsgrat als mittelgraue, kleinstückig zerfallende, dünnbankige, teilweise dolomitisierte Kalke ausgebildet.

Im Hangenden geht dieses Schichtglied in die wandbildenden, dickbankig bis massig ausgebildeten, etwa 30 bis 40 m mächtigen Steinalmkalke über. Allgemein sind sie hell- bis mittelgrau, örtlich Biogendetritus führend. An steilstehenden Trennflächen sind vereinzelt Sideritmineralisationen bis 2 mm Stärke erkennbar.

Darüber beginnt eine mittelanisich einsetzende, bis ins Unterkarn reichende Beckenentwicklung. Im Profil zeigen sich vom Liegenden ins Hangende:

- 1 bis 2 m mächtige, hell- bis mittelgraue, bankige bis dünnbankige Kalke mit biogenschuttreichen, orangebraunen 1 cm, örtlich bis 15 cm dicken Zwischenlagen. Diese Zwischenlagen können auch in steilstehenden Trennflächen als Füllung bis an die Basis des Steinalmkalkes vorliegen (Südseite Veitsch, Alplwand Höhe 1660 m). Altersmäßig sind diese Kalke ins Pelson zu stellen (*G. bifurcata*, Einzelfund von *Balatonites* sp.?, (det. L. KRYSSTYN).
- 5 bis 7 m mächtige, dunkelgraue, knollig-wellige Kalke mit Biogendetritus und orangebraunen, gering mergeligen, kalkigen Zwischenlagen (Pelson bis Illyr).
- 8 bis 10 m hell- bis dunkelgraue, knollig-wellige, Hornsteinkrusten und -knollen bis zu 8 cm führende Kalke (Reiflinger Schichten s. I., Illyr bis Fassan). Die Mächtigkeit kann stark reduziert bis nicht vorhanden sein. Örtlich bestehen sedimentäre Einschaltungen von dickbankigem bis massigem Kalk im knollig-welligen, teilweise graugrünen Reiflinger Kalk (Westseite Veitsch, Höhe 1680 m, 400 m NNW' Veitschgipfel). Dabei treten auch grüngraue, mergelige und tonige Lagen bis 3 cm Dicke auf.
- Bis zu 20 m mächtige, bankige bis lagige, hellgraue bis hellbraune, mikritische Kalke (Bankkalk), vereinzelt mit hellen Hornsteinen im unteren Bereich. Im hangenden Abschnitt treten lateral rasch ausgekeilte Schüttungen von vorverfestigten, hellgrauen, wenig gerundeten Komponenten bis 12 cm Größe in helloranger Matrix auf. Diese Gesteine sind ins Langobard einzustufen (*G. cf. pseudolonga*, *G. malayensis* und *G. tethydis* multielement; det. L. KRYSSTYN).
- 30 bis 40 m mächtiger, hellrosa bis hellbrauner Massenkalk, der ins Langobard bis Jul (*G. inclinata* und *G. tethydis* multielement, det. L. KRYSSTYN) einzustufen ist.
- Mikritischer, Biogendetritus führender Wetterstein-Tisoveckalk, mit einer ins Unterkarn zu stellenden Liegendengrenze (*G. polygnathiformis*, *G. malayensis* und *G. tethydis* multielement; det. L. KRYSSTYN).

Hellbraune bis rosabraune, massige, mikritische Einschaltungen am Veitschplateau westlich vom Meranhaus konnten mit *G. inclinata* und *G. tethydis* multielement (det. L. KRYSSTYN) als Unterkarn (Jul) eingestuft werden. Die Gesamtmächtigkeit der vorliegenden Wetterstein-Tisoveckalke ist mit etwa 250 m anzuschätzen. An Makrofossilien konnte im Hangschutt ein Crinoidenstiel, sowie im Anstehenden einzelne Korallenstöcke (?*Thecosmilia*, Westseite der Veitsch, Höhe 1775 m, 370 m N' Hochveitsch) aufgefunden werden.

In den Wettersteinkalk sind am Westrand und am Weg bei der Gingatzwiese Höhe 1820 m mehrmals rostrote und hellgraue, kalkige Fein- bis Mittelsandsteine an steilstehenden Trennflächen, teilweise mit Aufarbeitung des Nebengesteins eingeschaltet. Diese Spaltenfüllungen können als gosauische (Kalk-)Sandsteine aufgefaßt werden.

Bohnerze bis 1cm Größe kommen in braunem, porösem Kalk, an hauptsächlich zum Südrand der Veitsch parallelen Trennflächen und Kluftgassen als mehrere cm dicke Füllung vor. Etwa 100 m S'des Seebodenkogels konnten in einer Doline bis faustgroße, wenig gerundete Bohnerzbrocken gefunden werden. Verwitterungsprodukte der Bohnerze und porösen Kalke sind auf der Hochfläche als hell brauner, toniger, stark durchnäßter Boden und als Dolinenfüllung erhalten.

Reste von Quartärmoränen sind südlich der Veitsch zwischen Lahnboden und Gaissteig bis zum Brunnalmhaus (Höhe 1154 m) erfaßbar. Diese Reste sind von Hangschutt und Einzelsturzblöcken bis 5 m³ überdeckt, bzw. damit vermischt. Durch Forstweganschnitte sind darunter anstehende Werfener Schichten (Zufahrt Lahnboden) aufgeschlossen.

Allgemein wurde bisher flaches bis mittelsteiles NNE bis NE Einfallen der Schichtfolge erfaßt. Im Bereich der Bärenentaler Wand ist eine Großscholle, die die gesamte Schichtfolge vom Steinalmkalk bis zum Wetterstein-Tisoveckalk beinhaltet, an einer mittelsteil bis steil SW einfallenden Trennflächenschar (225–250/45–60) um 80 Höhenmeter abgesenkt. Die Bewegungsfläche wird durch karbonatisch wiederverheilte Kataklastite markiert und ist im Gelände gut verfolgbar. Der Randbereich des Veitschstockes wird durch randparallele, tiefreichende Trennflächen bruchhaft zerlegt. Diese Zerlegung ist besonders am Südrand sehr deutlich ausgebildet (POISEL & EPPENSTEINER, 1989).

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Raum
Seeköpfe – Mürzsteg – Falkensteinalm
auf Blatt 103 Kindberg*)**

Von GERHARD W. MANDL
& ANDREAS MÜLLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich der Vierundzwanzig Gräben wurden sowohl der Wettersteinkalk im Liegenden der grauen Dolomitmassen als auch der Grenzverlauf der auflagernden Aflenzer Kalke fertig auskartiert. Im Grenzbereich Dolomit/Aflenzer Kalk waren wieder an einigen Stellen die aus dem Buchalpen- und Gschwandgraben bereits bekannten braunen Mergellagen und schwarzen Hornsteinbänder zu beobachten – so etwa südwestlich des

Kleinen Seekopfes, auf der Ostseite des Gschwandgrabens und am Südgrat des Großen Königskogels. An der Ostseite des Königskogels steckt ein wandbildender Zug von hellgrauen Kalken mit Halobildenshill zwischen Zlambachschichten. Darüber deckschollenartig auflagernder Aflenzer Kalk des Königskogel-Gipfels läßt an eine tektonische Einklemmung des Halobienkalles im Zusammenhang mit der südgerichteten Rückschuppung am angrenzenden Kleinen Königskogel und Föllbaumkogel denken.

Aflenzer Kalk und Zlambachmergel des Großen Seekopfes fallen im Raum Schöner Schlag – Seebachtal mehr oder minder steil nach Südwesten und werden von der steilstehenden Dobreinlinie abgeschnitten. Östlich des Seebachtales schwenkt dann das Streichen der Kalke und Mergel von SE auf ENE, der ursprüngliche Muldenbau wird hier erkennbar. Aflenzer Kalk, Dolomit und als tiefstes der Wettersteinkalk des Hoheck komplettieren den Südfügel der Mulde.

Entlang der Dobrein-Störung ist, wie schon weiter im Westen, ein komplexes Schollenmosaik aufgereiht. Zusammen mit schwarzen, ohne Fossilbeleg als Gutensteiner Kalk bezeichneten Gesteinen kommen westlich des Seebachtales auch kleine Reste bunter Hallstätter Kalke vor. Einige wenige Conodontenbruchstücke geben Hinweis auf Oberladin:

88/38 *Gladigondolella tethydis*
Epigondolella cf. mungoensis (juvenil)

Östlich des Seebachtales ist der weitere Verlauf der Dobreinlinie im wesentlichen an der eingeklemmten Gosau verfolgbar, da ab hier beiderseits der Störung hauptsächlich der graue Dolomit ansteht. Für großtektonische Überlegungen beachtenswert ist die Tatsache, daß auch südlich der Dobreinlinie geringmächtige Aflenzer Kalke und Zlambachmergel dem Dolomit auflagern und lokal auch als Komponenten in der überlagernden Gosau erscheinen. Die Gosaugesteine selbst sind hier im Gegensatz zu weiter westlich gelegenen Aufschlüssen nicht als feinkörnige Orbitoidensandsteine ausgebildet, sondern als grobe, bunte, fossilreiche Kalkbreccien. Zum Alter dieses Gesteins kann derzeit nichts genaueres ausgesagt werden.

Im Gebiet südwestlich des Hoheck verliert sich dann jede Spur dieser bedeutenden Störung. Sie kann nicht ohne weiteres mit ähnlich streichenden Störungen östlich der Mürz verbunden werden.

Letztere scheinen vielmehr einer, etwa 500 m südlich der Dobreinlinie parallelaufenden Störungszone anzugehören, die sich zwischen dem Oberen Brunntalgraben und dem Gehöft Pörtl als schmaler Aufbruch von Werfener Schiefern und durch ein winziges Gosauvorkommen erstmals bemerkbar macht, die von der Lanauwand herabstreichenden Kalke östlich der Mürz im Norden geradlinig abschneidet und südlich der Lärchsteinwand vorbei über die Falkensteinalm Richtung Krampen zieht. Auch bei dieser Störung lagern noch südlich davon dem Dolomit geringe Reste schwarzer Hornsteinkalke und Mergel auf, deren Obertriasalter durch Mikrofossilien belegt werden kann. Die südlich der Lärchsteinwand auftretenden dunklen Hornsteinkalke enthalten nach R. LEIN (mündl. Mitt.) *Gondolella steinbergensis* (Mittel- bis Obernor). Ähnliche, tektonisch stark verquetschte Gesteine zwischen Dolomit und der darüber aufragenden Wandstufe aus Hallstätter Kalk 500 m ostsdöst der Falkensteinalm ergaben sevatisches Alter:

88/57 A *Epigondolella bidentata*

Die bereits mehrfach erwähnten Hallstätter Kalke der Lanauwand besitzen rund um den Sender im Gipfelbereich norisches Alter:

88/29, 88/41 *Gondolella navicula*
Epigondolella triangularis
Alter: Lac 2

88/28, 88/31 *Gondolella steinbergensis*
Epigondolella slovakensis
Alter: Alaun 3

Die Hallstätter Kalke überlagern in der Lanauwand helle Seichtwasserkalke, aus denen vom Nordfuß der Wand Dasycladaceen vorliegen (det. O. PIROS, MAFI Budapest):

88/40 *Gyroporella vesiculifera* (GÜMBEL)
Griphoporella curvata (GÜMBEL)
Alter: Obertrias

Wegen der oben genannten, weiter im Osten beobachteten Zwischenschaltung von sevatischen Hornsteinkalken dürften die Kalke der Lanauwand ihrem Dolomitsockel tektonisch aufliegen und damit nicht zur Schichtfolge des Veitschmassives gehören.

Etwas unklar ist die Situation im Bereich der Lärchsteinwand. Die Abfolge von Seichtwasserkalken und Hallstätter Kalk gleicht makroskopisch völlig jener der Lanauwand. Dasycladaceen sprechen hier jedoch eindeutig für anisches Alter des Seichtwasserkalkes (det. O. PIROS):

88/47 *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR.
Physoporella pauciforata undulata PIA
Teutloporella peniculiiformis OTT

Die auflagernden grauen Hallstätter Kalke sollen nach R. LEIN (mündl. Mitt.) allerdings wieder norisches Conodontenalter aufweisen. Eine genauere Begutachtung der Abfolge ist hier noch nötig.

Nordöstlich von Mürzsteg wurde auch noch die Basis der Lachalpen-Deckscholle von der Kartierung randlich erfaßt. Deren Schichtfolge besteht hier aus schwarzem Gutensteiner Kalk (lokal „Wursteikalke“), grauem dickbankigem Steinalmkalk mit Dasycladaceen, dunklen aber auch bunten knolligen Hornsteinkalken und aus hellem, massigem Kalk der zum Wettersteinkalk überleitet. Der Serienverband dieses Deckschollenauslegers ist stark tektonisch gestört. Die bunten Hornsteinkalke können aber aufgrund ihrer Fauna ins Unterladin gestellt werden:

88/59 *Gladigondolella tethydis* plus Multielemente
Gondolella excelsa
Gondolella pseudolonga

Nach Osten wurde bis in den Bereich der Ortschaft Krampen beziehungsweise bis in den Inneren Krampengraben kartiert. Auch Teile des Kuhkogels wurden noch randlich erfaßt.

Beachtenswert ist das Gosauvorkommen von Krampen. Es erstreckt sich östlich von Mürzsteg vom Bereich Ochsenboden – Falkensteinalm über den Ort Krampen entlang der Mürz Richtung Karigraben. Überwiegend handelt es sich um rötliche bis gelbliche, im allgemeinen feinkörnige Orbitoidensandsteine beziehungsweise sandige Kalke. Die Fossilführung ist im einzelnen sehr unterschiedlich. Überaus orbitoidenreiche Gesteine treten im Bereich der Falkensteinalm in Form winziger Aufschlüsse und als Lesesteine auf. Im allgemeinen sind die Gesteine ungeschichtet. Bereichs-

weise sind Konglomerate innerhalb der sandigen Kalke eingelagert, wobei einerseits abgrenzbare Lagen, andererseits Bereiche mit einzelnen Geröllen innerhalb der sandig-kalkigen Grundmasse ausgebildet sind. Die Gerölle sind überwiegend kalkalpiner Herkunft, teilweise treten jedoch auch Phyllitschiefer und Quarzphyllite auf.

Innerhalb des Ortsgebiets von Krampen befindet sich ein kleiner, heute teilweise zugewachsener Steinbruch, der eine siltig-mergelige Fazies aufschließt. Die auf Privatgrund liegende Lokalität ist als Fundpunkt einer reichen Ammoniten-Fauna bekannt (vgl. KENNEDY & SUMMESBERGER, 1986, Beitr. Paläont. Österr., 12, 181–242, Wien). Mit Nannofossilien wurde das Vorkommen in das obere Untermaastricht eingestuft (l. c.) Außerhalb dieser Lokalität konnten die Mergel entgegen der Darstellung bei CORNELIUS nicht wiedergefunden werden. Die in der Doberein dominierenden groben, bunten Kalkbreccien treten in der Krampener Gosau nicht auf.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg*)

Von MARTIN MÜLLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde in der Grauwackenzone im äußersten E des Kartenblattes 103 Kindberg. Der kleine Bereich E Arzbachhöhe liegt bereits auf Blatt 104 Mürzzuschlag. Die NW-Grenze bilden die Prebichschichten, die SW-Grenze der Arzbachgraben.

Die Prebichschichten bilden als liegendstes Schichtglied des kalkalpinen Permomesozoikums die transgressive Überlagerung der kartierten Gesteine. Südlich des Arzbachgrabens ist die tektonische Unterlagerung (Unterostalpin) zu finden.

Silbersbergserie

Die Gesteine der Silbersbergserie bilden das stratigraphisch liegendste Schichtglied. Sie bestehen aus:

- fein- bis mittelkörnigen, stark geschieferten Phylliten,
- Konglomeraten mit cm-großen Quarzgeröllen in chloritischer Matrix und
- Grünschiefern.

Letztere sind fast ausschließlich im äußersten NE am Ausgang des Arzbachgrabens zu finden und enthalten dort eine Amphibolitlinse, die nach den Geländebeobachtungen nicht tektonisch eingeschuppt ist, sondern durch Übergänge mit den Grünschiefern verknüpft ist.

Blasseneckporphyroid

Er liegt stratigraphisch im Hangenden der eben beschriebenen Gesteine der Silbersbergserie im oberen Ordovizium. Es handelt sich um saure Gneise, typisch sind mm-große Quarz- und Feldspatäugen. Der Blasseneckporphyroid wird als schwach metamorpher, saurer Vulkanit samt Tufffolge interpretiert (z. B. OBERHAUSER, 1980). Die Tuffe sind feinkörnig und stark geschiefert und von den Phylliten der Silbersbergserie nicht so leicht zu unterscheiden wie die massigen Typen, die aus echten Laven entstanden sind.

Der Blasseneckporphyroid ist im kartierten Gebiet bei weitem das widerstandsfähigste Gestein und baut daher die höchsten Erhebungen auf. Eine genaue Beschreibung ist z. B. bei WASSERMANN (1984) zu finden.

Radschiefer

Diese bilden das Hangende des Porphyroides, sie bestehen hauptsächlich aus Schiefen und Quarziten, die für sich genommen kaum von den Silbersbergphylliten zu unterscheiden sind. Entscheidend sind aber das Fehlen der typischen Silbersbergkonglomerate, die Trennung von der Silbersbergserie durch den Blasseneckporphyroid, sowie die Verknüpfung mit eingelagerten Kalken.

Bei diesen handelt es sich um die „erzführenden Kalke“ (OBERHAUSER, 1980). Durch Conodonten ist ein älterer Horizont an der Wende Silur–Devon und ein jüngerer aus dem Mitteldevon nachgewiesen. Es handelt sich im Kartierungsgebiet um feinkörnige, graue (NW Arzbachhöhe rote-rosa) Kalke. Sie sind im N des kartierten Gebietes (S Erzberg) sowie im E (NW Arzbachhöhe) sideritführend. Bei dem erstgenannten Vorkommen handelt es sich um eine geringmächtige Bank, beim zweiten um eine Vererzung, die abgebaut wurde.

Graphitische Schiefer des Karbon

Diese bilden Schuppen in den Gesteinen der Silbersbergserie. Das Karbon ist im kartierten Gebiet ausschließlich durch feinkörnige, graphitische Schiefer vertreten.

Magnesite

Es handelt sich um grobkörnige, graphitisch pigmentierte Gesteine am Ausgang des Arzbachgrabens. Sie wurden z. T. untertägig abgebaut, die Stollenmundlöcher sind noch erhalten, die Halden konnten kartiert werden. Die Magnesite gehören stratigraphisch ebenfalls ins Karbon.

Prebichschichten

Diese bilden die nördliche Kartierungsgrenze und werden hier nicht weiter behandelt.

Semmeringquarzit

Dieser gehört bereits zum zentralalpinen Permomesozoikum im tektonisch Liegenden der hier behandelten Grauwackenzone. Er ist im hinteren Arzbachgraben zu finden und braucht ebenfalls nicht weiter beschrieben zu werden.

Tektonik

Das großräumige Einfallen ist mittelsteil gegen NW gerichtet. Bedingt durch kleinräumige Faltung (ca. 100 m) sind auch SE-fallende Schieferungsflächen zu finden. Die konstruierte b-Achse liegt fast horizontal WSW–ENE. Das bestimmende Bauelement sind aber tektonische Schuppen. Der Porphyroid im Bereich der Veitschbachhöhe im N ist auf den Porphyroid im Bereich Arzbachhöhe – Hocheck aufgeschoben. Die Schuppengrenze ist etwa zur Hälfte durch Radschiefer belegt: Veitschbachgraben im E, Auf der Kreuzen im W.

Die Magnesite bilden kleinere Scherlinge im Liegenden des Porphyroides und dürften dort eine größere Überschiebungsfläche markieren, an der sich auch der kleine Kristallinscherling im mittleren Arzbachgraben befindet.

Die Semmeringquarzite im hinteren und die Karbongesteine im gesamten Arzbachgraben sind allseitig von

Gesteinen der Silbersbergserie umschlossen und damit ebenfalls als tektonische Schuppen zu betrachten.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Kristallin
auf Blatt 103 Kindberg*)**

Von AXEL NOWOTNY

Ausgehend von der Kartierung in den Jahren 1986 und 1987 auf Blatt 104 Mürzzuschlag, wurde im Berichtsjahr der SE-Anteil des Kartenblattes begangen. Die Basis der in diesem Gebiet aufgeschlossenen Gesteinsabfolge bilden Quarzphyllite. Es handelt sich sowohl um sandig-schiefrig bis plattige, feine phyllonitische, silbrig glänzende Phyllite im Hangendbereich als auch um Glimmerschiefer bis Gneise im Feistritzgraben. Eine Abgrenzung zu den ebendort auftretenden Biotit-reichen Granatglimmerschiefern ist schwer durchzuführen.

Innerhalb der Quarzphyllitzone finden sich E-W-streichende Grobgneseinschaltungen. Sie verlaufen von Bärenleiten über den Wolfsriegel gegen E.

Neben den Grobgneseinschaltungen konnten noch helle, feinkörnige Granitgneislagen im Bereich S des Rotriegels aufgefunden werden. N des Freßnitzgrabens folgen über dem Quarzphyllit Quarzite. Sie sind stark vergrust und entlang SW-NE-gerichteter Störungen versetzt und verlaufen von Gehöft Gölkbauer E-W-streichend bis E des Hochgölk. Gegen N werden die Quarzite von Karbonat überlagert. Es ist vor allem Dolomit, lediglich zwischen Hochgölk und Gölkscheid sind Rauhwacken und N vom Gehöft Gölkbauer geringmächtige helle Kalk aufgeschlossen. Gegen N treten mächtige jüngere Schotter durchwegs mit kristallinem Anteil auf.

Blatt 104 Mürzzuschlag

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Kristallin
auf Blatt 104 Mürzzuschlag*)**

Von AXEL NOWOTNY

Im Berichtsjahr wurde das Gebiet um den Drahtekogel gegen S begangen. Die entlang des Raxenbaches zwischen Kapellen und Brandlgraben E-W-streichenden steilstehenden Karbonaten des Semmeringmesozoikums, werden vom Talhof im E bis zum Bärnthäl E von Kapellen von Quarzit, Quarzkonglomerat und teilweise hellen Serizitschiefern unterlagert. Sowohl gegen W als auch gegen E ist die letztgenannte Gesteinsserie entlang von Störungen abgeschnitten. Dieselbe Situation gilt für die an der Basis des Quarzits auftretenden Quarzphyllite.

Glimmerschiefer und Gneise, welche hangend auftreten, werden von Amphibolit und vereinzelt hellem Aplit begleitet. Sie grenzen an Quarzit zwischen Gehöft Schurschbauer und Jagdhaus Hochmais im N und gegen Semmeringmesozoikum im Süden. Diese nördlich des Fröschitzbaches E-W-streichende Karbonatfolge wird von hellem Kalk und Rauhwacke aufgebaut. Die

basalen Quarzite sind nahezu durchgehend von der Ochsenhöhe im E bis Kohleben im W zu verfolgen. Liegend findet sich Quarzphyllit, der seinerseits vom Semmeringmesozoikum unterlagert wird. Während diese Abfolge im E tektonisch kompliziert verschuppt zu sein scheint, von E-W-streichenden Mylonitonen begleitet und von Quarzit, grünlich-grauem Schiefer, Rauhwacke und Karbonat aufgebaut wird, treten gegen W nur einzelne Stöcke schollenförmig N von Spital am Semmering und zwischen Edlach und Mürzzuschlag auf.

Junge Überlagerung findet sich vor allem im Gebiet Grautschenhof und N und S des Fröschitzbaches bei Spital am Semmering. Es handelt sich dabei um Schotter vorwiegend kristalliner Komponenten.

Blatt 105 Neunkirchen

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
in der Grauwackenzone
auf Blatt 105 Neunkirchen*)**

Von ALOIS MATURA

Im Berichtsjahr wurde der Bereich der Grauwackenzone nördlich des Schwarzatales zwischen Schöglmühl und St. Johann im Sierningtal neu aufgenommen. Trotz der ausgezeichneten geologischen Bearbeitung der östlichen Grauwackenzone vor allem durch H. P. CORNELIUS war eine Neuaufnahme wegen der neuen topographischen Kartengrundlage notwendig. Zum geologischen Bau des kartierten Gebiets haben sich erwartungsgemäß gegenüber den Darstellungen von H. P. CORNELIUS (1941) und B. PLÖCHINGER (1964 [Hohe-Wand-Karte] und 1967 [Erläuterungen dazu]) keine wesentlichen neuen Aspekte ergeben.

Das tiefste Element der Formationen der Grauwackenzone in diesem Gebietsabschnitt stellt der bekannte Kristallinzug zwischen Schöglmühl und Vöstenhof dar, der hier die Grauwackenzone in einen nördlichen und einen südlichen Teil gliedert. Es sind daran meist stark ausgewalzte Glimmerschiefer, Paragneise, leukokrate Gneise und Amphibolite mit örtlich schmalen Einschaltungen von Marmor und Kalksilikatgneis beteiligt. Die starke tektonische Überformung, die vermutlich schon primär weiten Übergänge, nicht zuletzt auch die eher dürftigen Aufschlußverhältnisse lassen eine kartenmäßig differenzierte Darstellung von Glimmerschiefern, Paragneisen und leukokraten Gneisen für den vorgesehenen Maßstab nicht sinnvoll erscheinen. Dieser Kristallinzug wird nun als ein kontinuierliches Band zwischen dem Südfuß des Kohlberges bei Schöglmühl bis östlich Vöstenhof dargestellt. Der bekannte, innerhalb dieses Kristallinzuges gemeinsam mit Amphiboliten als wenige Meter mächtige Linse im Nordwestfuß des Gfieder auftretende Serpentin wird ebenfalls in der Karte, wenn auch stark vergrößert, Eingang finden.

Südlich im Liegenden dieses flach nordfallenden Kristallinzuges breitet sich die grobklastische Ausbildung der Silbersberg-Formation, das Silbersberg-Konglomerat, mit eher monotoner Ausbildung aus. Am Silbersberg wurde an der Grenze zum auflagernden Kristallin eine bis mehrere Meterzehner mächtige Zone von den Silbersberg-Konglomeraten abgetrennt, die durch hö-

heren Plagioklas- und Chloritanteil sowie durch den Gehalt von größeren Hellglimmerschuppen auffällt. Die Unterschiede zu den ausgewalzten Kristallintypen verschwinden makroskopisch. Es drängt sich hier die Folgerung auf, in dieser Zone das primär-sedimentäre Verbindungsglied zwischen Silbersberg-Formation und seiner kristallinen Basis zu sehen. Demnach würde hier das Paket Kristallin/Silbersberg-Konglomerat invers gelagert sein. Im Zusammenhang mit einem jener kleinen Kristallinvorkommen an der Basis der Grauwackenzzone östlich von Klamm beschreibt übrigens H. P. CORNELIUS (1941, S. 44) begleitende grüngraue, nicht sehr ausgeprägt schiefrige Gesteine mit anscheinend klastisch eingestreuten Muskowitblättern, über deren Zuordnung zur Silbersberg-Formation er sich wegen der untypischen Ausbildung nicht ganz sicher ist. Hier könnte es sich auch um ein solches Vorkommen dieser „Basalzone“ der Silbersberg-Formation handeln.

Das Aplitgneisvorkommen auf der Anhöhe ESE Buchbach bei Pottschach hat H. P. CORNELIUS (1951, S. 25; 1952, S. 38) zu den Riebeckitgneisen in nähere Beziehung gestellt. In einem kleinen verwachsenen Steinbruch auf dieser Anhöhe ist in geschonten Bereichen von m-Größe ein weißer, homogener, feinkörnig-gleichkörniger Albitfels aufgeschlossen, wobei das Gefüge von idiomorphen, kurzen Leistchen polysynthetisch verzwilligter Albite beherrscht wird; daneben etwas Quarz, Opake (?Magnetit) und akzessorischer Biotit. Dieser Typus ist verbunden mit grauen, homogenen, feinkörnig-schuppigem Serizit-Quarzfels, der vermutlich durch Serizitisierung des Albitanteils aus dem Albitfels hervorgegangen ist. Die auf dieser Anhöhe rundherum verbreiteten, lichten, homogenen Serizitphyllite, die der heterogenen Ausbildung der umgebenden Silbersberg-Konglomerate fremd sind, könnten ebenfalls dem Albitfels verwandt sein. In einer Baugrube am nordwestlichen Ortsende von Putzmannsdorf wurde ein ähnlicher Typus gefunden. Ob diese beiden, ungefähr 500 m bis 600 m entfernten Vorkommen miteinander in Verbindung stehen, ist wegen der Aufschlußverhältnisse nicht festzustellen.

Eine Vergleichsprobe aus dem Riebeckitgneis-Steinbruch westlich von Gloggnitz ließ außer dem exotischen Charakter dieser Einschaltung innerhalb der monotonen Silbersberg-Formation, der homogenen, feinkörnigen Beschaffenheit und des höheren Alkaligehaltes keine sonstigen Analogien mit dem Albitfels von Buchbach erkennen, womit aber eine mögliche Verwandtschaft nicht ausgeschlossen werden soll. Der Dünnschliff dieser Vergleichsprobe zeigt in dem straff geregelten Grundgewebe aus Quarz und eng miteinander verwachsenem Albit und Kalifeldspat zwei Generationen der für dieses Gestein so kennzeichnenden Kettensilikate. Zur älteren Generation zählen lichtgrüne, schwach pleochroitische, im Grundgewebe gleichmäßig verteilte Amphibole sowie die namengebenden Riebeckite, die sowohl als dünne, bis 5 mm lange, extrem von olivgrün bis blauschwarz pleochroitische, in s geregelte und zerdrückte Porphyroklasten als auch als parallel zur Schieferung gestreckte Gruppen von entsprechend geregelten feinkörnigen Individuen vertreten sind. Der Ägirin bildet zonar gebaute, einschlußreiche, schwach pleochroitische, grüne, idiomorphe Säulchen von etwa 0,5 mm Länge, die lockere Gruppen in s gelänger, linsenförmiger Verbreitung bilden, deren Einzelindividuen aber häufig quer zur ausgeprägten Schiefe-

rung gesproßt sind. Ob dieses postdeformative Wachstum der Ägirin-Generation, das in dieser Einzelprobe zu beobachten ist, auch für die übrigen Bereiche des Riebeckitgneises gilt, harrt noch der Bestätigung. In den bisherigen Bearbeitungen von J. ZEMANN (1951) und A. V. PHADKE (1967) fehlen jedenfalls diesbezügliche Hinweise.

Der lithologische Aufbau des Anteiles der Grauwackenzzone im nordwestlich Hangenden der Kristallinzone von Schlöglmühl/Vöstenhof läßt jede Symmetrie zu der einförmigen Silbersberg-Formation im südöstlich Liegenden vermissen, sodaß dieser Kristallinzug nicht als Kern einer Großfalte (von oben oder von unten) interpretiert werden kann, sondern als die hier obenauf liegende Basis einer inversen Schuppe.

Die Abfolge im Hangenden der Kristallinzone ist nach der geltenden lithostratigraphischen Ordnung in der Grauwackenzzone aufrecht und beginnt in diesem Gebiet meistens mit Grünschiefern. Sie sind mit den darüber folgenden Silbersberg-Phylliten, die nur selten grobklastische Partien enthalten (nordöstlich Bretmais), unregelmäßig verbunden und treten als Einschaltungen innerhalb der Silbersberg-Phyllite in verschiedenen Niveaus auf. Unter der Bezeichnung Grünschiefer sind Varietäten zusammengefaßt, die sich in der Zusammensetzung und den Gefügemerkmalen unterscheiden. Die Zusammensetzung kann örtlich intermediären Charakter annehmen; das Gefüge ist meist feinkörnig-gleichkörnig-schiefrig oder massig; örtlich verschwommen porphyrisch (nordöstlich Wegscheid) oder makroskopisch grünlich-fleckig, wobei auch größere Anteile von Hellglimmer hinzutreten (?Metatuffit). Nördlich des Gehöftes bei K 623 SSW Bürg wurde eine etwa 100 m mächtige, morphologisch gut betonte Linse von Metagabbro gefunden. Es bestünde zunächst die Versuchung, diesen Metagabbro mit dem hier nur etwa 150 m entfernten Amphibolit des Kristallinzuges zu verbinden. Das würde aber bedeuten, daß die eher glatt verlaufende Hangendfläche des Kristallinzuges hier eine ungewöhnliche Ausbuchtung hätte; aber auch der Mineralbestand mit dem zwar dicht gefüllten Plagioklas, aber relativ frischen Augit und Hornblende (braun im Kern, grün in der Hülle, ein Beleg für eine nur schwach wirksame retrograde Metamorphose-Kapazität), paßt besser zum niedrigeren Metamorphosegrad der Gesteine der Grauwackenzzone.

Blasseneck-Propyroid folgt darüber am Kohlberg, „Auf der Oed“ (H. P. CORNELIUS, 1941) und zwischen Felberhof und Bürg.

Die höchste Position nehmen die Gesteine der Radschiefer-Formation ein, die zwischen der Kapelle am Sattel östlich Priggwitz und dem Felberhof unterbrochen ist. Es sind meist graue bis gelblich-bräunliche, sandige Schiefer und Metasandsteine. Sie zeigen sehr häufig eine von dem relativ dichten Netz von Gesteinsklüften und feinen -rissen ausgehende bräunliche Verfärbung. Dies geht sehr wahrscheinlich auf die Limonitisierung der im Gefüge fein verteilten Erzminerale zurück. Quarzmobilisate sind häufig und bilden dm- bis m-mächtige, unregelmäßige Gänge und Linsen. Die Felskuppe im Sattel WNW Bürg stellt einen 200 m langen und 50 m breiten Körper aus bräunlichem, kavernösem Quarzmobilisat dar und dürfte eher zu den Radschiefern als zum Präbichlkonglomerat zu zählen sein. Die Lydit-Einschaltungen, die H. P. CORNELIUS (1941) von diesem Gebiet kartenmäßig dargestellt hat, werden

alle in die neue Karte übernommen werden, obwohl nicht alle Vorkommen wiedergefunden werden konnten (z. B. im Sattel nordwestlich des Kohlberges bei Schlöglmühl). Am Waldrand westlich des Nordendes der Schloßanlage von St. Christof ist innerhalb der Radschiefer-Formation ein Vorkommen von Porphyroid eingeschaltet. Innerhalb einer kaum geregelten, inhomogenen, feinkörnig-schuppigen Grundmasse aus Hellglimmer und Quarz liegen meist auffallend glatt auslöschende, fallweise idiomorphe Quarz-Porphroblasten mit häufigen Korrosionsbuchten, sowie verbogene oder gefaltete Lithoklasten aus straff geregelter Quarz, Hellglimmer, Chlorit und Rutil. Die im Gefüge verstreuten Erzkörner sind teilweise limonitisiert. Dieser Porphyroidkörper setzt gegen Osten fort, wobei aber laut Dünnschliffbefund seine eindeutigen pyroklastischen Merkmale verschwinden.

In einem etwa 200 m breiten geologischen Graben begleiten die karpatischen, Glanzkohlen führenden Süßwassersedimente von Hart die Umfahrungsstraße von Gloggnitz im Norden. Im Bereich des Bergfriedhofes von Gloggnitz sind unverfestigte, rein kalkalpine Schotter zu finden, möglicherweise Äquivalente des Rohrbacher Konglomerates. Der Norteil der Erhebung zwischen Umfahrungsstraße und dem Ortsgebiet von Gloggnitz wird im Untergrund von Metakonglomeraten und Phylliten der Silbersberg-Formation aufgebaut. Im Süden, etwa östlich des Sportplatzes schließt stark zerdrücktes Blasseneck-Porphyroid an, das bis Enzenreith reichen dürfte. Etwa 300 m südlich des Sportplatzes ist in der Böschung südlich des Baches auf etwa 150 m Länge Magnesit aufgeschlossen. Über dem Grundgebirge liegt hier eine zum Teil mächtige Decke aus quartären Schottern, Lehm und vor allem gegen Süden zu aus den Bergen des Semmeringgebietes Schutt aus phyllitischem Glimmerschiefer und Quarziten und Karbonatgesteinen des Semmering-Mesozoikums.

Blatt 106 Aspang

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang*)

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurde der Bereich Seebenstein – Scheiblingkirchen – Schlatten kartiert. In diesem Gebiet haben Gesteine des Semmering-Permo-Mesozoikums weite Verbreitung. Die Karbonate der Trias setzen von Pitten in die Berge S von Seebenstein fort, wo sie bis Gleißfeld weite Flächen aufbauen. Sie sind auch W des Pittentales an der Autobahn und Bundesstraße zwischen Seebenstein und Gleißfeld aufgeschlossen. Die Karbonatmasse zeigt flach gewellte Lagerung, wobei nördliches Einfallen vorherrscht. E des Schloßberges finden sich Reste hangender Glimmerschiefer. Diese Hangendschiefer sind jenseits des Pittentales im Gebiet Zottlhof – Witzelsberg – Hubertus Kapelle und N von Hafning aufgeschlossen. Im Raume Gleißfeld – Außerschildgraben ist der S-Rand der Trias-Karbonate von sekundärer Verschuppung an

N-tauchenden Scherflächen betroffen. Keile und Schollen von Semmeringkalk sind gegen S auf die Grobgnaisseurrie aufgefahren und mit ihr verschuppt. Die häufige schollige Zerlegung der Semmering-Quarzite und Trias-Karbonate dürfte vorwiegend auf diese Verschuppung des fertigen Deckenstapels in einer späteren Kompressionsphase zurückgehen.

Der Grobgneislappen Kerschbauerriegel – Weingart – Reitersberg und die begleitenden Hüllschiefer bilden den nördlichen Rahmen des Scheiblingkirchner Fensters. Der Grobgneis setzt westlich des Pittentales nicht fort, wohl aber die Hüllschiefer (Witzelsberg).

Unter den mittelsteil N-fallenden Rahmengesteinen taucht die verkehrte Folge des Scheiblingkirchner Fensters auf: Semmering-Quarzit oben, darunter die Trias-Kalke und -Dolomite. Diese Serie ist im orographisch rechten Hang des Schlattentales von Scheiblingkirchen bis Bromberg zu beobachten. Der Semmering-Quarzit ist in eine Schollenkette zerlegt. Auch in der orographisch linken Talflanke finden sich Schollen von Semmering-Quarzit auf den Karbonaten als Erosionsreste (Thernberger Riegel NE und S, E der Ruine Thernberg). Die einige hundert Meter mächtige Karbonatfolge ist als südliche Fortsetzung der Seebenstein-Pitten-Gleißfelder Karbonatmasse zu betrachten. Das Scheiblingkirchner Fenster besitzt Kuppelform. Die Karbonate des Ofenberg, Thernberger Riegel bis Unterbromberg bilden den N-Flügel, Hohe Wacht, Gsolberg bis Petersbaumgarten den S-Flügel. Bei Bromberg taucht das Fenster achsial gegen ENE ab. Das Permo-Mesozoikum des Heidenberg ist als Fortsetzung anzusehen.

Im Kern des Scheiblingkirchner Fensters erscheinen unter den Karbonaten graugrüne phyllitische Glimmerschiefer mit vereinzelt Chloritschiefer einschaltungen (Buchberg – Ofenbach, S der Ruine Thernberg). Die tektonische Grenzfläche gegen die Karbonate ist nicht glatt, wie die Karbonatschollen E Ofenbach und Verzahnungen N Buchberg zeigen. Ihrer Stellung nach gehören die Glimmerschiefer zum Wechsellagerungssystem, obwohl sie sich lithologisch von den Hüllschiefern der Grobgnaisseurrie nicht sehr unterscheiden.

Der Südrand des Scheiblingkirchner Fensters wird durch die Semmering-Quarzitkörper von Urbach und Grub markiert. Über ihnen folgen SE-fallend die ausgedehnten Hüllschiefer des Gebietes Kreuth – Schlag – Linden – Miesleiten – Stögersbach – Knie des Schlattentales. Im Bereich Hoißhof – Steinbichl – Michelbach folgen über den einförmigen Hüllschiefern stark von Grobgneis intrudierte Zonen. Diese hängen mit der Grobgneisdecke der Rosalia zusammen.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß der fertige unterostalpine Deckenstapel verschuppt wurde. Weitere Komplikationen erfolgten durch steile Störungen. Eine bedeutende Störung ist entlang des Pittentales anzunehmen. Der westliche Block ist offensichtlich abgesenkt, wodurch die Karbonatmasse von Seebenstein, westlich des Tales weit geringere Ausdehnung hat (Bedeckung durch Hüllschiefer). Auch die Bedeckung durch ausgedehnte tertiäre Blocklehme in diesem Gebiet scheint mit der Absenkung zusammenzuhängen.

Auch am E-Ende des Scheiblingkirchner Fensters ist ein Bruch nachzuweisen: Die Karbonatmasse der Ho-

hen Wacht ist gegen E steil abgeschnitten und stößt an Hüllschiefer. Die NNE-verlaufende Verwerfung bringt somit durch östliche Absetzung ein abruptes Ende des Fensters. Sie setzt wahrscheinlich N des Schlattentals über Hofstätten ins Leidingtal fort. Das E-Ende des Grobgneislappens E von Kerschbauerriegel – Grabenwirt dürfte durch diese Störung erfolgen. Auch die tertiären Schotter von Hofstätten und des Gebiets von Leiding scheinen mit Vertikalverstellungen an dieser Linie in Zusammenhang zu stehen. Es ist interessant, daß an dieser Störung die W-Scholle im S gehoben, im N jedoch abgesetzt wurde. Ein Zusammenhang von Tertiär-Sedimentation und Vertikalverstellung könnte den Altersnachweis der Bruchtektonik liefern.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Kristallin
auf Blatt 106 Aspang*)**

Von ALFRED PAHR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde der Raum zwischen Kirchschatz und Krumbach aufgenommen. Es sind hier große Areale von Grobgneis vorhanden, von wechselnder Korngröße und tektonischer Beanspruchung. Diese geht oft Hand in Hand mit mineralogischer Umbildung (vor allem Vergrößerung bzw. Neubildung des Muskovits), was in Extremfällen zu Leukophyllitbildung führt, z. B. in dem nördlich von Kirchschatz von Südwesten ins Weißenbachtal hinunterziehenden Graben, ferner in dem zwischen Straß und Gehring gelegenen Quelltrichter, sowie nördlich von Pkt. 666 an der Landesstraße Tiefenbach – Straß.

Auf den Gneiskörpern, z. T. auch damit verschuppt, sind größere und kleinere Areale von Hüllschiefern (meist diaphthoritische, oft Granat führende Glimmerschiefer) vorhanden. Ihre kartenmäßige Abtrennung von stärker geschieferten Grobgneislagen geringerer Korngröße stößt oft auf Schwierigkeiten, da auch in den Hüllschiefern oft Gneislagen, z. T. auch Amphibolite, eingeschaltet sind.

Nördlich des Taschenhofes (südlich Straß) sind kleinere, östlich von Gehring ein größeres Vorkommen von Metadiorit vorhanden.

Östlich von Gehring ist der Metadiorit tektonisch stark beansprucht, was zur Bildung von Chlorit-Serizitfz mit noch erhaltenen Hornblenden geführt hat.

Nach Süden gegen das Zöberntal und nach Westen gegen den Bereich Tiefenbach – Krumbach zu treten immer mehr die tertiären Sinnersdorfer Schichten bzw. deren hier beheimatete Äquivalente in Erscheinung. Sie sind zum Teil an Störungen eingesenkt (westlich Fronleitenhof), andererseits auch transgressiv dem Grundgebirge auflagernd. Auffallend ist, daß darin im Raum nördlich von Bad Schönau auch reichlich kalkalpine Gerölle vorkommen. Dies scheint die von WINKLER-HERMADEN vertretene Ansicht zu bestätigen, daß die Entwässerung des Raumes Schneeberg – Rax im Karpat hier nach Osten zur Kleinen Ungarischen Tiefebene erfolgte.

Westlich von Krumbach ist im Raum Haselgraben – Hauswald – Kraxenberg – Seisbühel wieder ein größerer Grobgneiskomplex vorhanden, während gegen Zö-

bern wiederum Glimmerschiefer (Hüllschiefer) das geologische Bild beherrschen.

Südlich Zöbern reicht die mittelostalpine Deckscholle von Schäffern (Sieggrabener Einheit) noch etwa bis zur Umbiegung des Schlager Baches nach Nordwesten in den Bereich des Kartenblattes herein. Beiderseits des Schlager Baches sind es vor allem z. T. granatführende Amphibolite, die hier als Deckscholle der unterostalpinen Grobgneiseinheit auflagern.

Blatt 118 Innsbruck

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Quartär des Gebietes
zwischen Arzler Kalvarienberg
und Gnadentalterrasse
auf Blatt 118 Innsbruck**

Von MECHTHILD KARPELLUS
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das bearbeitete Gebiet wird vom Arzler Kalvarienberg und der Rumer Schottergrube im Westen, im Norden vom anstehenden Festgestein der Inntaldecke, im Osten von der Gnadentalterrasse hinunter bis Marklhof und im Süden von der Bahnlinie bzw. von der rezenten Talaue begrenzt.

Das Festgestein wird überwiegend aus der Alpenen Trias (Wettersteinkalk und -dolomit, Muschelkalk und Hauptdolomit) aufgebaut und beeinflußt die Petrographie der quartären Ablagerungen meist nur lokal. Ansonsten ist der Inn der Sedimenthauptlieferant und dementsprechend vielfältig ist das Geröllspektrum: Gneise, Granite, Amphibolite, Phyllite, Quarzite, Amphibolitgneise, Karbonate usw.

In dem bearbeiteten Gebiet nehmen die quartären interglazialen und interstadialen Ablagerungen – also die Terrassenkörper – den größten Raum ein. Wobei sie nicht mehr so gut erhalten sind wie etwa im Bereich der östlich angrenzenden Gnadentalterrasse. Sie sind als Reste direkt am Festgestein oder als einzelstehende Rücken in den holozänen Schwemmfächern erhalten. z. B. Haller Schwemmfächer: Monikbichl, Schloßberg Melans, Gaislöd.

Die aufgeschlossene Abfolge vom Liegenden zum Hangenden ist:

- Tone mit kontinuierlichem Übergang über siltige Sande zu glimmerreichen Mehlsanden, die massig, oft aber auch struktureich sein können.
- Bei etwa Hm. 700 setzen dann die Terrassenschotter ein, die aus schlecht sortierten Sanden, Kiesen und Geröllen bis 40 cm Größe gebildet werden. Auch weisen sie typische fluviatile Strukturen wie Schrägschichtung, Rinnen, Imbrikation und Einregelung auf. Lagenweise können sie auch konglomeriert sein, wie z. B. in der Schottergrube Rum. Im Bereich größerer Bäche sind sie stark lokal beeinflußt z. B. nördlich von Rum. Hier sind die Komponenten überwiegend kalkalpin und schlecht- bis kantengerundet. Ansonsten herrschen gut bis sehr gut gerundete Gerölle vor. Die Kristallingerölle, vor allem Gneise, sind teilweise schon vollkommen zer setzt und nur mehr als „Geschiebeleichen“ erhalten.

- Diese finden sich auch in den auf den Terrassenkörpern aufliegenden Grundmoränenresten. Auch diese können lokal beeinflusst sein, worauf wieder die schlechter gerundeten (oft nur kantengerundet) Kalkkomponenten hinweisen, die jedoch schön gekritzelt sind. Ansonsten sind sie standfest und beinhalten viele gekritzte und polierte Geschiebe. Allerdings ist das Moränenmaterial oftmals umgelagert und kommt zusammen mit Hangschutt oder auch Terrassenschottern vor z. B. südlich der Rumer Schottergrube. Anstehende Grundmoräne ist unter anderem am Südabfall des Heuberges aufgeschlossen, wo sie auch HEISSEL (1954) beschrieb.

Schließlich seien noch die holozänen Schwemmfächer erwähnt, die das heutige Landschaftsbild stark prägen. Auch sie haben das gleiche Geröllspektrum wie die Terrassenschotter, aus denen sie auch ihr Material teilweise bezogen, nur sind in den bergseitigen Bereichen überwiegend lokale kalkalpine Gerölle vorherrschend. Im Süden sind sie durch eine bis zu ca. 10 m hohe Erosionskante scharf gegen die heutige Talauflage des Inns abgegrenzt. Gegen das Festgestein hin gehen die Schwemmfächer in scharf eingeschnittene Täler über, die auch vermutet sein können vgl. Thaurer und Rumer Mure. Die Thaurer Mure ist großflächiger als die Rumer und zwischen den einzelnen Muren sind Bergsturzmaterial und Terrassenreste aufgeschlossen.

Die jungen Flußläufe haben sich in die Schwemmfächer eingeschnitten, sind aber heute größtenteils verbaut.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmetätigkeit im Zentralteil der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt Kitzbühel wurde mit der Vergabe von drei Diplomarbeiten weitergeführt. Für den Bereich östlich der Talfurche Kitzbühel – Paß Thurn sind die geologischen Feldkarten der Diplomanden J. HAUCK, R.W. SPITZENBERGER und B. WUNDERLICH als Manuskriptkarten eingereicht worden. Wie üblich wird die endgültige Darstellung und Kompilation auf den Maßstab 1:25.000 erst nach Auswertung der Gesteinsdünnstufungen und Abschluß der Diplomarbeiten erfolgen können. Das kartierte Gebiet beginnt am südlichen Ortsausgang von Kitzbühel und endet auf der Höhe von Oberaurach. Es handelt sich um eine rechteckige Fläche von ca. 30 km² Größe mit den Eckpunkten Obermoos, Lachtal Grund-Alm, Filzen und Staff Alm.

Geologisch wird damit der Grenzbereich zwischen den beiden auf dem Nachbarblatt Zell am See definierten Deckeneinheiten erfaßt. Es ist dies zum einen die Wildseeloder-Einheit. Sie ist durch das Auftreten mächtiger subaerischer Ignimbrite, überlagert von faziell vielfältigen Carbonaten (Flachwasserdolomite, Riffdolomite etc.) gekennzeichnet. Hierzu kontrastiert die Glemmtal-Einheit als Heimat klastischer, turbiditischer

Beckensedimente (Wildschönauer Schiefer), vergesellschaftet mit basischen Vulkaniten.

Generell ist zu klären, ob auf Blatt Kitzbühel das für den Bereich des Glemmtales entwickelte Fazieschema anwendbar bleibt (HEINISCH, 1986) oder eine differenziertere Betrachtung notwendig wird. Damit ist auch der Frage der Bedeutung der Hochhörndler Schuppenzone weiter nachzugehen, die als trennendes tektonisches Element zwischen den beiden genannten Faziesdecken ausgeschieden wurde.

Die bisher vorliegenden Geländedaten bestätigen im Prinzip die erwartete Dreigliederung:

- Im Norden (Hotel Bichlalm, Hochetzkogel) treten große, relativ wenig tektonisierte Gesteinszüge, hauptsächlich aus Porphyroiden und diversen Carbonatgesteinen, auf. Hinzu treten häufig Kiesel-schiefer und Schwarzschiefer. Primär-stratigraphische Schichtverbände sind jedoch trotz vergleichsweise geringerer Deformation selten. Damit erscheint auch im neu aufgenommenen Bereich ein komplexer Schuppen- und Teildeckenbau vorzuherrschen, wie er von EMMANUILIDIS & MOSTLER (1971) für das Kitzbüheler Horn dargestellt wurde.
- Im Süden, etwa ab der Linie Ranken – Laubkogel, zeigt sich durch mächtige, langhinziehende Basaltkomplexe ebenfalls eine vergleichsweise ruhige und großzügige tektonische Architektur. Diese Zone ist mit hoher Wahrscheinlichkeit der Glemmtal-Einheit zuzurechnen.
- Der Zentralbereich des aufgenommenen Gebietes (Gaisberg, Gebrajoch, Buchauer Alm, Oberaurach) weist eine kleinräumig wechselnde Lithologie auf: Porphyroide mit Ignimbrit-Kennzeichen, Dolomitmarmore, Kalkmarmore, Schwarzschiefer und diverse basaltische Vulkanite (Pillowlaven, Gabbros, Pyroklastika) sind mit dem gesamten vom Nachbarblatt bekannten Spektrum der Siliciklastika (Tonschiefer, Siltsteine, feinkörnige und grobkörnige Sandsteine, Mikrokonglomerate, Brekzien) vergesellschaftet. Da die genannten Gesteine unterschiedlichen Faziesbereichen entstammen, ist diese Assoziation als Schollenteppich und damit als westliche Fortsetzung der Hochhörndler Schuppenzone anzusehen. Diese südlich des Wildseeloder noch vertikalstehende, E-W-streichende Mélangezone wird damit über den Pletzergraben, das Kreuzeck und Gebrajoch verfolgbar und gewinnt bei veränderter Streichrichtung (NE-SW) nach W zu zunehmend an Breite. Der Verlauf dieser Zone entspricht dem Generalstreichen (Wechsel von Werten um 90° im E auf 60° im W). Detailuntersuchungen zur Genese des Schollenmosaiks und zu möglichen primär-stratigraphischen Verbandsverhältnissen sind Gegenstand der laufenden Diplomarbeiten.

Probleme bestehen derzeit noch bei der Interngliederung der Siliciklastika und der Unterscheidung proximaler und distaler Turbiditsequenzen. Auffallende Besonderheiten stellen mächtige Konglomeratlagen dar, die hier meist in Nachbarschaft zu Porphyroidspänen auftreten (z.B. Gebra Alm – Gebra Joch).

In Nähe der Talfurche Kitzbühel – Paß Thurn häufen sich kataklastische Scherzonen. Diese annähernd N-S-verlaufenden Kataklastit-Horizonte entsprechen in ihrem Verlauf den bekannten Satellitenbild-Lineamenten (HEINISCH, 1986). Die jüngste bruchhafte Beanspruchung führt in diesen Zonen zur Umscherung älterer Foliationen

nen und zur Rotation von lithologischen Grenzen subparallel zur Scherrichtung. Allerdings sind diese kataklastischen Scherzonen nur punktförmig in Bachgräben aufgeschlossen (z.B. Auracher Bach), da mächtige Eisstau-Sedimente den Talboden zwischen Oberaurach und Wiesenegg verhüllen.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See*)

Von HELMUT HEINISCH & PETRA SCHLAEGEL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die für das Jahr 1988 zur Kartierung vorgesehene Restfläche konnte programmgemäß aufgenommen werden. Damit ist der für die Münchner Arbeitsgruppe ausgewiesene Anteil des Kartenblattes vollständig geologisch erfaßt. Die durch die Aufnahmen der Jahre 1986 und 1987 neu ausgeschiedene Zone höherer Metamorphose und kräftiger Scherdeformation am Grauwackenzone-Südrand wurde über das gesamte Kartenblatt weiterverfolgt; damit kann auch für diesen sehr komplizierten Bereich eine einheitliche Darstellung vorgelegt werden. Sofern nicht bei der Endkompilation noch unerwartete Probleme auftreten sollten, können die Geländearbeiten der Arbeitsgruppe für Blatt 123 als abgeschlossen gelten. Folgende Gebiete wurden 1988 im Detail bearbeitet:

Bereich Hütten – Leogang – Uttenhofen – Kehlbach

Aufgenommen wurde die Grauwackenzone jeweils vom Talbereich der Leoganger Ache bis an die Linie Kniestichkogel – Weikersbacher Köpfl. Im W schließt das von LENGAUER (1987) kartierte Gebiet an. Damit sind die Lücken zwischen den verschiedenen Aufnahmegebieten geschlossen. Generell herrschen im gesamten Bereich monotone, feinkörnige siliciklastische Sedimente vor, die von zahlreichen, meist konkordanten, gabbroiden Gängen durchdrungen werden. Die Abfolgen liegen flach, das Streichen pendelt um die W–E-Richtung mit Einfallswerten zwischen 10°–30° S. Kleinfalten weisen meist W–E-streichende, flache Achsenlagen auf. Ein Großfaltenbau war nicht nachweisbar; größere Störungen fehlen.

Bei den Sedimenten handelt es sich großteils um Siltsteine und Feinsandsteine mit einem oft deutlichen Anteil an Detritus-Glimmern. Immer wieder sind reine Quarzlitlagen eingeschaltet. Da typische Kennzeichen proximaler Rinnenfazies fehlen, werden diese Abfolgen als distale Fazies interpretiert und der Löhnersbach-Formation zugewiesen.

Die im gesamten Gebiet häufigen gabbroiden Sills erreichen bei der Hainzalm und oberhalb der Franzlalm größere Mächtigkeiten (ca. 50 m). Ein weiterer mächtiger Gabbrokomplex ist zwischen Weikersbacher Köpfl, Weikersbacher Kopf, Kasbichlalm und Oberbibergalm aufgeschlossen; letzterer wird derzeit abgebohrt (Hartsteinwerk Biberg?).

Im unteren Teil des Finsterbachs (unterh. Höhe 1100) tritt eindeutig Schattberg-Formation auf, u.a. dokumentiert durch glimmerreiche Sandsteine mit Bankdicken

bis zu 1m, Brekzienlagen und Mikrokonglomerate. Das Auftreten von Gesteinen der Schattberg-Formation an der Basis der Grauwackenzone westlich von Leogang legt die Vermutung nahe, daß der gesamte Bereich südlich Leogang, und damit auch der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, das stratigraphisch Hangende der Schattberg-Formation darstellt (Vulkanismus damit noch jünger als der bisher als Unterdevon datierte Vulkanismus der Klingler Kar-Formation?).

Zwischen Hütten und Leogang ist am S-Ufer der Saalach und am Burgstein bis auf ca. Höhe 1000 hinaufreichend Postvariszische Transgressionsserie aufgeschlossen, in der Regel in Form roter Sandsteine und Tonschiefer, südlich von Hütten als Basalbrekzie.

Das gesamte Gebiet ist von Quartär bedeckt; die Gesteine der Grauwackenzone treten nur in Bachrissen zu Tage. Mächtige Moränen verhüllen vor allem den Bereich südlich Hütten-Leogang (große erratische Blöcke). Südlich Sonnrain und im Schwarzbachtal sind zu meist feinsandige Sedimente der „Vorstoßserie“ (POSCHER, 1987) aufgeschlossen. Die Quartäraufnahme wurde, soweit möglich an die Gliederung von POSCHER (1986) angeglichen.

Bereich Viehhofen – Maishofen

Die Diplomkartierung von CLAUSIUS (1989) wurde abgeschlossen. Im Talboden zwischen Viehhofen und Maishofen, im Liegenden des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen, steht eindeutig Schattberg-Formation an. So tritt z.B. eine mächtige Brekzienlage (Megabrekzie vom Glemmer Hof, HEINISCH, 1987) auf. Analog zu den Befunden westlich Leogang zeigt damit die Kartierung schlüssig eine Position des Basalt-Sill-Komplexes im Hangenden der Schattberg-Formation an. Bedauerlicherweise erwiesen sich die Kieselkalk-Vorkommen bisher als fossilieer. Daher können über das Absolutalter der Serien nur Mutmaßungen erfolgen: der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen könnte evtl. in das Karbon zu stellen sein. Die durch SCHLAEGEL (1988) nachgewiesenen vulkanologischen und geochemischen Unterschiede zwischen der als höchstes Unterdevon datierten Basaltfolge im mittleren und hinteren Saalachtal und den Basalten des vorderen Saalachtals finden so eine überraschende neue Deutung.

Südrand:

Tobersbach – Steindorf – Piesendorf – Fürth

Die Abfolgen, welche sich in den meist waldbewachsenen Südhängen unterhalb des „Pinzgauer Spaziergangs verbergen und bis an die glazial ausgeräumte Salzachtalfurche heranreichen, waren in den bisherigen Kartendarstellungen und tektonischen Modellen dem Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone zugeordnet worden. Ersten Anlaß zu Zweifeln an der Richtigkeit dieser Deutung gaben Dünnschliff-Untersuchungen im Bereich um Uttendorf, die zur Definition der „Uttendorfer Schuppenzone“ führten (HEINISCH, 1986).

Charakteristisch ist das Auftreten duktil deformierter Gesteine mit gut ausgebildetem metamorphem Lagerbau und deutlicher mylonitischer Foliation. Im Gegensatz zu den Gesteinen der Grauwackenzone fehlen damit sedimentäre Reliktgefüge und Mineral-Klasten. Phyllite bis Glimmerschiefer, Schwarzphyllite und Kalkphyllite bilden die Hauptlithologie. Diagnostisches Merkmal der monotonen Serien ist ihr Carbonatgehalt; im übrigen sind sie manchen Siliciklastika der Grauwackenzone täuschend ähnlich. Auffallend hingegen

sind diskrete Züge und Späne von Dolomitmarmoren, Kalkmarmoren, Serizitquarziten und Prasiniten. Neue Untersuchungen durch FRANKE-BRUCKMAIER (1989) belegen zusätzlich das Auftreten von hochdeformierten, granatführenden Gneis-Myloniten.

Damit ist die von HEINISCH (1986) postulierte Eigenständigkeit der Uttendorfer Schuppenzone endgültig nachgewiesen. Ihre tektonische Bedeutung (Sutur Penninikum/Ostalpin?, Äquivalent der Matreier Schuppenzone?) ist Gegenstand weiterführender Untersuchungen.

Der tektonische Bau des Bereiches erscheint auf den ersten Blick einfach: Vertikal aufgerichtete, ca. 100° streichende Abfolgen werden spitzwinklig von der exakt W-E-streichenden Salzachtal-Furche abgeschnitten. Dadurch erreichen von W nach E fortschreitend immer höhere tektonische Einheiten den Talboden.

Am Westrand des Kartenblattes (Rapfen/Pölsen) hat die Uttendorfer Schuppenzone eine Ausstrichbreite von 1,2 km. Allerdings tritt hier als Besonderheit eine größere Schuppe von Löhnersbach-Formation auf, die im Liegenden und Hangenden von typischen Prasiniten und anderen charakteristischen Schuppenzonen-Gesteinen umgeben ist. Im Bereich östlich des Nagelköpfls (Talmorphologie!) verschwindet die Uttendorfer Schuppenzone unter dem Talboden (östlichstes Vorkommen von Kalkmarmor bei Einöden an der Salzachtal-Bundesstraße). Je nach Schersinn und Bewegungsbetrag an der Salzachtal-Störung wäre damit über eine mögliche Fortsetzung der Schuppenzone innerhalb des Tauernfensters (etwa im Bereich S Bruck) nachzudenken.

Die im tektonisch Hangenden anschließenden Serien sind meist bis in Nähe der Gipfellagen des Pinzgauer Spaziergangs vertikalgestellt (Gesamt-Ausstrichbreite von ca. 2,5 km). Es folgt zunächst in der Regel eine monotone Phyllitserie von durchschnittlich 1 km Mächtigkeit; abnehmender Phyllitglanz und beginnende Erhaltung sedimentärer Bänderungen dokumentieren eine rasche Metamorphose- und Deformationsabnahme nach Norden („brittle-ductile transition“ bezüglich des Quarz-Teilgefüges).

Darauf folgt eine Serie distaler turbiditischer Metasandsteine mit nicht selten ausgezeichnet erhaltener Bankung im dm-Bereich. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1,2 km (Mittereckbach) bis 2 km (Piesendorfer Bach). Trotz offener stratigraphischer Position handelt es sich nach faziellen Merkmalen wohl um Löhnersbach-Formation (distale Turbidite).

Erst kurz vor den Gipfellagen des Pinzgauer Spaziergangs ändert sich schlagartig die Raumlage der Abfolgen auf flaches Nordfallen bei gleichbleibender Streichrichtung; östlich des Pölsenberges treten Äquivalente von Metabasalten und geringmächtigen Carbonaten (Klingler Kar-Formation) in der Regel innerhalb dieser flachliegenden Serien auf. Die Gipfel selbst werden im gesamten Gebiet generell von proximalen Turbiditen der Schattberg-Formation eingenommen.

Abweichend vom beschriebenen Normalfall können gelegentlich auch bereits innerhalb des steilgestellten Bereiches Schollenzonen aus Metabasalten und Carbonaten auftauchen, die offensichtlich an Störungen eingeschuppt wurden (z.B. Rohrerberg und Forstweg Hochgitscheck; unabhängig sowohl von HELLER-SCHMIDT-ALBER, 1983/1988, als auch HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987, beschrieben). Im Bereich Sonnberg-

alm – Gruberalm markiert ein steilgestellter, in Schuppen aufgelöster Zug von Gesteinen der Klingler Kar-Formation (Metabasalte, Lydite, Carbonate) die Grenze zwischen Löhnersbach-Formation im Liegenden und Schattberg-Formation im Hangenden.

Der so ableitbare tektonische Großbau ist mit der klassischen Annahme einer einfachen, nordgerichteten Überschiebung der Grauwackenzone über die penninischen Serien nicht vereinbar. Strukturelle Profile und genetische Interpretationen sind in Vorbereitung. Die jungen Bruchsysteme (2 Hauptmaxima: W-E und N-S, div. Nebenmaxima) stellen eine besondere Delikatesse dar und verhindern ein rasches Verständnis des älteren Großbaus. Auf die Überformung fast des gesamten beschriebenen Gebietes durch gravitative Massenbewegungen (z.B. Wengerberg, Dürnberg) wurde bereits im letzten Aufnahmebericht (HEINISCH & SCHLAEGEL, 1988) eingegangen.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Hohen Tauern auf Blatt 123 Zell am See

VON GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich mit dem Nordrand der Hohen Tauern zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze im Bereich westlich der Kapruner Ache.

Der Südrand des Kartierungsgebiets von der Lehnbergalm bis 700 m SW Grünalm wird von Gesteinen der Habachformation aufgebaut. Diese hier angetroffenen dunklen Phyllite, Chlorit-Epidotgneise bis Chloritschiefer, Albitgneise und Albitserizitschiefer bis Serizitphyllite entsprechen der Habachformation wie sie im Falkenbachlappen entwickelt ist. Als erwähnenswert erscheinen nur zwei Funde von Porphyroidgneis im Hauptmannsbachtal 800 m E Lehnbergalm, sowie im Aisdorfer Tal nahe der Samer Hochalm. Über der Habachformation folgen gegen N helle, grüne bis weiße Arkosegneise und Quarzite, sowie als Besonderheit im Bereich Ugglalm – Knieberg Arkoseschiefer mit grauen und grünen Phyllitlagen, die der Wustkogelformation zugerechnet werden. Dolomit- und Kalkmarmore der Karbonatgesteinstrias überlagern im gesamten bearbeiteten Gebiet E-W-erstreckend, mit wechselnder Mächtigkeit die Wustkogelformation. Innerhalb der Karbonatgesteinstrias konnte im Bereich 500–800 m WSW Schlapfgrubenhütte (Kote 1354) Gesteine aufgesammelt werden, die lithologisch den hellen quarzitären Chloritoidschiefern des Brennkogelprofils gleichen. Bei hellen Serizitphylliten mit Dolomitschollen, die 700 m N Asthütte angetroffen wurden, handelt es sich vermutlich ebenfalls um Keupergesteine.

Der Kalkglimmerschiefer des Bürgkogels spaltet im Bereich des Maißkogels in zwei Lappen auf, die weiter nach W rasch an Mächtigkeit verlieren. Der Liegende dieser beiden Lappen erreicht noch das Dietersbachtal und quert dieses rund 1000 m N der Erlach Grundalm. Weiter nach W im Bereich Zillerbach – Kniewald konnten diese Kalkglimmerschiefer nicht mehr als E-W streichende Züge, sondern nur noch in einzelnen Schollen aufgefunden werden. Bemerkenswert erscheint auch ein Fund von Kalkglimmerschiefer (dunk-

ler Glimmermarmor) 500 m SW Winkelmann, der teils sandige, teils feinschichtige Einschaltungen aufweist. Im Bereich Kaprun – Schaufelberg – Hummersdorf entwickelt sich aus der mächtigen Folge von dunklen, zum Teil kalkarmen Phylliten, die die Kalkglimmerschiefer des Maßkogel überlagern, eine wechselhafte Sequenz aus Sandsteinen, Dolomitbreccien, verunreinigten Marmoren und Phylliten. Es handelt sich vermutlich um Gesteine der Sandstein-Breccien-Zone. Gleichartige Gesteine konnten auch noch weiter westlich im Gebiet von Niedernsill zwischen Mühlbach und Aisdorf auskartiert werden.

Fließschutt und Rutschmassen mit teilweise erhaltenem Gesteinsverband erfassen weite Hangbereiche des Schattberges SW Hummersdorf, des Königsberges und des Abendsberges S Aisdorf und des Tannwaldes S Schwarzenbach.

Eisrandsedimente wurden unmittelbar östlich und westlich des Aisdorfer Baches zwischen SH 980 und SH 1030 aufgefunden.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See*)

Von VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Bereich Leoganger Steinberge

Der Sommer 1988 wurde größtenteils für die Vervollständigung der Aufnahmen im hochalpinen Bereich der Leoganger Steinberge verwendet.

Der Dachsteinkalk, der die Kare und Gipfelstöcke aufbaut, besteht im wesentlichen aus zyklisch gebankten Kalken der Lagunenfazies (mit z. T. mächtigen Megalodontenkalken und einzelnen Einschaltungen von Riffschuttkalken mit Großoolith-Zement). Das mittlere N-Fallen dieser Dachsteinkalkplatte (N-Schenkel der Birnhorn-Antiklinale) wird durch steile Bruchstrukturen gestört. Die markanteste im Ebersbergkar zieht von der Reissensandscharte entlang des Rothornkammes gegen NNE. Unter dem Kleinen Rothorn trifft sie mit einer Störung, die vom Leoganger Rotschartl gegen N zieht, und einer E-W-gerichteten Bruchlinie, die den Rothornkamm südlich der Schafspitze absetzt, zusammen. In diesem Zwickel tritt ein Hauptdolomit-Keil zutage, der sich gegen N und NE erweitert. Die westlich begrenzte Störung zieht über die Heinzmannscharte gegen NW, die östliche durch das untere Ebersbergkar zum Saalachtal.

Bezüglich der 1985 wiederentdeckten Juravorkommen in Niedergrub und Tischlergrub zeigt sich eine wesentlich größere Verbreitung als ursprünglich angenommen. Am Seilgang (Nordgrat des Brandhorns) wurde ein weiterer Rest der Liasauflagerung auf dem Dachsteinkalk entdeckt. Es handelt sich um Breccien mit Blöcken bis 10 m Durchmesser, deren Genese als Schuttstrom schön in der Westwand des Grates beobachtet werden kann. Hier sieht man deutlich, wie die Schuttströme beim Eingleiten in das Becken die roten Kieselkalke, die heute die Matrix darstellen, gestaucht und ausgepreßt haben. Knapp unter dem Brandhorn-Gipfel befindet sich noch ein kleiner Flecken von roten Liaskalken auf dem Dachsteinkalk. Jene Breccien, die bei 1950 m Seehöhe am Beginn des Westgrates des

Brandhorns zutage treten, sind dagegen als Spaltensediment anzusprechen.

Eine erheblich größere Fläche nimmt der Lias im Schoßhornkamm ein. Die ohnehin schon mächtigen und eindrucksvollen Vorkommen von roten Kieselkalke und Debriten am Pfannkopf finden ihre Fortsetzung am Vorderschoßriedel und ziehen am Ostgrat des Vorderen Schoßhorns bis in die Gipfelregion. Noch wesentlich eindrucksvoller als am Brandhorn kann das Aufpflügen und Zerschneiden der Kieselkalke durch in E-Richtung eingleitende Schuttströme und Riesenblöcke am Vorderschoßriedel beobachtet werden. Sucht man nun die Westfortsetzung dieser flach lagernden Breccien, stößt man am Gramler Trett und in den Südwänden der Schoßhörner auf folgende Phänomene: einmal fällt sofort der am Hinteren Schoßhorn flach liegende und plötzlich steil gegen E einfallende Dachsteinkalk auf, als zweites die in den Südwänden zu beobachtenden chaotischen Lagerungsverhältnisse des Dachsteinkalks. Bei genauerer Betrachtung scheint sich hier in spektakulärer Weise der ursprüngliche Abhang, über den der Dachsteinkalk-Schutt abgeglitten ist, zu zeigen. Die wirre Lagerung geht auf rotierte und eingegleitene Schollen unterschiedlicher Größe zurück (die größte mit einem Durchmesser von ca. 200 m baut den Gipfel des Vorderen Schoßhorns auf). Bei Durchsteigung der Südwandrampe entlang dieser Auflagerungsfläche kommen zwar keine eindeutigen liassischen Rot-sedimente als Matrix festgestellt werden, allerdings sind solche in der Nordwand zu beobachten. Durch diese Deutung läßt sich auch die markante Diskordanz am Hinteren Schoßhorn erklären, es scheint sich um einen herausrotierten und aus dem Verband gegleitene Riesenblock (ca. 20 m massiger Riffkalk mit auflagernder gebankter Fazies) zu handeln.

Stützung erhält diese Interpretation nicht nur durch die chaotischen Verhältnisse, die noch in der Vorderen Schoß angetroffen wurden, sondern auch durch Beobachtungen im Steinernen Meer und am Hochkranz anläßlich von Vergleichsbegehungen. Dort wurde noch eindrucksvoller die Ostfortsetzung dieser Eingleits-sedimente mit Riesenschollen bis zu km-Dimension gefunden. Das Faktum, daß der Lias praktisch ungestört über das Saalachtal gegen E zieht, bringt mit sich, daß die Saalachstörung als markante, junge tektonische Linie nicht mehr aufrecht erhalten werden kann. Die bisherige Deutung als aufgefiedertes Störungssystem, das auffallenderweise hoch in den E-Flanke des Saalachtals durchziehen soll, beruht nur auf der Mißdeutung der Dachsteinkalk-Riesenschollen als tektonische Schürflinge zwischen Liassedimenten. Die Untersuchungen dieser Liasablagerungen und ihres Sedimentationsmechanismus sind derzeit im Gange.

Neben den Jurasedimenten konnten im vergangenen Aufnahmestadium auch erstmals tertiäre Sandsteine und Konglomerate in den Leoganger Steinbergen gefunden und untersucht werden. Das größte Vorkommen befindet sich in der Flanke zur kleinen Scharte westlich des Dürrkarhorns und in dessen Südwand. Es handelt sich um eine ca. 60 bis 70 m tief aufgeschlossene Karstspalte, die von groben Sandsteinen und Hohlräum-breccien mit Sandsteinmatrix erfüllt ist. Die groben Sandsteine mit Quarzpartikeln und Akzessorien magmatisch/metamorpher Herkunft und Bohnerz stellen umgelagertes Augensteinmaterial dar. Ein zweites Vorkommen liegt in 2330 m Höhe nordöstlich des Westli-

chen Rothhörndls im obersten Ebersbergkar. Die an Sedimentstrukturen reichen Karbonatsandsteine und Feinkonglomerate zeigen eine etwas abweichende petrographische Zusammensetzung. Neben den ebenfalls von Augensteinablagerungen zu beziehenden siliziklastischen Partikeln dominieren hier v. a. rote und weiße Radiolaritgerölle, die als lokale Komponenten aufzufassen sind und eine ursprünglich auch in den Steinbergen bis mindestens zum Malm reichende Schichtfolge anzeigen. Sehr ähnliche Karbonatsandsteine (Lesestücke) finden sich auch im Leoganger Rotschartl in 2340 m Höhe. Beide eng beachbarten Vorkommen werden auf Grund der Gefüge und der geomorphologischen Situation als freigelegte Höhlensedimente gedeutet. Eine ausführlichere Studie zu diesen Augenstein-Vorkommen ist in Vorbereitung.

Erwähnenswert ist auch der „Birnbachgletscher“ in ca. 1200 bis 1300 m Höhe am Fuß der Birnhorn-Südwand als sehr tief liegendes, ständiges Eisfeld mit Spaltenbildungen. Er wird durch Lawinen aus dem Knallahner- und Hochbrettgraben gespeist. Interessanterweise wurde um 1890 an diesem kleinen Gletscherfeld über einige Jahre durch Münchner Brauereien zu Kühlzwecken Eis abgebaut.

Bereich Schwarzleograbern

Hier wurde der permische Basisbreccienzug der höheren tektonischen Einheit (siehe Vorjahresbericht) weiter gegen W verfolgt. Die Breccie liegt offensichtlich eingemuldet auf devonischem Spielbergdolomit und hebt gegen W hin aus, sodaß nur mehr kleine Erosionsreste an der tektonischen Grenze zu den darüber folgenden Wildschönauer Schiefern erhalten sind. Solche kleinen Breccienreste treten am Nöckelberg bis zum Voglergraben zum Vorschein.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1987 und 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming

Von EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtszeitraum wurden die folgenden Gebiete am Südrand des Kartenblattes geologisch aufgenommen: Hafensteinkar, hinteres Göriachtal bis zum Göriachwinkel, Neumannkar und Steinkar.

Im Neumannkar (westlich der Tromörtenscharte) traf ich in 2100 bis ca. 2200 m SH einen flach bis mittelsteil südfallenden Amphibolit an. Es handelt sich mit Sicherheit um die südliche Fortsetzung des rund 200 m mächtigen Amphibolituzuges, der an der Nord- und Südseite des Kares westlich der Gollingscharte ansteht und der die Westflanke des Hochgollings somit in 1,5 km Länge annähernd horizontal durchzieht. Das hangende dieses Amphibolits bilden Paragneise. Darüber folgt in 2500 m SH ein zweites Amphibolitniveau, das an der Westflanke ungefähr 80 bis 100 m mächtig ist, gegen E aber an Mächtigkeit zunimmt. Darüber baut sich der vorwiegend aus hellen Albitgneisen und Phylloniten bestehende Gipfelbereich auf.

Im Graben, der von der Tromörtenscharte in west-südwestlicher Richtung ins Tal führt, sind steil stehende, E-W-streichende Paragneise aufgeschlossen. Von dem zuvor erwähnten, rund 200 m mächtigen tieferen Amphibolitniveau fehlt hier anscheinend jede Spur. Der gerade Verlauf des Grabens legt den Verdacht einer Störung nahe, doch scheinen die wahren Verhältnisse komplizierter zu sein, da ich die im Graben in 2100 m SH anstehenden Paragneise bis in das Hangende des Amphibolits verfolgen konnte. Die hangenden Paragneise biegen also von einer eher flachen in eine steil südfallende bis vertikale Lagerung um und schneiden dabei den nördlich des Schuttfeldes anstehenden Amphibolit ab. Anscheinend handelt es sich um eine Übergangsform zwischen bruchhafter und plastischer Deformation.

Westlich der Gollingscharte wird der zuletzt genannte Amphibolit durch die bereits mehrfach erwähnte Hochgolling-Nordrand-Störung abgeschnitten (siehe Aufnahmeberichte E. HEJL, 1982 und 1985). Diese Störung verläuft über die kleine Scharte 150 m nordwestlich der Gollingscharte durch einen Graben nach W in den Göriachwinkel. Die an der Westseite des Göriachwinkels anstehenden Metavulkanite (Amphibolite und Albitgneise) stellen vermutlich die durch die Störung versetzte Fortsetzung des tieferen Amphibolitniveaus der Hochgolling-Westflanke dar. Wenn man eine ausschließlich vertikale Bewegung annimmt, ergibt sich eine Sprunghöhe von mehr als 200 m, wobei der Südteil gegenüber dem Nordteil gehoben wurde. Die Sprunghöhe der Hochgolling-Nordrand-Störung nimmt gegen E ab, da in dem Graben südöstlich der Oberen Steinwenderalm nur eine vertikale Versetzung von knapp über 50 m festgestellt wurde (Aufnahmebericht E. HEJL, 1982).

Auch der Amphibolit, der den Grat zwischen der Rotsandspitze und der Schnee grubenscharte bildet, entspricht wahrscheinlich dem tieferen Amphibolitniveau der Hochgolling-Westflanke.

Im Gebiet der Zugriegelalmen und im unteren Hafensteinkar ist ein gehäuftes Auftreten grobkörniger Muskovitpegmatite zu beobachten. Sie erreichen nur ausnahmsweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern und konnten daher auf der Manuskriptkarte nicht maßstäblich dargestellt werden.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Spuren des Eisrückzuges in den großen Seitentälern der Enns aus den Niederen Tauern (Preunegg-, Unter- und Obertal) sind sehr spärlich. Abgesehen von den Endmoränen beim Schönauer und bei der Silbersteinalm (Obertal) ist noch ein zweigliedriger Moränenwall am Zusammenfluß von Obertal und Giglachbach erhalten geblieben. Er zeigt eine Eiszunge an, die für kurze Zeit am Talboden um Hopfwiesen stationär war und den Obertalbach abdämmte. In den übrigen Talböden finden sich oft Anhäufungen groben Blockwerkes, das durchwegs von Berg- und Felsstürzen aus den Flanken stammt und keine Endlagen von Gletscherzun-

gen markiert. Sie stauen oft das Tal um mehrere Meter (Fenzenlehn) oder bis zu 100 m (Untere Steinwenderalm) auf, so daß der Eindruck eines kleinen verlandeten Zungenbeckens entsteht.

Ebenso zu derartigen Staubereichen und damit verlandeten ebenen, breiten Talböden führen die häufigen Talzuschübe. Hier sind neben Wh. Tetter (Untertalbach) im Preuneggatal noch besonders die Bereiche um die untere Schupfer Alm und zwischen Strick und Burgalm im Preuneggatal zu nennen.

Die z. T. riesigen Blöcke, die im oberen Preuneggatal sehr häufig sind, stammen ebenso aus den Flanken aus den weit verbreiteten instabilen Hangbereichen. Das riesige Blockfeld SW Untere Schupferalm stellt einen in Riesenblöcke zerlegten Hang dar. Das Blockwerk läßt keinen Eistransport erkennen.

Bei den beiden auffälligen Wallformen bei der Kotalm und etwas den Riesachbach abwärts handelt es sich ebenso um keine Endlage einer Eiszunge aus dem Lämmer- und Sonntagskar, sondern um eine Anhäufung groben Schuttes am Rand des Lawinenkegels aus dem Hochkar.

Schöne spätglaziale Endmoränen konnten in dem Kar NE der Gasselhöhe und im Wildkar kartiert werden. Unter dem Kamm der Gasselhöhe konnte sich offensichtlich durch die Wächtenbildung ein Eisfeld erhalten, das die Furche Ober-, Mitter-, Untersee erfüllte und geschlossene, deutliche Endmoränen knapp südlich der Stegerhütte (Straßenkehre) hinterließ, ohne weiter in den Graben vorzudringen.

Im Wildkar sind um die Kote 2000 m mehrere Wälle erhalten, die eine Eisfüllung bis an den Steilabfall in den Wildkargraben anzeigen. Dasselbe Alter haben auch die beiden Wälle unmittelbar südlich der Wildkaralm. Hier ist offensichtlich nach Abschmelzen des Gletscherkörpers unter späteren Periglazalbedingungen ein blockgletscherartiges Verfließen des grobblockigen Schutt- und Moränenmaterials bis unter 1800 m eingetreten.

Aus der Zeit des Eistrückzuges von den Moränen um die Kote 2000 stammen noch die beiden sehr grobblockigen Wälle knapp unterhalb der Felsschwelle zum oberen Wildkar. Ebenso wurden damals auch die Hügel im Karboden geschüttet, die aus auffällig feinkörnigem Schutt aufgebaut sind. Dabei dürfte es sich um Kameshügel handeln, die innerhalb des abschmelzenden Eises sedimentiert wurden.

Wie auf den Hängen südlich des Ennstales weiter im Osten (z. B. Planai), kam es auch auf der Hochwurzen und der Gasselhöhe (Reiteralm) zu ausgedehnten, tiefgreifenden Massenbewegungen. Beide Hänge zeigen im Gipfel- und Kambereich schöne Erscheinungen von Bergzerreibungen und eine sehr unruhige Morphologie im oberen Teil (Flurname „Buckelwald“, Reiteralm). Im Bereich der Reiteralm reichen die tiefgreifende Felsauflockerung und der Talzuschub bis ins Ennstal, wogegen dieser an der Hochwurzen nur bis in den Bereich der Straße in 1150 m (Primes) reicht.

Unterhalb der Dachsteinsüdwand, im Mar- und Torboden, sind um den Marstein schöne Endmoränen entwickelt. Sie zeigen an, daß der Marstein schon zu einer Zeit, als die Gletscherzungen bis auf die Maralm reichten, eine deutliche Trennung zwischen Marboden- und Torbodengletscher verursachte, wobei der Marbodengletscher der größere der beiden Eisströme war. Als jüngste Moränenwälle sind die anzusehen, die den Tor-

boden umschließen. Zu dieser Zeit wurde die innerste Moräne NE des Marsteins geschüttet, wobei die Eiszunge aber aus dem Marboden noch über die Steilstufe (Kote 1589) hinab gereicht hat.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL

Das Hauptaugenmerk galt diesmal der faziellen Gliederung des Dachsteinkalkes der östlichen Plateauhochfläche im Viereck Stoderalm – Brandalm – Plankenalm – Grafenbergalm.

Generell läßt sich die Situation hier folgendermaßen charakterisieren:

Im Bereich der Dolomitaufbrüche der Grafenbergalm und Plankenalm ist erkennbar, daß die im Vorjahrsbericht (MANDL & SCHAUER, 1988) mitgeteilte Beobachtung einer pelagischen Sedimentation zwischen dem karnischen Dolomit und dem norischen Dachsteinkalk ein allgemeingültiges Phänomen der Dachsteingruppe darstellt. Die lithologische Variationsbreite dieser pelagischen Fazies ist allerdings beachtlich. So tritt sie weiter im Westen (Raum Guttenberghaus) in Form von wenigen Bänken rekristallisierter roter Kalke auf, die mehr oder minder stark von einer sekundären Dolomitierung erfaßt worden waren. Am Nordostrand der Grafenbergalm, im letzten höheren Rücken vor den Wandabstürzen zu den Tiefgruben hin, wird dieses Niveau durch graue bis rötlichbraune Filamentmikrite vertreten, die als Hallstätter Kalk bezeichnet werden können. Ihre Mächtigkeit dürfte 10 m überschreiten. Der nördlich anschließende Dachsteinkalk gehört der massigen Lagunenfazies an (Rindenkörner, Dasycladaceen) und ist durch eine der hier zahlreichen, nordwest-südost streichenden Störungen gegen den Hallstätter Kalk abgegrenzt. Das Alter des letzteren ist durch eine reiche Conodontenfauna auf Tuval 3 festgelegt:

88/108B *Gondolella polygnathiformis*
Gondolella nodosa
Epigondolella sp. A
Neocavitella cavitata

Die noch unpublizierte Epigondolellenform ist nach L. KRYSZYN charakteristisch für das hohe Tuval 3.

Lithologisch wiederum anders ausgebildet, allerdings auch etwas jünger, erscheint dieser pelagische Horizont weiter nördlich als Rahmen der langgestreckten Dolomitsenken im Raum Tumerach östlich der Plankenalm. Von hier hatte im Vorjahr eine erste Probe tief unternorisches Alter ergeben. Eine Neubeprobung an der vermuteten Basis dieser Serie nahe dem unterlagernden Dolomit ergab wieder Lac 1:

88/104 *Epigondolella primitia*

Allerdings ließ dann die weitere Kartierung eine recht unübersichtliche tektonische Zerstückelung dieses Gebietes erkennen, sodaß die basale Position dieser Probe innerhalb der pelagischen Abfolge wieder fraglich ist. Makroskopisch ist die pelagische Fazies hier wohl die auffälligste der bisher genannten, da die 5–50 cm ebenflächig gebankten Kalke lokal landschaftsprägend sind. Die relativ dunklen, grauen bis graubraunen Mikrite enthalten immer wieder allodapische Lagen von

noch nicht näher identifiziertem Detritus. Soweit trotz Tektonik erkennbar, gehen diese Bankkalke zum Hangenden hin in hellgraue, dickbankige bis massige Kalke über, die als typische Kennzeichen immer wieder feinen Crinoidengrus enthalten. Nur vermutet kann derzeit eine auch laterale Verzahnung dieser beiden Gesteine werden – das Verschwinden der dunklen Bankkalke gegen Süden und das alleinige Auftreten der grauen Crinoidenkalke zwischen Dolomit und Dachsteinkalk sprechen dafür. Der Fauneninhalt der Serien gibt keinen Beweis für eine Verzahnung, dazu ist der Zeitumfang der Gesteine zu gering, um mittels Conodonten untergliedert werden zu können. Sowohl die sicher auflagernden als auch die vermutlich lateral damit verzahnten hellen Crinoidenmikrite enthalten die gleiche tiefstnorische Fauna wie die dunklen Bankkalke:

88/71, 88/77, 87/27 *Epigondolella primitia*

Im Raum Mooseck Nord und Tumerach wird dieses zeitlich kurze pelagische Intermezzo von massig lagunärem Dachsteinkalk überdeckt, wobei keine Zwischenschaltung von Riffschutt erkennbar ist. Gesteine mit Riffdetritus lösen jedoch die hellen Crinoidenmikrite gegen Osten und Süden hin lateral ab – z. B. in der Wandstufe westlich des Steiges von der Notgasse zur Rotlacken auf Höhe 1700 und auf der Mooseck Südostseite nahe der Großen Wiesmahd. Letzteres Vorkommen kann mit

88/72 *Epigondolella primitia*
Gondolella navicula

ebenfalls ins Lac 1 eingestuft werden. Das Gestein zeigt den im basalen Dachsteinkalk dieses Großraumes häufigen Habitus eines „floatstones“ mit Gerüstbildnerdetritus, Rindenkörnern und lokalen Anreicherungen von dünnwandigen Bivalvenschälchen (?Halobiiden) in überwiegend feinkörniger bis mikritischer Grundmasse.

Weitere Vorkommen von „riffoidem“ Dachsteinkalk im Liegenden massiger, am Nordrand des Kartenblattes auch gebankter Lagunensedimente wurden noch in folgenden Bereichen erfaßt:

Bereich Schildenwangalm – Tiefgruben: Hier sind in dem Felsrücken, auf dem die Almhütten stehen, größere Stöcke ästiger Korallen („Thecosmilien“-Typ) erkennbar, es überwiegt aber der übliche Detrituskalk; besonders am Nordrand der Tiefgruben erscheinen erneut feinkörnige crinoidenreiche Kalke.

Westrand der Grafenbergalm: Riffschuttkalke nördlich der Roten Wand, an der Klammeck-Ostseite zunehmend feinkörnig mit Crinoiden.

Raum Wurzkar – Laubkar – Bärenwand: hier wurde das bisher nördlichste Vorkommen von Riffschutt im Liegenden gebankter Lagunenkalke gefunden.

Zuletzt seien noch die Riffschuttkalke am Westrand der großen Plankenalmsenken genannt. Mikritische Einschaltungen konnten wiederum als Unternor (Lac 1) eingestuft werden:

88/120 *Epigondolella primitia*

Einzelne Sturzblöcke aus der Wand sind voll von Halobiiden.

Am Südrand des Dolomitaufbruches der Grafenbergalm konnte bisher weder ein pelagisches noch ein Riffschuttniveau größeren Ausmaßes über dem Dolomit bzw. im Dachsteinkalk gefunden werden. Kufstein und Hirnberg werden – soweit bisher begangen – von massigem bis beginnend gebanktem Dachsteinkalk einer lagunären Fazies mit Ooiden, Rindenkörnern und loka-

len Anhäufungen von „black pebbles“ in z. T. roter kalkiger Matrix aufgebaut. Erst weiter im Süden am Abstieg von der Stoanalm zum „Schartl“ quert man erneut Riffschuttkalke. Eine Einschaltung bräunlicher Mikrite mit Halobienschill ergab leider nur ein fragliches Exemplar von

88/66 *Gondolella polygnathiformis*

Dies würde allerdings ein Hinabreichen des Dachsteinkalkes ins Oberkarn bedeuten! Schon deshalb bedarf der Dachsteinkalk des Raumes Luserwand – Stoanalm noch genauerer fazieller und stratigraphischer Begutachtung.

Vergleichsweise wenig problematisch ist die Abgrenzung des gebankten lagunären Dachsteinkalkes, der die zuvor beschriebene, sehr heterogene fazielle Entwicklung des Unternor überdeckt. Gebietsweise war hier die Auswertung von Luftbildern hilfreich. Dennoch ist eine relativ engmaschige Begehung der gebankten Bereiche unumgänglich, da z. B. in der Nordostecke des Kartenblattes intertidale Bereiche mit mächtigen dolomitischen Algenmatten kartierbare Ausmaße annehmen. Soweit trotz bruchtektonischer Zerstückelung aus dem Kartenbild erkennbar wird, dürften diese Bereiche mit kompletten Loferer Zyklen zwei unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus angehören, wobei der rein kalkige Komplex zwischen den beiden dolomitischen Niveaus häufig Megalodonten führt, wogegen der basale Kalkkomplex arm an solchen zu sein scheint.

Reste der tertiären Bedeckung fanden sich bei genauerem Hinsehen in fast jeder morphologischen Einsenkung in Form verschwemmter Augensteinschotter und -sande. Größere Flächen sind davon etwa auf der Nordwestflanke des Kufstein, im Bereich der verfallenen Almen des „Zeissenstalles“ nordwestlich der Brandalm und entlang der Steige nordöstlich der Brandalm bedeckt. Bemerkenswert aufgrund der bis faustgroßen Quarz- und Kristallingerölle ist ein Vorkommen unmittelbar nördlich der Plankenalm Hütten. Sehr interessant sind die wohl ebenfalls tertiären braunen Sandsteine, die südöstlich der Bärenhöhle in das Kluftsystem der Bärenwandstörung sedimentär eingefüllt sein dürften und auch größere Dachsteinkalkkomponenten enthalten.

Der Versuch, die Kohlenserie der Stoderalm und das Tertiär beim Lodenwalker mittels Pollen einzustufen blieb erneut erfolglos.

Abschließend sei noch ein weiterer stratigraphischer Fixpunkt festgehalten. Aus dem als Buntdolomit bezeichneten Gestein am Gipfel des Rauchhecks südlich des Torsteins konnte nun ein mitteltriadisches Alter durch Conodonten belegt werden:

88/61 *Gladigondolella tethydis* plus Multielement
Gondolella trammeri
Gondolella inclinata
Gondolella cf. *excentrica*

Alter: basales Langobard

Dies bestärkt die Vermutung, daß der Dolomitzug Rauchheck – Marstein – Schönbüchel unter den Dachsteinsüdwänden den südöstlichsten Ausläufer der Hofpürgl-Rinderfeld-Schuppen des Gosaukammgebietes darstellen dürfte, deren Mitteltrias bis Unterkarn ja durch derartige bunte Dolomite mit pelagischer Fauna gekennzeichnet ist.

Die Conodontenfaunen wurden wie in den Vorjahren in dankenswerter Weise von L. KRYSZYN bestimmt.

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Kristallin
auf Blatt 127 Schladming

Von ALOIS MATURA

Im Sommer 1988 wurden Lücken im Südosteck des Blattgebietes, u. zw. im Bereich jener gegen Osten schauenden Kare zwischen Kieseck und Deichsel Spitze, sowie in der Nordostflanke des Untertaies im Abschnitt zwischen Kraibergzinken und Sonntagerhöhe geschlossen.

Der ziemlich homogene Granitgneiskörper des Krügerzinken, der über den Talboden des Untertaies nach Osten reicht und noch im Fuß der steilen, schwer zugänglichen, mehr als 1000 m hohen Felsflanke im Südwesten des Kraibergzinken-Sonntagerhöhe-Kammes zwischen Tetter und dem Jagdhaus bei K 1045 ohne Nebengesteinseinschaltungen anzutreffen ist, löst sich in den nordöstlich anschließenden, höheren Hangbereichen mit kompliziertem Grenzverlauf in mehrere schmalere Züge und isolierte Körper von vorwiegend granitischer Zusammensetzung auf, örtlich (Seerieszinken), durch stärkere Hornblendeführung markiert, von granodioritischer Zusammensetzung, umgeben von \pm migmatitischen Paragneisen, die aber in der Nähe der Orthogneise auffallend feinkörnig und ohne Migmatitcharakter sind.

Die Kristallinserie, die mit etwa E-W-Streichen zwischen Kieseck und Deichsel Spitze den östlichen Blatt- rand querten, zeigten von Norden nach Süden folgendes Profil:

Bei der Rettingscharte bis in das südlich anschließende Kar treten N-fallende migmatitische Paragneise auf mit zahlreichen Einschaltungen von meist verkieteten und daher brandig verwitternden, feinkörnigen und gebänderten oder grobkörnig-massigen Amphiboliten.

In der anschließenden Felsrippe, ziemlich genau östlich des Kieseck fallen innerhalb der Paragneise nicht migmatitische, feinkörnige, eher dunkelgraue, mitunter auch feingebänderte Varietäten auf.

Die prächtigen, vom Gletscher blank geschliffenen Felsbuckel im südlich anschließenden Kar, zeigen stärker migmatitische Paragneise, z. T. lagenmigmatitisch, z. T. mit Plagioklas-Blastese ohne Amphiboliteinschaltungen und von auffallend B-tektonischem Charakter nach E-W gerichteten Achsen.

Weiter gegen Süden zu stellt sich anschließend Süd- fallen der Schieferung ein. Mit relativ scharfer Grenze folgen vom Kamm nördlich der Meisterspitze herabziehend Amphibolite und Bändergneise vom Typus der Metavulkanitserie bzw. des Gollingkomplexes, im Bereich der Meisterspitze und Meisterscharte häufig deutlich brandig.

Ohne scharfe Grenze schließen gegen Süden im Bereich der Kaiserspitze Granat und Hornblende führende, migmatitische Paragneise an mit vereinzelt Amphiboliteinschaltungen und steilem Südfallen bzw. Saigerstellung der Schieferung. Diese Gesteinsserie setzt auch in das Ostkar der Deichsel Spitze fort, wo ein Großfaltenbau mit steil bis mittelsteil süd- oder nordfallenden Schenkeln nach ostabtauchenden Faltenachsen entwickelt ist.

Das Profil wird durch mehrere steile, E-W streichende Störungen gequert, wie etwa in der Meisterscharte, in der Kaiserscharte und im Bereich der Deichsel Spitze.

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
auf dem Dachsteinplateau
auf Blatt 127 Schladming

Von MARTIN SCHAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an Blatt St. Wolfgang (ÖK 95) wurde der SW-Teil des Dachsteinplateaus mit besonderer Berücksichtigung der Riffbildungen faziell gegliedert:

Nördlich der Gosauseen hat SCHÄFFER (1977) im Abschnitt Lärchkogel – Brettkogel, Modereckhöhe – Seekarwand die erstmals von SPENGLER (1954) dargestellten Riffbildungen kartenmäßig richtig erfaßt. Nach den vom Autor weitergeführten Untersuchungen liegt ein obernorischer (Sevat 2) bis rhätischer Riffsaum vor, welcher nach Norden zu über die Dachsteinkalklagune (massige Kalkschlamm-Onkolith-Fazies) vorstößt und diese N Modereck – Seekarwand flach überlagert. SCHÄFFER vertritt noch eine tektonische Begrenzung Rifffazies (Hallstätter Zone) zur Dachsteinkalklagune (Megalodontenfazies). Er stellt die nördlich der Gosauseen anstehenden Pötschen- und Pedatakalke samt Zlambachschichten nördlich des Hinteren Gosausees als Hallstätter Gesteine zu einer tieferen, unter die Dachsteinkalke fallenden tektonischen Einheit.

Nach Ansicht des Autors und der von SCHLAGER (1966) veröffentlichten Auffassung besteht jedoch keine Notwendigkeit einer tektonischen Abgrenzung. Der fazielle Übergang Pedataschichten – Riffkalk wurde anhand von Faziesprofilen erfaßt; die hangendsten Pedata-Riffschuttbänke wurden mit Conodonten (Faunen mit *Epigondolella bidentata* oder Misikellen) ins Sevat 2 eingestuft und stellen die Basis der Riffentwicklung dar. Nördlich des Vorderen Gosausees sind in Vorriff-Echinodermenschuttkalken, in denen KITTL (1916) gelbrote Halorellenkalk beschreibt, Zlambachmergel eingeschaltet. Ein rhätischer Riffanteil ist daher (vgl. Verzahnung Riffkalk/Zlambachschichten nördlich des Hinteren Gosausees, siehe SCHLAGER [1966]) wahrscheinlich. Das Auftreten von *Gondolella steinbergensis* spricht nach KRYSZYN (1988) für tief rhätisches Alter („*Choristoceras*“ *haueri*-Subzone = „*steinbergensis*“ Conodonten A-Zone).

Ein weiterer Verzahnungspunkt von Riffkalk (distale Hangfazies) mit Zlambachschichten konnte westlich des Donnerkogels (Austriaweg, N-Kanzel) nachgewiesen werden. Im Übergangsbereich von der Riffschuttfazies zur Mergelfazies der Zlambachschichten ist eine „Übergangsfazies“ gebankter, grauer Riffschuttkalke (MFT: floatstone, bioclastic wackestone, packstone) zwischengeschaltet (vgl. MANDL, 1982, bzw. ZAPFE, 1960). Weiters wurde ein Wechsel der Lagerungsverhältnisse von aufrecht zu invers (in Richtung Schnecken- graben, MATZNER, 1986) festgestellt.

Rhätisches Alter wird weiters durch ein nördlich der Modereckhöhe anstehendes, von ca. 150 m mächtigen Riffkalken überlagertes Rotkalkvorkommen bestätigt. Es wird mit den die SW-Flanke des Donnerkogels teilweise überlagernden Rotkalken (Niv. 4, SCHAUER, 1983) parallelisiert, welche aufgrund der Conodontenfaunen an die Nor-Rhät-Grenze zu stellen sind. Im Abschnitt

Lärchkogel – Brettkogel befinden sich Rotkalk einschaltungen gleichen Alters im Riffkalk.

Paläogeographisch bildet dieser fossile Riffsaum die Umrandung einer Bucht, die vom Gosauschmied über die Modereckhöhe, Seekarwand, Angerkogel zum Langtal und von dort nach Süden über den Brentenkogel südlich des Hinteren Gosausees bis an die Reißgangstörung bzw. zum Halskogel reicht. Im Abschnitt Langtal – Brentenkogel kann östlich des gewachsenen (zentralen) Riffes ein Rückriff ausgeschieden werden, das mit der Kalkschlamm-Onkolith-Fazies der Dachsteinkalklagune verzahnt. Die Schuttkalke des Rückriffes führen neben Bioklasten (gerüstbildende Organismen) des Riffes Onkoide, coated grains, grapestones etc. Das nach Westen mittelsteil zum Ht. Gosausee einfallende Faziesprofil des Brentenkogels umfaßt eine vollständige Karbonatplattformrand-Becken-Serienabfolge.

Im Sinne von WILSON, MCILREATH, F. READ u. a. können die auftretenden Karbonat-Faziestypen einer Karbonatplattformrand-Gliederung zugeordnet werden. Aufgrund makroskopischer, lithologischer und mikrofazieller Merkmale können von Osten nach Westen gebankter Dachsteinkalk mit Loferer Zyklis, massige Kalkschlamm-Onkolith-Fazies, Rückriff-Schuttkalke, Riffkalke des zentralen Riffbereiches (platform margin) des Vorriffes (peri-platform talus, slope), Pötschenkalke (distaler slope) und Zlambachschichten (basin) unterschieden werden. Die Karbonate der Beckenfazies (Pötschenkalk und Zlambachschichten, Hallstätter Fazies) sind bruchtektonisch abgesenkt. Geodynamisch kann diese Abfolge, die auch als Säulenprofil interpretiert werden kann, als ein Absinken des Plattformrandes (vgl. SCHLAGER, 1981) mit einem Übergreifen der Beckenfazies auf diesen (onlap) interpretiert werden. Die Riffdetritus führende, distale Hangfazies samt überlagernden Zlambachschichten reicht im Bereich Langtal transgressiv bis an die Dachsteinkalk-Lagune heran und stellt an Brüchen abgesenkte Erosionsrelikte einer großräumigen Rhättransgression dar.

Conodonten aus Rotkalk einschaltungen im Vorriff bzw. die Verzahnungen mit Zlambachschichten erlauben eine altersmäßige Zuordnung ins hohe Obenor bis Rhät.

Ausgehend von diesen Riffbildungen des westlichsten Dachsteinplateaus wurde versucht, den Riffsaum im Abschnitt Hochkesselkopf – Eiskarlspitz – Dachstein-Südwand zu verfolgen. Er findet dort keine Fortsetzung!

Das Vorhandensein von Riffen in den massigen Anteilen der Dachstein-Südwand wurde vielfach diskutiert. Eine tektonische Abtrennung eines primär vorhandenen Riffsaumes (Herkunft des Gosaukammes) wurde angenommen. Die Möglichkeit einer Interpretation des Gosaukammes als relativ autochthon gelegener, an zwei Störungssystemen (Reißgangstörung und „Steigwegüberschiebung“) in NNE-Richtung über die Bucht der Seenfurche überschobener Riffhorst wurde untersucht. Demzufolge würde die Reißgangstörung an Bedeutung als rechtsseitige Blattverschiebung verlieren.

Eine Aufsammlung diverser Karbonattypen aus den Schutthalde südlich der Dachstein-Südwand ergab keinen Hinweis auf größere Riffbauten. Der in Dünn-schliffen nachgewiesene Detritus von Riffbildnern entspricht einem autochthonen, niedrigwüchsigen Bewuchs einer riffnahen Dachsteinkalklagune. Das Auftre-

ten von Cyanophyceen (*Cayeuxia*: über 50 % der Biogene, Algenmatten: *Stromataxis*), Chaetetiden, Tabulozoen, Bryozoen, Solenopora ist dominant, großwüchsige Riffbildner wie Korallen und Kalkschwämme fehlen. Vereinzelte Thecosmilienstöcke (Schuttblöcke) sind für die massige, riffnahe Dachsteinkalklagune als ebenso typisch zu werten, wie Onkolithe. Die mikrofaziell untersuchten Proben sind dem Typus der „Tüpfelkalke“ (sensu LOBITZER, 1974) zuzuordnen. Es sind dies „black pebbles“ führende Detrituskalke, die als Faziestyp in die Nähe von Riffkalken zu stellen sind. Als „black pebbles“ wurden *Cayeuxia*, *Tabulozoa* und Schmitzen von Residualtonen bestimmt. Die „Tüpfelkalke“ stellen ca. 1–2 % des vorhandenen Schuttmaterials am Fuß der Dachstein-Südwand dar und wurden im gesamten Abschnitt zwischen dem Scheiblingstein und dem Fuß des Torsteins beobachtet.

Als Mikrofaziestypen wurden Biomikrite, bioclastic grain und wackestones, peloidal grainstones und Biogen-Schuttkalke bestimmt. Das Foraminiferenspektrum umfaßt die Gattungen *Duostomina*: 7,9 %, *Endothyra*: 16 %, *Lituosepta*: 1,6 %, *Galeanella*: 1,6 %, *Sigmoilina*: 1,6 %, *Trochammina*: 1,6 %, *Agathammina*: 1,6 %, *Reophax*: 30,2 %, *Ammodiscus*: 3,2 %, *Aulotortus*: 33,4 %, *Trocholina*: 1,6 %. Die für Riffknospen besonders typischen Formen wie *Galeanella* und *Quinqueloculina* bzw. *Alpinophragmium* treten stark zurück oder fehlen. Das Spektrum umfaßt also Formen, die für Riffkalke und lagunäre Dachsteinkalke typisch sind (etwa im Verhältnis 1 : 1). Da die Mikrofaziestypen der aus den massigen Anteilen der Dachstein-Südwand stammenden „Tüpfelkalke“ eindeutig für lagunäre Dachsteinkalke sprechen, können die für Riffkalke typischen Foraminiferen nur aus Riffen umgelagert sein. Da der überlagernde gebankte Dachsteinkalk obernorisches Alter besitzt, ist mittel- und unternorisches Alter des deshalb für möglich gehaltenen, ursprünglich vorhandenen Riffsaumes nicht auszuschließen.

Eine systematische Beprobung W Torstein (Windlegerscharte) und W Hochkesselkopf in Form von Faziesprofilen ergab eine ähnliche Verteilung der Mikrofaziestypen der „Tüpfelkalke“, wobei dort der Anteil der für die Lagune typischen Formen im Foraminiferenspektrum überwiegt.

Der die massige Basis der Dachstein-Südwand überlagernde gebankte Dachsteinkalk beschränkt sich auf den Abschnitt zwischen der Oberen Windlucke, wo er mit der umgeschichteten Fazies des Torsteines und des Mitterspitz verzahnt und W der Dirndln, wo er dem Massenkalk auflagert. Die Fazies des gebankten Dachsteinkalkes reicht S des Hohen Dachsteins bis unter die halbe Wandhöhe und hier wahrscheinlich ins Mittelnor herab. Eine merkbare Winkeldiskordanz zwischen gebanktem Dachsteinkalk und der dolomitischen Basis fällt auf.

Die auf der geologischen Karte der Dachsteingruppe (SPENGLER) angegebene Grenze zwischen Dachsteinriffkalk im Westen und geschichtetem Dachsteinkalk verläuft vom Fuß des Mitterspitz S des Torsteins über den Eiskarl-Spitz zum Hochkesselkopf. Sie trennt innerhalb der Kalkschlamm-Onkolithfazies einen östlich dieser Linie gelegenen Bereich mit einer Schichtung andeutenden Einschaltungen von Residualtonen und sporadisch auftretenden Algen-Stromatolithen von völlig ungeschichtetem, lagunärem Dachsteinkalk, der einer riffnahen Lagunenfazies entspricht. Die Grenze zwischen zy-

klisch gebanktem Dachsteinkalk und massiger Kalkschlamm-Onkolithfazies verläuft zwischen Hohem Dachstein und Torstein Ost–West und biegt auf Höhe des Torsteins in eine Nord–Süd-Richtung um. 7 km quer über das Dachsteinplateau verlaufend, ist ab Radltal (Langtal) das NW–SO-Streichen wieder dominant. Da sie altersmäßig etwa im gleichen Niveau (hohes Oberror und Rhät) verläuft, kann sie als paläogeographische Kennlinie des Küstenverlaufes betrachtet werden. Sie bestätigt die schon oben beschriebene Einbuchtung E und N der Gosauseen, welche auch durch die Umrandung des Riffsaumes markiert wird, der ebenfalls im gleichen Zeitniveau liegt. Beide paläogeographischen Kennlinien verlaufen parallel und bestätigen somit ihre Richtigkeit.

Geographisch verlagert sich die Faziesgrenze gebankter Dachsteinkalk/Kalkschlamm-Onkolithfazies im Oberror um ca. 3 km nach Westen (Abschnitt Hoher Dachstein, Obere Windlucke, Gschlösskirch S Brenntenkogel). Ab dem hohen Oberror (Grenzbereich Nor/Rhät) kommt es infolge einer plötzlichen Absenkungsphase zu einem Rückzug des Küstenverlaufes und zu einer Überlagerung der Karbonatplattform durch Beckenfazies (Zlambachschichten).

Geodynamisch kann man im Oberror von einem „offlap“ der Beckenfazies (Vorstoß der Riffazies) und im Rhät von einem „onlap“ (Vorstoß der Beckenfazies) sprechen. Dies beweisen auch die Rhätiriffe nördlich der Gosauseen (Linie Modereckhöhe – Ht. Seekarwand), welche über die Dachsteinkalklagune vorstoßen.

Die Arbeiten wurden teilweise vom Forschungsprojekt 3726 (Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung) unterstützt und laufen im Rahmen meiner Dissertation am Paläontologischen Institut, Universität Wien. Für lebhaften Gedankenaustausch und Literaturhinweise möchte ich Herrn Univ. Doz. Dr. L. KRYSZYN meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf Blatt 133 Leoben*)

Von FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Während des Jahres 1988 wurden die geologischen Aufnahmen im Kern des Gleinalmkristallins des Gebietes zwischen Hochalpe – Fensteralpe – Schwarzwald (Einzugsbereich des Gams- und Pöllagraben) fortgeführt. Das Ziel war es, eine Lithostratigraphie des Gleinalmkernes herauszuarbeiten. Von N nach S läßt sich bei generellem E–W- bis ENE–WSW-Streichen folgender Aufbau erkennen:

- Der Kamm der Hochalpe wird von tw. granatführenden, biotitreichen Biotitplagioklasgneisen aufgebaut, die meist flach gegen S bis SSE einfallen. Die Ableitung dieser Biotitplagioklasgneise aus Ortho- oder Paragesteinen ist unklar.
- Gegen S (hangend) folgt ein mächtiger Komplex aus feinkörnigen Orthogneisen (Südhang der Hochalpe),

dem breite Zonen von feinkörnigen Bänderamphiboliten und selten Plagioklasamphibolite eingeschaltet sind. Die Grenze zwischen Biotitplagioklasgneisen und feinkörnigen Orthogneisen ist durch eine mächtigere Zone von Plagioklasamphiboliten markiert. Innerhalb der feinkörnigen Orthogneise sind großräumige, liegende, meist NNW-vergente Falten erkennbar.

- Den feinkörnigen Orthogneisen lagern wiederum breite Zonen von SSE fallenden Plagioklasamphiboliten und Bänderamphiboliten auf (Feichter – Ebnerws. – Waldandacht), deren Hangendgrenze durch grobkörnige, plagioklasarme Granatbiotithornblendefelse gebildet wird. Gegen S (hangend ?) folgen noch feinkörnige Orthogneise (Jagdschloß Hochalm).

Diese Zone wird durch die ENE–WSW-verlaufende Pöller-Linie abgeschnitten, die durch markante morphologische Einschnitte der Linie Almwirt – Feichterkögerlht. – Feichterkreuz erkennbar ist. Charakteristisch für diese Störung sind kohäsionslose Kataklasite und Kakirite, die eine rein spröde, postmetamorphe Bildung der Störung belegen.

Südlich der Pöller-Linie befindet man sich auf dem Nordschenkel einer großen E–W-streichenden Antiform (Gleinalmaufdomung) mit einer Faltenlänge im 10 km-Bereich. Die Scheitelzone dieser Antiform folgt etwa dem Streifen Pöllagraben – Schwarzwald. Diese Antiform läßt folgende Kartiereinheiten von hangend (N) gegen liegend (S) erkennen:

- Ein mächtiger Plagioklasamphibolitkörper folgt dem Streifen Roßstall – Gamsbach – S Almwirt – Nordhang Wurzeck. Dieser Plagioklasamphibolit läßt ver einzelte Zonen undeformierter, grobkörniger gabbroider Plagioklasamphibolite innerhalb hochdeformierter, feinkörniger Amphibolite erkennen.
- Eine Zone mit dominierend feinkörnigen Orthogneisen und untergeordnet Bänderamphiboliten baut das Gebiet südlich Roßstall – Schrottwinkel – Pöllakogel – Fensteralpe auf.
- Ein liegender Plagioklasamphibolitzug läßt sich über den Leebkogel – Leitnerkogel – Langensackgraben zur Höhe P. 1534 verfolgen.
- Eine untere Zone mit feinkörnigen Orthogneisen mit Bänderamphiboliteinschaltungen streicht vom Leebgraben zum Schwarzwald.
- Zehnermeter mächtige, biotitreiche Biotitplagioklasgneise bilden den tiefsten lithostratigraphischen Horizont dieser Antiform (längs Schrottbach – Brücke 812).

Generell gilt:

- Praktisch alle Gesteine des Gleinalmkernes sind durch einen mylonitischen Habitus charakterisiert: Korngrößenreduktion, ausgeprägte Schieferung und ausgeprägte, horizontale Lineation (generell E–W bis ENE–WSW streichend). Die Lineation ist häufig durch Formregelung von säuligen Mineralen (z.B. Amphibolen) bedingt.
- Die Mesostrukturen der Mylonitisierung weisen eher auf eine generelle koachsiale Verformung als auf Scherung hin. Vereinzelt wurden an den Grenzen kompetenter zu inkompetenten Gesteinen Schersinnindikatoren gefunden (z.B. Schlepffalten, schräg zur Schieferung orientierte Dehnungsgänge, Dehnungsschieferung), die auf lokale Scherung hinweisen. Die Verformungsgeometrie liegt meist im „constrictional“-Bereich.

- Die Bänderamphibolite lassen sich von Amphiboliten ableiten, die von granodioritischen bis tonalitischen Gängen durchdrungen wurden. Diese Gänge stehen in ursächlicher Verknüpfung mit den Ausgangsgesteinen der feinkörnigen Orthogneise. Die straffe stoffliche Bänderung der Bänderamphibolite geht auf die darauf folgende Verformung (Mylonitisierung) zurück.

Die Nordhänge der Gräben des kartierten Gebietes sind sehr gut aufgeschlossen (Einfallen gegen den Berg). Die Südhänge sind durch Schuttdecken verhüllt. Die Almregionen über der Waldgrenze sind tiefgründig verwittert und praktisch aufschlußfrei.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben*)

Von JOSEF NIEVOLL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die Westseite des Floning sowie die Grauwackenzone nördlich des Lamingtales kartiert.

Die Westseite des Floning

Paragneise mit geringmächtigen Einlagerungen von Amphiboliten bauen größtenteils den Westhang des Floning und den im SE vorgelagerten Höhenrücken auf. Zwischen Riegleralm und Hüttbachergraben sind in den grobkörnigen, migmatitischen Gneisen und Amphiboliten Fließfalten im m-Bereich zu beobachten. Im Kollerbauergraben dominieren feinkörnige, biotitführende Schiefergneise, ebenso zwischen Mühlbauer und Seeburger. E Mühlbauer sind am Rücken zum Lügl auf 700 m Sh. serizitische, eng gefaltete Porphyroidgneise (mit Alkalifeldspat-Einsprenglingen <2 mm) aufgeschlossen. Zwischen Lügl und Prantner herrschen mittelkörnige, muskovitführende Schiefergneise vor. Beim Schabiner sind den biotitführenden Gneisen dünngebauete, quarzitisches Partien eingeschaltet. Zwischen Zetler und Kreuzbühel sind Amphibolite recht selten, dafür treten hier gehäuft pegmatoide Lagen und Knauern (meist stark zerdrückt und nach b verfaltet) auf. Beim Rörl stecken in den feinkörnigen, biotitführenden Gneisen Amphibolite und glimmerfreie, aplitische Gneise, die nach steil E-fallenden Achsen verfaltet sind. Ansonsten fallen die Achsen bzw. Lineationen meist flach nach E bzw. W ein.

Nördlich von Schörgendorf ist das Kristallin an der Grenze zum Miozän sehr stark gestört. Die Störungsflächen (z. T mit cm-dicken, rotbraunen Letten) fallen meist flach nach SSE bzw. mittelsteil nach NNW ein; die dazugehörigen Strömungen fallen flach nach SW ein. Dies läßt auf eine Dehnung in SSE-NNW schließen. Die Beziehungen der Störungsflächen zum angrenzenden Miozän waren unter den gegebenen Aufschlußverhältnisse unklar, doch ist zu vermuten, daß die Störungen im Miozän zumindest reaktiviert worden sind.

Die permotriassische Bedeckung des Floning besteht ausschließlich aus Karbonatgesteinen. Der Kulmspitz wird vorwiegend von mittel- bis dunkelgrauen, gebankten Dolomiten aufgebaut. Am Südhang sind auf 1290–1300 m diesen vermutlich anisischen Karbonaten tektonisch Karbonschiefer eingeschaltet, die sehr flach

nach W fallen. Als weitere tektonische Einschaltung sind ca. 250 m NE Roßkogler NNW-SSE-streichende Semmeringquarzite anzuführen. Die Karbonate des Kulmspitz werden beim Roßkogler durch eine Störung abgeschnitten; sie setzen sich in stark reduzierter Mächtigkeit nach SW bis St. Katharein fort.

Grauwackenzone nördlich des Lamingtales

Das Karbon der Veitscher Decke wird durch NW-SE-verlaufende Störungen in mehrere Segmente zerschnitten. Die weißen bis dunkelgrauen, z. T. laminierten Kalke und Kalkschiefer sind in zahlreiche kleine Schollen zerbrochen und scheinen regellos in den umgebenden Phylliten zu schwimmen. Bei den Grobklastika handelt es sich um matrixarme Grobsandsteine und Quarzkonglomerate. Kalke und Klastika des Karbons stecken beim Eggenthaler (Lonschitz) und beim Sattler innerhalb von Phylliten der Norischen Decke. Die Veitscher Decke besitzt wesentlich geringere Verbreitung als von STINY (1932) angenommen.

Die norische Decke wird im untersuchten Gebiet im E durch NW-SE-verlaufende Störungen begrenzt; dadurch ergibt sich der Eindruck, daß sie hier nicht über, sondern neben der Veitscher Decke bzw. den mittelalpiner Einheiten liegt. Im S, zwischen St. Katharein und Oberdorf, liegt das Altpaläozoikum dagegen flach N-fallend auf der Veitscher Decke. Die Lagerungsverhältnisse, d. h. Gesteinsgrenzen bzw. Schieferungsflächen und Achsenrichtungen, werden von den erwähnten Störungen am E-Rand kaum beeinflusst. N St. Katharein herrscht flaches NW-Fallen, in der Lonschitz flaches W-Fallen; zwischen Glimitzerkogel und Werningerhöhe ist flaches bzw. sehr flaches W- bis S-Fallen zu beobachten. Die Achsen, die N Rastal, im Hüttengraben und in der Lonschitz gemessen werden können, fallen meist flach nach NW.

Die Neuaufnahme zeigt, daß sich das Kaintaleck-Kristallin in Form einzelner Schollen über Rastal, Steer und Lammer nach NE bis zum Hüttbacher fortsetzt. Das Kristallin umfaßt meist stark diaphthorisierte Gneise und untergeordnet auch Amphibolite; W Hüttbacher sowie am Rücken von Hüttengraben zum Plank sind zusätzlich einige weiße Marmor-Lesesteine zu finden.

Die Abfolge unter diesen Kristallinschollen ist durch Grobklastika gekennzeichnet. Beim Steer und beim Lammer liegen unter dem Kristallin max. einige Meter mächtige Konglomerate, deren Komponenten fast ausschließlich aus Orthogneisen bestehen. Ein Transgressionskontakt konnte bisher nicht gefunden werden; auch fehlen dem Konglomerat offenbar Komponenten des überlagernden Kristallins. Die Gneisgerölle sind gut gerundet, nur wenig deformiert, und erreichen Durchmesser von 15 cm. Die Matrix ist z. T. karbonatisch. Beim Lammer folgen unter dem Gneiskonglomerat einige Meter braun verwitternder Kalkschiefer und dunkelgrauer, dünnplattiger Marmore. Im Feinkonglomerat unter den Karbonaten (Gerölldurchmesser <2 cm) sind ebenfalls Gneiskomponenten vertreten, doch überwiegen hier Quarzgerölle. Gegen Liegend folgen am Rücken vom Lammer nach St. Katharein rund 100 m wechsellagernd Quarzkonglomerate (Komponenten <2 cm) und silbrig glänzende, (grob-) sandige Serizitschiefer, letztere häufig etwas karbonatisch. Zwischen Lammer und Steer tritt auf 770 m Sh. in solchen Schiefer eine kleine Malachitvererzung auf. Gegen N nimmt die Mächtigkeit dieser Abfolge auf Kosten der Veitscher

gen Erscheinungsbildes und der nicht meßbaren Gefügedaten ist mir eine exakte Abklärung der Lagerungsbeziehung zu den anderen Gruppen nicht gelungen. Das Kartenbild zeigt den Metagabbro (mit Pyroxenrelikten) als Kern des mafischen Komplexes. An der orographisch linken Talseite wurden Aufbrüche von Murgneis, im Liegenden des mafischen Körpers auskartiert.

Ultramafitite

zeigen ein ungeschiefertes Erscheinungsbild. Typisch sind die limonitische Verwitterung, das hohe spezifische Gewicht, eine feinkörnige, grünliche Matrix (höherer Klinopyroxengehalt?). Die Ultramafitite haben die größte makroskopische Variationsbreite aller 4 Gesteinstypen. Der „Grundtypus“ besteht aus feinkörniger Hornblende und „rostigfarbenen“, alterierten Pyroxenen mit bis max. 1 cm Durchmesser. In anderen Aufschlüssen, die generell wesentlich geringmächtiger als bei den anderen beschriebenen Typen sind, ist ein geringer Plagioklasgehalt makroskopisch ausscheidbar (Korndurchmesser unter 2 mm). Linsenförmige Einschlüsse von cm-dm-Größe, zumeist aus Hornblende oder Pyroxenrelikten sowie prismatische Hornblendestengel (0,5 bis 1 cm) sind in das oben beschriebene Grundgewebe eingelagert. Generell sind die Ultramafitite stärker alteriert als die übrigen Gruppen, was in Bezug auf die geochemische Beprobung festgestellt werden muß. Die Ultramafitite sind ausschließlich im Hangenden des metablastischen Amphibolits, flach lagernd, zu finden. Zwei größere Metagabbrolinsen und mehrere kleinere (unter 2 m Ausbißweite) Metagabbroeinschaltungen stecken in den Ultramafititen. Nach Geländebeurteilungen nehme ich geringe Mächtigkeiten für die Ultramafitite an, große Teile konnten nur mit Lesesteinen auskartiert werden. Kartenmäßig läßt sich ein geschlossener Ultramafititzug über ca. 700 m verfolgen. Er wird maximal ca. 80 m mächtig. Bis auf Lesesteinfunde befinden sich die Ultramafititaufschlüsse auf der orographisch rechten Seite des Tales.

Blatt 144 Landeck

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen auf Blatt 144 Landeck*)

Von HEIKE GEHRING
(Auswärtige Mitarbeiterin)

In den Sommermonaten 1988 wurde im Grenzbereich Lechtaldecke/Inntaldecke das Gebiet nordwestlich der Ruitelspitzen, zwischen Alperschonbach, Ruitelbach, dem Lech und einer Linie parallel der NE-SW-verlaufenden Deckengrenze neu kartiert.

Änderungen gegenüber der von BANNERT (1964) im Rahmen seiner Dissertation beigefügten Karte ergaben sich für dieses Gebiet durch die separate Darstellung der Jüngeren Allgäu-Schichten sowie der Gipse der Raibler Schichten. Die Älteren Allgäu-Schichten wurden am Aufschluß unterschieden in einen Hornsteinführenden Kalk und einen Kalk, der Mergelzwischenlagen aufweist.

Grob gliedert sich die Struktur des Gebietes in einen NE-SW streichenden Hauptdolomit-Sattel, der im Kern Raibler Schichten aufweist und eine südlich daran anschließende Jura-Mulde, deren Südschenkel vom Hauptdolomit der Inntaldecke (im Sinne TOLLMANN's, 1971) überfahren wurde.

Der Hauptdolomit-Sattel zeigt zwei Schichtzüge Raibler Schichten und wird demnach durch eine interne Mulde des Hauptdolomits unterteilt. Der nördlich gelegene Raibler-Sattel weist lediglich kalkige Breccien auf und scheint nach Osten und Westen abzutauchen. Der südlich anschließende Sattel taucht ebenfalls im Westen ab. Gegen Osten zieht er saiger stehend durch das Karlesloch bis über die Grenze des Kartiergebietes hinaus. Während im Karlesloch lediglich die Raibler Breccien anstehen, finden sich westlich von Tajen zusätzlich Gipse und Rauhwacken. Nach HARSCH (1970) ist anzunehmen, daß die Gipse die jüngste Einheit sind und mit dem Hauptdolomit im Verbund stehen. Diese Überlegung erfordert eine Aufschiebung des südlichen Sattels über dessen Liegendschenkel auf den nördlichen Sattel.

Diese Störungsfläche findet weiter östlich (am Karlesloch) seine Fortsetzung an der Grenze Hauptdolomit/Kössener Schichten. Der Hauptdolomit-Hangendschenkel wurde hier durch die Aufschiebung auf wenige Meter reduziert.

Eine Abzweigung der Störung verläuft von Osten her entlang der Grenze Gips/Dolomit, versetzt an einer Querstörung nach Westen und bildet hier die Grenze zwischen Dolomit/Plattenskalk und Kössener Schichten. Der Hauptdolomit fällt hier mit 60° oder flacher ein, während er im übrigen Bereich des Sattels saiger steht. An der Grenze zu den Raibler Schichten ist der Dolomit jeweils stark tektonisch brecciiert und mylonitisiert.

An den Hauptdolomit grenzen tektonisch oder, wie bei Tajen, in normaler Abfolge der Plattenskalk und die Kössener Schichten, in der bereits von BANNERT (1964) beschriebenen Ausbildung. Sie gehen mit dem Einsetzen von Hornsteinkauern innerhalb der Kalke in die Älteren Allgäu-Schichten über.

Die Älteren Allgäu-Schichten sind durchweg intern verfaltet und im Grenzbereich kieselige/mergelige Kalke stark zerschert. Mit dem Verschwinden der Kalkbänke erfolgt der Übergang zu den in diesem Gebiet sehr kalkigen Mittleren Allgäu-Schichten. Manganschiefer fanden sich lediglich im Hangschutt.

Der an die Kalk-Mergel-Wechselfolge der Jüngeren Allgäu-Schichten anschließende Radiolarit ist lediglich an drei Stellen aufgeschlossen: im Madautal, S Karlesloch und NW Ruitelkar. Im Gegensatz zu BANNERT (1964), der für den Bereich zwischen den Aufschlüssen ein Verblässen der Farben vermutet hat, demnach der Radiolarit beige bis rosa gefärbt sei, wird angenommen, daß es sich bei dem „farblosen“ Radiolarit um den Übergangsbereich Radiolarit/Aptychenkalk handelt. Nördlich des Wasserfalls und westlich des Loobigtales ist jeweils zwischen Radiolarit und Aptychenkalk ein sehr heller feinplattiger kieseliger Kalk aufgeschlossen, der schlierenartig blass rosa und grüne Farben zeigt. Dieser Übergangsbereich wurde auskartiert und ersetzt auf der Karte den Radiolarit, wo er nicht direkt ansteht. Der Schichtverlauf des Aptychenkalkes zeigt deutlich, daß die ansonsten nach SE einfallenden Juraschichten im Madautal umbiegen und hier mit dem

Hang nach Süden hin einfallen. Eine ca. 2 m mächtige mergelige Zone unterteilt den Aptychenkalk in zwei Kalkpakete, die dadurch morphologisch voneinander getrennt erscheinen. Am Osthang des Madautales wird der Aptychenkalk an einer Störung aufgeschuppt. Im Streichen bildet er eine Quermulde (NS streichend) und taucht bei Gümple als interne NE-SW streichende Sattelstruktur innerhalb der Kreideschiefer wieder auf. In diesem Bereich sind sie ebenso wie die Kreideschiefer stark intern verfaultet und phacoidisiert.

Die Kreideschiefer bilden den Kern der Juramulde deren Achse parallel der Deckengrenze verläuft und sich im Bereich des internen Sattels verzweigt. Unmittelbar an der Überschiebungsbahn bzw. an der Grenze zum Hauptdolomit tauchen Reste des Hangendschenkels in Form von Aptychenkalk-Schuppen auf, in denen stellenweise Radiolarit eingequetscht ist.

Messungen an schichtinternen Falten ergaben ein NW-SE-Streichen und Abtauchen der Achsen in überwiegend südliche Richtung. Diese Struktur läuft mit dem Umbiegen der Schichten im Madautal konform und weist auf eine Einengung senkrecht zum Deckenvorschub hin.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
in den Kalkalpen (Lechtal-/Inntaldecke)
auf Blatt 144 Landeck*)**

Von UTE GLAHN
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1988 wurde im Rahmen einer Diplomkartierung das Gebiet des westlichen Alperschontales, vom Madautal ausgehend, über das Greitjoch bis nördlich der Fallenbacher Spitze neu aufgenommen.

Zusätzlich zu früheren Aufnahmen (Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1:50.000 der Dissertation von D. BANNERT (1964)) wurde versucht, die Stratigraphie weiter zu untergliedern und zwar die Mittleren und die Jüngeren Allgäuschichten getrennt auszukartieren. Dies erwies sich zum Teil als relativ schwierig, da die Unterscheidungskriterien Kalk-/Mergelgehalt in Gebieten, welche tektonisch aufquetscht wurden, nicht eindeutig angewendet werden konnten.

Die großen Strukturen wurden im wesentlichen bestätigt, so daß sich zum letzten Kartierstand (Dissertation von D. BANNERT, 1964) lediglich lokale Abweichungen ergeben.

Im Süden des Gebietes bei der Hinteren Alperschon Alpe wurden in der südlichen Flanke der Sonnengampen-Mulde verschiedene Einschuppungen gefunden. Im Südfall des Geländerückens westlich der Hinteren Alperschon Alpe fanden sich aufgequetschte Kössener Schichten, im Südosten gefolgt von einer Dolomitschuppe. Der Dolomit zieht sich bis über den Grat zum Griebital hinweg. An der Nordwand des Rückens wurde ein Riegel mit Kieseligen Älteren Allgäuschichten beobachtet, welcher sich in dem Gesteinsverband Radiolarit/Aptychenkalke erstreckt. Die Streichrichtungen dieser aufgequetschten Gesteinspartien liegt mit den Streichrichtungen der Sonnengampen-Mulde (etwa 180°) parallel.

Auf dem Kuhpleis wurden einige verkippte Schollen von Kieseligen Älteren Allgäuschichten in den Mergeligen Älteren Allgäuschichten gefunden. Da die Auf-

schlussverhältnisse in diesem Gebiet sehr schlecht sind (überwiegend quartäre Überdeckung), können die tektonischen Verhältnisse nicht genau geklärt werden.

Im Gebiet östlich des Greitjochs, auf dem Mahdberg wurde festgestellt, daß im Vergleich zu Vorkartierungen die Nordflanke des aufgequetschten Baumgart-Sattels eine kompliziertere, sehr stark zerscherte tektonische Struktur aufweist, die nur durch eine hochauflösende Detailkartierung in ihren Einzelementen erfaßt werden kann. Der Muldenausbiß der Tjaspitz-Mulde im Nordosten des Greitjochs wurde in Abweichung zur alten Kartierung als geschlossen befunden: Der Radiolarit wurde durchgehend beobachtet, d.h. das Einfallen der Schichten zeigt eine geschlossene Falte. Das Abtauchen der Achse erfolgt hier in westliche Richtung.

Im Bereich der Einmündung des Alperschontales in das Madautal ergab die Geländebegehung, daß entgegen früherer Annahmen ein größeres Vorkommen von Kössener Schichten nicht vorliegt. Statt dessen finden sich hier neben den Mergeligen Älteren Allgäuschichten, welche den Höhenrücken in das Madautal bilden, auch die Mittleren Allgäuschichten. Diese sind vor allem in einem Aufschluß längs der Forststraße auf 1300m gut anstehend. Auch an der Nordkante des Kartiergebietes, dem Geländeabfall in das Madautal wurden lediglich kleinere Kössener Schichten-Aufschlüsse gefunden, die Kieseligen Älteren Allgäuschichten werden dort übergangslos von quartärer Bedeckung überlagert. Der Übergang von den Kössener Schichten zu den Kieseligen Älteren Allgäuschichten ist in diesem Bereich schwierig festzustellen, da durch die tektonische Beanspruchung des Gesteins in diesem Gebiet die typische Ausbildung entlang der Schwächezonen stark überprägt ist.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
in den Kalkalpen
auf Blatt 144 Landeck*)**

Von KARL KRAINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Kartierung des kalkalpinen Anteils (Lechtaler Alpen) am nordwestlichen Blattrand fortgesetzt. Kartiert wurden die Talflanken beiderseits des Griebitales und des Alperschontales (2 Seitentäler des Madautales) bis hinauf in den teilweise schwer begehbaren Gratbereich.

Die Schichtfolge reicht im auskartierten Bereich vom Hauptdolomit über Kössener Schichten, ältere und jüngere Allgäuschichten, Radiolarit, Aptychenschichten bis in die Kreideschiefer.

Im Gegensatz zu den bisher kartierten Abschnitten ist im nordwestlichen Blattabschnitt der tiefere Jura in einer typischen Beckenfazies mit mächtigen Allgäuschichten entwickelt. Vor allem die jüngeren Allgäuschichten, die in Form von gut gebankten, stark bioturbaten, dunkelgrauen Mergeln mit stellenweise stärkerer Manganführung aufgeschlossen sind, stehen in krassem Gegensatz zu den im Bereich Feuerspitze (2852 m) in einer relativ geringmächtigen Rotfazies ausgebildeten jüngeren Allgäuschichten.

Im Bereich dieser Beckenfazies fehlen auch die Oberrhätikalke, die erst südlich der Linie Wetterspitze (2895 m) – Dreischartlkopf (2440 m) auftreten, also in

jenen Bereichen, in denen auch die Allgäuschichten nicht in einer extremen Beckenfazies entwickelt sind.

Im kartierten Bereich wird der tektonische Bau von einer großen, leicht N-vergenten, nach ENE abtauchenden Antiklinale beherrscht. Das Abtauchen der Antiklinale wird einerseits durch das Auftreten von Hauptdolomit und Kössener Schichten im Kern dieser Antiklinale im Grießltal (südlich der Baumgartneralpe) dokumentiert, während im östlichen Alperschontal auf gleicher Höhe Hauptdolomit und Kössener Schichten, auf der Geologischen Karte der Lechtaler Alpen, Blatt Parseierspitze von O. AMPFERER fälschlicherweise eingetragen, nicht mehr anstehen. Den Antiklinalkern bilden hier ältere Allgäuschichten (hornsteinreiche Lias-Fleckenmergel). Andererseits zeigen die in den Kössener Schichten und in den Jurasedimenten häufig entwickelten Kläinfalten ebenfalls ein leichtes, nach ENE gerichtetes Abtauchen der Faltenachsen.

Nach Süden schließt an diese Großfalte ein komplizierter, vermutlich aus Isoklinalfalten hervorgegangener Schuppenbau an (Bereich Wetterspitze – Fallenbachspitze – Freispitze), der jedoch im Detail erst auskartiert werden muß.

Kompliziert gebaut ist auch der Gipfelbereich der Greitjochspitze (2319 m, zwischen Grießltal und Alperschontal), dessen schwer zugängliche NW-Flanke ebenfalls noch auskartiert werden muß. Eine tektonisch aufliegende Deckscholle, wie sie auf der Karte von AMPFERER dargestellt ist, liegt jedoch mit Sicherheit nicht vor, auch die innerhalb der Kreideschiefer im Gipfelbereich laut Karte von AMPFERER eingeschalteten Breccien konnten nicht bestätigt werden.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck*)

Von AXEL NOWOTNY & GERHARD PESTAL

Die im Berichtsjahr durchgeführte Kartierung lag sowohl schwerpunktmäßig im SW-Gebiet des Kartenblattes als auch nördlich des Sanna-Tales zwischen Darvinalpe und Bruggen.

Der W-Bereich des Vesultales zeigt gegenüber dem in den früheren Jahren aufgenommenen E-Teil eine wechselhafte Abfolge von Amphibolit, Zweiglimmerschiefer, Biotitfleckschiefer, Plagioklasgneis, hellem Augengneis sowie Paragneis mit Quarzit. Die im Velilltal (Grenzbereich Blatt 170 Galltür und Blatt 143, St. Anton) durchgeführte Kartierung bildet die Fortsetzung der eben beschriebenen Einheiten gegen W.

Als Ergebnis der Beobachtungen im SW-Bereich des Kartenblattes konnte im Silvrettakristallin ein schalenförmiger Aufbau erkannt werden, wobei die tiefsten Anteile im W des Kartierungsgebietes in den schon von Blatt 170 Galltür bekannten mächtigen Schlingenbau einbezogen sind.

Die am Südrand des Silvrettakristallins angetroffene Abfolge von Paragneis, Biotit-Schiefergneis und Quarzitgneis mit Einschaltungen von Amphibolit geht allmählich in Zweiglimmerschiefer mit Paragneiseinschaltungen über. Gegen S im Grenzbereich zum Engadiner Fenster konnten im Gebiet zwischen Scheid und Masnerjoch Mylonitzonen auskartiert werden. Sie liegen durchwegs innerhalb des Silvrettakristallins.

Helle Glimmerschiefer und Quarzite wie sie im Gebiet Kegelkopf, Giggler Spitze und Gamsbergkopf zu beobachten waren (siehe Bericht 1987) zeigten sich auch in den hangenden Partien des Furglers zusammen mit Augengneis.

Weitere Begehungen wurden nördlich der Sanna durchgeführt. Das Gebiet ist stark glazial überprägt und von junger Überlagerung (in Form von Moräne im Bereich Darvinalpe – Quadratsch sowie in Form von Terrassenschotter zwischen Grins und Bruggen) bedeckt. Die Gesteine zeigen unterschiedliche Ausbildung. Während im Gebiet des Zintlkopfes helle Glimmerschiefer mit Feldspatknotten beobachtet werden konnten, treten gegen N helle Phyllite mit Einschaltungen von Granat-führenden Partien bis an die Grenze zum Verrucano auf. Innerhalb dieser Abfolge konnten Grüngesteine (Diabas) nördlich und südlich von Grins und helle quarzitisches Gneise aufgefunden werden.

Der Grenzbereich zum Verrucano ist stark von kalkalpinem Hangschutt überlagert. Aufschlüsse finden sich im Mühlbach, nördlich von Graf und Loch. Während nördlich zwischen Stanz und Grins durchwegs Buntsandstein auftritt, sind im Mühlbach Quarzkonglomerate mit Buntsandsteinüberlagerungen zu beobachten. Die im Bereich des Neablekopfes und gegen W angebotenen Einschaltungen von Verrucano können sowohl als Buntsandstein als auch Quarzit ausgebildet sein und bilden möglicherweise eine Muldenstruktur, die als Fortsetzung der Vorkommen S des Zirmeggs (siehe Bericht 1987) gedeutet werden können.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von MANFRED ROCKENSCHAUB
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1988 wurde das Gebiet nördlich des Kammes Mittagspitze – Hoher Riffler – Gampernspitze – Großfallkopf – Pezinerspitze – Am Stein geologisch kartiert.

In den Hängen südlich des Stanzertales, zwischen Schnann und Lache, konnten im Liegenden Glimmerschiefer, die hauptsächlich aus Muskowit, Chlorit und Granat bestehen, ausgeschieden werden. Die Granate (Durchmesser ca. 3 mm) sind randlich chloritisiert. Zum Teil weisen diese Glimmerschiefer eine graphitische Pigmentierung auf. Über diesen Glimmerschiefern folgen mächtige quarzitisches Gesteine – graugrüne, z. T. graphitführende Glimmerquarzite und Quarzite, die oft dünne Glimmerschieferlagen beinhalten. Eine sehr wechselhafte Zusammensetzung weist das Gebirge im Hangenden dieser Quarzite auf. Unterschiedlich mächtige Muskowit-Granitgneise (von einigen Metern bis zu mehreren Zehner-Metern) bilden in Horizonten mehr oder weniger zusammenhängende Lagen und Linsen. Ein mächtiger Muskowit-Granitgneiszug SW der Ganatschalpe wird lateral (SE) von quarzitisches Gesteinen abgelöst. Diese beinhalten im hangenden Anteil eine Reihe von Dezimeter- bis Meter-mächtigen Muskowit-Granitgneislinsen. In den Wänden SW und SE der Gampernualpe sind diese Gesteine eindrucksvoll aufgeschlossen. Die östliche Fortsetzung dürfte der Muskowit-Granitgneis E der Großfallalpe sein. Im Bereich S, N und E der Mittagspitze treten häufig Feldspatknotten

tengneise auf. Dieses durchwegs sehr glimmerreiche Gestein enthält eine Menge Millimeter-großer Albitblästen, welche sich allmählich verlieren. Die Gesteine gehen meist fließend in die durchwegs den Glimmerschiefern sehr ähnlichen Phyllitgneise über. Muskowit, Biotit und Granat führen, aber im Querbruch ein feinkörniges Quarz-Feldspataggregat erkennen lassen. Im E-Bereich des Kartierungsgebietes fehlen sowohl die Feldspatknottengneise als auch die Phyllitgneise. Die Wände N des Kammes Hoher Riffler – Gampernunspitze – Kapfkopf bauen hauptsächlich Muskowit-Biotit-Augengneise auf. Der Biotit herrscht gegenüber dem Muskowit deutlich vor. In diesem flasrig texturiertem Gestein liegen in lockerer Streuung bis zu 2,5 cm große K-Feldspatblästen. Der liegende Randbereich dieses Gesteins weist teilweise eine wechselnd intensive Vergrünung auf (alpidische Überprägung). Besonders auffällig ist diese WNW bzw. S des Scheibenkopfes. Sehr markant tritt eine quarzitishe Serie in Erscheinung (im Bereich S der Mittagspitze, des Großfallkopfes, E des Niederjöchls), die durch vielfache Wechsellagerungen von überwiegend Quarziten bis Glimmerquarziten – selten feldspatführend, z. T. graphitisch pigmentiert – mit Glimmerschiefern gekennzeichnet ist. Vorwiegend im Kambereich des Großfallkopfes kommen Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer vor, die vermutlich teilweise Staurolithe führen, welche aber aufgrund ihrer kleinen Korngröße makroskopisch nicht eindeutig bestimmbar sind. Die Glimmer zeigen sich in diesen Gesteinen als gut kristallisierte Blättchen. Feinkörnige Paragneise, die sich deutlich von den Glimmerschiefern und Phyllitgneisen unterscheiden, konnten N des Kammes Pezinerspitze – Am Stein kartiert werden. Geringmächtige Amphibolitlagen wurden E des Kapfkopfes und E der Pezinerspitze vorgefunden. Weiters konnten im Bereich der Kleingfallalpe Hornblendegneise ausgeschieden werden.

Im gesamten Kartierungsgebiet fallen die Gesteine flach bis mittelsteil \pm gegen S ein. Die B-Achsen streichen \pm W–E. Die Granitgneise wurden z.T., vermutlich voralpin, intensiv mylonitisiert und zu Weißschiefern umgeprägt. Des öfteren ließen sich in solchen Lagen W-vergente Falten beobachten. Die alpine Überprägung äußert sich in einer retrograden, grünschieferfaziellen Metamorphose. Sehr eindrücklich weisen die vergrüneten Basalbereiche des Muskowit-Biotit-Granitgneises auf die alpidische Überprägung hin.

Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone kann im Bereich des Venetberges und der Thialspitze eindeutig vom höher metamorphen (Sillimanit- und Staurolith-führend) Silvrettakristallin abgetrennt werden. Weiters wird dieser Grenzbereich zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin von einer über 100 Meter mächtigen kataklastischen Zone markiert, in der zahlreichen Schuppen von permomesozoischen Gesteinen, sowie eine Graphitphyllitlinse (vermutlich Karbon) eingelagert sind. Verschiedene Autoren wiesen darauf hin, daß im W-Bereich des Silvrettakristallins eine tektonische Abtrennung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone nicht gerechtfertigt ist. Auch vom Autor wird die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als nördlichster Anteil des Silvrettakristallins angesehen, der im östlichen Bereich intensiv alpidisch überprägt und abgesichert wurde. Gegen W hin nimmt die Intensität dieser Überprägung ab. Im Bereich des Hohen Rifflers lassen sich nur mehr einzelne Deforma-

tionshorizonte beobachten, denen, verglichen mit dem Bereich Puschlin – Thialspitze, nur mehr geringe Bedeutung beizumessen ist. Feldgeologisch kann im Bereich des kartierten Gebietes zwischen dem Silvrettakristallin s. str. und der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone weder eine eindeutige tektonische noch eine petrographische Grenze gezogen werden.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck*)

Von ANDREAS ROUSSELANGE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Spätsommer 1988 wurde die Kartierung am Nordrand der Samnaungruppe fortgesetzt und auf das Gebiet um den Gamsbergkopf ausgedehnt. Den nördlichsten Anteil des Altkristallins im Kartiergebiet bilden helle, biotitarne und stark kleingefaltete Schiefer. Das Streichen der Faltenachsen liegt nahe Ost–West, ihr Einfallen ist ebenso schwach nach Ost bzw. West gerichtet.

In diesen Bereich ist in Pians unterhalb der Sanna-Brücke und an der alten Straße von Pians nach Tobadill an der kleinen Wegkapelle Verrucano eingeschuppt. Diese Schuppen können eindeutig als Verrucano angesprochen werden, während andere Quarzitlagen meiner Meinung nach zum Altkristallin gehören.

Südlich anschließend folgt ein Bereich, der durch Feldspatknottenschiefer, hellen quarzitischen Augengneis und eine starke Mylonitisierung auffällt.

Daran schießen sich im Süden Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer an, die von zahlreichen Pegmatiten und Amphiboliten durchschwärmt werden. Die Pegmatite liegen schwach diskordant im umgebenden Gestein. Am Gigglersee folgt, durch ein Quarzitband getrennt, der Bereich der Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer, die durch das makroskopische Auftreten von Granat und Staurolith gekennzeichnet sind.

Das trennende Quarzitband konnte auch in einem anderen Aufschluß beobachtet werden.

In diesem Bereich sind nur noch vereinzelt Amphibolite anzutreffen. Das generelle Streichen ist Ost–West, das Einfallen schwach bis steil südfallend.

Südwestlich des Gamsbergkopfes und an der Giggleralm sind einige Moränenwälle gut erhalten.

Der Quellschutt auf der Flathalm lieferte eine Schneckenfauna, die noch bestimmt werden muß.

Die Bergstürze in dieser Region können nicht nur auf glaziale Hangübersteilung zurückgeführt werden. Das gravitative Abgleiten wird durch die starke Tektonisierung begünstigt.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck*), 145 Imst und 172 Weißkugel

Von FRIEDRICH HANS UCİK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die 1988 durchgeführten Arbeiten betrafen

- 1) eine Fortsetzung der Kartierung am NW-Rand des Fensters im Bereich Masner Alpe – Pfundser Och-

senberg Alpe, um hier eine Verbindung zwischen meiner eigenen Dissertationskartierung und jener von I. THUM im SW (ab dem Kamm Gmaier Kopf – Frudiger Kopf – In der Keil) herzustellen;

- 2) Ergänzungen im Fensterinneren im Einzugsbereich des Breithaslachbaches E Tösens und
- 3) ergänzende Begehungen am SE-Rand des Fensters im Raum Pleiskopf N des Bergletales bzw. am Kamm Molzkopf – Leiterkopf S dieses Tales (N-Rand des Blattes Weißkugel), um hier einen Anschluß an meine eigene Dissertationskartierung zu gewinnen.

Die Kartierung im Bereich Masner Alm – Pfundser Ochsenbergalm kam wegen der abseitigen, nur in mehrstündigen Fußmärschen erreichbaren Lage dieses Gebietes einerseits und der sehr komplizierten Tektonik bei teilweise schlechten Aufschlußverhältnissen andererseits nur langsam voran. Die von W. HAMMER (1914) auf seiner Karte 1 : 25.000 vielfach angedeuteten tektonischen Komplikationen sind zwar grundsätzlich zu bestätigen, doch ergaben sich durch den größeren Kartierungsmaßstab meinerseits und sorgfältige Trennung von Schutt und Anstehendem doch z. T. wesentliche Änderungen im Kartenbild. Die bunten Bündnerschiefer im Hangendbereich der Pfundser Serie ziehen in mehreren, durch Lagen von grauen Bündnerschiefern voneinander getrennten Streifen vom Schafbergkamm E des Masnerbaches gegen SW südlich der Gseßschneid zum Kamm Minderskopf – Blaue Talrücken durch; die Hangendgrenze zur Pezidserie liegt auf diesem Kamm wahrscheinlich ca. 200 m SSE des Minderskopfes. Noch weiter gegen SW sind die bunten Bündnerschiefer der Pfundser Serie auf dem Blatt Landeck kaum mehr aufgeschlossen, streichen aber nach der Kartierung HAMMERS noch mehrere Kilometer weiter gegen S–SW.

Die Pezidserie ist im Bereich der westlichen Masner Alm wie der Ochsenbergalpe eine Zone extrem starker Verschuppung von grauen und bunten Bündnerschiefern sowie diversen Kalk- und Dolomitblöcken einerseits und paläozoischem Quarzphyllit + Ladiser Quarzit der Prutzer Serie andererseits. Während sich diese Zone als ganzes im Streichen trotz wechselnder Breite gut verfolgen und ausscheiden läßt, ist ein Verfolgen bestimmter einzelner Gesteinslagen über längere Erstreckung im Streichen meist nicht möglich, oft nicht zuletzt wegen der isolierten Lage der einzelnen Aufschlüsse. Die innerhalb der Pezidserie im Gebiet der westlichen Masneralm bis zum Kamm NW des Minderskopfes mehrfach auftretenden paläozoischen Quarzphyllite + Ladiser Quarzite bilden mehrere einzelne Schuppen und Linsen, aber keinen mehr minder zusammenhängenden, bis gegen 200 m breiten Zug, wie dies HAMMER auf der Karte dargestellt hat. Der Bereich zwischen der liegenden Pfundser und der hangenden Prutzer Serie bildet in diesem Abschnitt eine tektonische und petrografische Melange erster Ordnung.

Die aus paläozoischem Quarzphyllit + Ladiser Quarzit bestehende, mehrere hundert Meter breite Basis der Prutzer Serie läßt sich sehr deutlich von der Masneralm gegen WSW über den Sattel S Masnerkopf bis ins Gebiet der westlichen Ochsenbergalm durchverfolgen. Die im Hangenden folgenden höheren UOA-Schiefer streichen als geschlossener Zug vom Arrezjoch her über die Masneralm und den Masnerkopf ins Gebiet der

Ochsenbergalm. Gegen SW hin nimmt nicht nur die Mächtigkeit dieser flyschartigen Serie bedeutend zu, sondern auch die Mannigfaltigkeit der Gesteine: zu den allgemein verbreiteten feinsandigen, braunen Schiefen und grünen Phylliten treten derbgeschieferte, hellgrüne Quarzite, einzelne Grobbleckeinstreunungen (SSW Hexensee), reichlich grobsandige bis feinbrecciöse Schiefer sowie wiederholt Lagen und größere Linsen von gröberen Karbonatkonglomeraten (Gerölldurchmesser bis über 1 cm); besonders zu erwähnen ist dabei eine wenigstens 10 m mächtige und gegen 50 m lange Linse von besonders grobem Karbonatkonglomerat (Gerölle bis über 1 dm), die an der Liegendgrenze der Flyschserie in 2610 m unmittelbar E des Gmaierseeabflusses ansteht.

Die im Arrezjochprofil durch eine basalen Quarzit + Quarzphyllitzug, höhere Flyschschiefer sowie eine wenige Meter mächtige Lage grauer Kalkschiefer („Neokomschiefer“) vertretene höhere Teilschuppe der Prutzer Serie unmittelbar im Liegenden des Kristallins setzt sich mit einzelnen Aufschlüssen weiter gegen SW fort. SW des Hexensees stehen – schon von HAMMER kartenmäßig festgehalten – am Fuße des Hauptkammes isoliert inmitten von Kristallinblockwerk diese Neokomschiefer in Gestalt tonschieferarmer bis -freier grauer Kalkschiefer mit vereinzelt Mikrobrecienlagen an.

Am Hexensattel ist diese höhere Schuppe nur durch eine mehr als 200 m breite Zone aus Ladiser Quarzit + paläozoischem Quarzphyllit vertreten.

Die Begehung im Einzugsbereich des Breithaslachbaches E Tösens brachte als wesentlichstes Ergebnis die Tatsache, daß hier – wie im Blatt Landeck schon angedeutet – in einer mehrere hundert Meter breiten Zone immer wieder einzelne Lagen von Mikrobrecien auftreten. Es muß jedoch festgestellt werden, daß das Auffinden dieser einzelnen, oft nur cm-dünnen Lagen der Feinbreccien inmitten der ungeheueren, monotonen Massen der „normalen“ grauen Bündnerschiefer (von welchen sie sich im Aussehen nicht oder kaum unterscheiden) in dem unwegsamen und unübersichtlichen Gelände vielfach eher Glückssache ist. Eine Verfolgung der einzelnen Mikrobrecienlagen im Streichen ist sicher nicht möglich. Wie in diesem Gebiet schon bisher vielfach beobachtet wurde, tritt auch im 1988 begangenen Bereich neben dem nach dem Verlauf der einzelnen Zonen und Lagen hier zu erwartenden Einfallen der Schichten gegen ESE bis SE auch ein solches gegen E bis ENE auf – ein Hinweis auf die Mehrphasigkeit der Gefügeanlage.

Die Kartierung am SE-Rand des UEF zu beiden Seiten des Bergletales hat HAMMERS Darstellung auf dem Blatt Nauders weitgehend bestätigt. Die am Fensterand von NNE heranreichenden bunten Bündnerschiefer ziehen auch noch über den breiten Pleiskopf; in den liegenden Anteilen (W des Gipfels) treten typische bunte Bündnerschiefer allerdings stark zurück und wechseln mit grauen–blaubunten Phylliten, relativ mächtigen Einlagerungen von grauen Bündnerschiefern und dicken Lagen von hellbraunen, stark geschieferten Quarziten. In dem etwas über 100 m breiten Streifen grauer Bündnerschiefer im Hangenden der bunten Bündnerschiefer finden sich sowohl schön ausgebildete Lagen der Krinoidenmikrobrecie als auch tonschiefer- bzw. phyllitreiche Lagen sowie ein hellgrüner Quarzit.

Am Kamm Molzkopf – Leiterkopf – Serneskopf (auf der alten geologischen Karte 1 : 75.000 und der neuen ÖK 1 : 50.000/172 Weißkugel sind zwei verschiedene Gipfel als Serneskopf bezeichnet!) fehlen die bunten Bündnerschiefer tatsächlich – das Ende der Zone der bunten Bündnerschiefer muß etwa in der Umgebung der Unteren Alm im Bergletal liegen, die von mir noch nicht begangen wurde.

Die Tüpfelschieferlagen im Bereich des Molzkopfs (auf der alten Karte Malzkopf) konnten ebenso bestätigt werden wie zahlreiche und z. T. mächtige Lagen von bräunlich anwitternden Quarziten mit teilweise massig ausgebildeten Bänken in einer rund 700 m breiten Zone im Liegenden des Überschiebungsrandes. In den hangenden Anteilen dieser Zone finden sich zwar reichlich Tonschiefer, wie dies für die Sadererjochserie charakteristisch ist, die wegen ihrer häufig plattigen und relativ massigen Ausbildung aber auffälligen Lagen der Krinoidenmikrobreccie konnten aber nicht wiedergefunden werden. Die zahlreichen und relativ mächtigen Quarzitlagen im unmittelbaren Gipfelbereich des Leiterkopfes lassen sich vielleicht mit den Quarziten unmittelbar W des Pleiskopfes vergleichen.

Weiter gegen SW (links des Platzbaches) liegt meine seinerzeitige Dissertationskartierung vor; in deren Gebiet und darüber noch weit hinaus lassen sich die verschiedenen Gesteine der Sadererjochserie entlang des Fensterrandes bzw. auch weiter im Fensterinnern in wechselnd breiter Zone gegen SW weiterverfolgen. Die bunten Bündnerschiefer fehlen auch weiterhin mit Ausnahme eines winzigkleinen Aufschlusses SW des Rauchkopfes im Liegenden (!) der Sadererjochserie.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck*)

Von CARSTEN WIEGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1988 wurde die Kartenaufnahme im Bereich um Madau begonnen. Das Kartiergebiet ist begrenzt durch die Tor-Spitze im NE, die Saxerspitze im E und den Dreischartlekopf im S. Der Alperschonbach sowie der Märzbach bilden die NW-Grenze. Die Bergmassive waren von der Kartierung ausgenommen.

Die Geologie dieses Gebietes ist geprägt durch NE–SW-streichende Strukturen, die z.T. eine Nordvergenz aufweisen.

Der Hauptdolomit des Saxerspitze-Massivs ist entlang dieser Hauptstreichrichtung auf die in diesem Bereich jüngsten Sedimente der Unterkreide überschoben. Im Talschluß des Alperschontales finden sich noch Kössener Schichten und Rhätkalke, die an den Hauptdolomit anschließen und eine normale Abfolge bilden. Der Überschiebungsbereich läßt sich über das Parseiertal hinaus, bis zum Röttal durchgehend verfolgen.

Entlang der Überschiebungsbahn treten im Bereich Appenzell noch Malm-Aptychenkalke auf, die als Relikte des südlichen Muldenflügels aufzufassen sind. Die im Kern der Mulde auftretenden Kreideschiefer sind sehr stark phacoidisiert und entlang der Scherbahnen ausgelekt.

Im Bereich des Vorder Falscheggs tritt im Muldenkern ein schmaler Sattel aus Aptychenkalk auf, der sich schon in den tektonischen Befunden der Kreideschiefer „Im Ahornich“ andeutet.

Die Kreidemulde sowie die Überschiebung des Hauptdolomites lassen sich im N des Rötzbaches, im Bereich unterhalb der Torspitze nicht weiter verfolgen.

Der die Mulde im NW begleitende Sattel (nach BANNERT, 1964: Baumgartsattel) erschließt in seinem Kern die Kössener Schichten (Aufschlüsse: Alperschontal [Wasserfalltal] und Saxerwand). Messungen ergaben ein Abtauchen der Achse mit 20° nach WSW. Der weitere Verlauf kann nur an wenigen kleinen Aufschlüssen verfolgt werden.

Die weiter im NW folgende Struktur ist noch nicht eindeutig geklärt. Jedoch könnten die in der Flanke vom Madautal auftretenden Mittleren Allgäu-Schichten und die weiter nach NW folgenden Kössener Schichten im Bereich der Brücke bei den Eckhöfen eine Verlängerung der NW-Flanke der Tajaspitz-Mulde (GLAHN, 1989) darstellen. Eine weitere Mulde zieht sich entlang des SW-Hanges des Mahdberges. Der Nordschenkel dieser, bis in die Kreideschiefer reichenden Mulde ist von einem kleinen Sattel aus Aptychenkalk von N überschoben. „Beim Pferch“ taucht die Mulde nach E ab (nachgewiesen durch vereinzelte Radiolaritvorkommen in den Jüngeren Allgäu-Schichten).

Der Mahdberg sowie der Hang unterhalb der Torspitze zeigen gänzlich andere Verhältnisse. Auffallend ist die deutliche Sattelstruktur (Mahdbergsattel, BANNERT, 1964) die aus Aptychenkalk, Radiolarit, Jüngeren und Mittleren Allgäu-Schichten gebildet wird. Überkippt eintauchende Sattelschenkel, ein ebenso eintauchender Sattelschluß und etwa hangparallel liegende Schichten des Sattelkerns deuten auf eine Tauchfalte hin, die bereits von AMPFERER (1932) als Rollfalte von Madau beschrieben wurde. Die in die Kreideschiefer eingebettete Tauchfalte wird im Norden von einer Überschiebung aus Hauptdolomit begrenzt. Eine von AMPFERER dargestellte Verbindung zu den Schichten unterhalb des Torspitz-Massivs konnte aufgrund schlechter Aufschlußverhältnisse nicht bestätigt werden, scheint aber vorhanden zu sein.

Diese Tauchfalte erklärt auch das abrupte Enden der oben beschriebenen SW–NE-streichenden Strukturen, die hier unter dem mächtigen Sattel begraben werden.

Eine Aussage über die Zusammengehörigkeit der überschobenen Hauptdolomitbereiche des Saxerspitze-Massivs und des Torspitz-Massivs kann aus diesem Gebiet nicht gemacht werden.

Fazielle Arbeiten im Jahr 1989 sollen nähere Details über den Ablagerungsraum ergeben. Interessant sind dabei auch Kössener Schichten, die in einem Vergleichsprofil im Grießltal initiales Riffwachstum und Rinnensedimente zeigen.

Blatt 145 Imst

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F. H. UCIK.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Tauernschieferhülle auf den Blättern 150 Mayrhofen und 151 Krimml

Von THOMAS DANECK & HANNES NEUGEBAUER
(Auswärtige Mitarbeiter)

In den Jahren 1987 und 1988 kartierten wir den Kamm zwischen Schönachtal im W und Wildgerlostal im E von der Gerlospaßstraße im N bis zum Ankenkopf im S im Maßstab 1 : 10.000.

Dabei wurden am Nordwestrand des Tauernfensters die Glocknerdecke und die Untere Schieferhülle bis zur Krimmler Gneiswalze erfaßt.

Obere Schieferhülle

Alle Einheiten der Glocknerdecke konnten näher untergliedert werden. Zwischen Schönbichl und Durlaßbodenspeicher bietet der Filzbach ein durchgehend aufgeschlossenes Profil durch die Bündnerschieferserie im Arbeitsgebiet. Ein dort mehrfach ausbeißender dunkelgrauer Kalkmarmor erwies sich als hilfreich zur Erkennung des Faltenbaues und der Lagerungsverhältnisse. Im unteren Teil des Filzbaches sind Grünschiefer aufgeschlossen, die teilweise noch Kissenlavenstrukturen erkennen lassen.

Im Bereich von der Scheußlirinne über die Lahnerhöhe bis in die obere Brandrinne hinein finden sich als besondere Ausbildung der Bündnerschieferserie tektonisch stark verformte Olisthostrom-Massen, die auch einzelne bis zu mehrere Zehner- Meter große Olistholithe enthalten und mit den Gesteinen am Richbergkogel vergleichbar sind.

Die karbonatische Mitteltrias besteht aus hellgrauen Kalk- und Dolomitmarmoren sowie metamorphen Rauhacken. Sie ist durch Scherbewegungen besonders stark verändert und häufig ausgequetscht. Eine tektonisch entstandene orangefarbene Glimmerrauhacke bildet den liegenden und hangenden Grenzbe- reich. Oft tritt sie auch dort noch auf, wo die restliche Mitteltrias ausgequetscht ist, und läßt so auf die Lage des ehemals vollständigen Gesteinskörpers schließen.

Untere Schieferhülle

Die Hochstegenkalkmarmor-Züge können als Um- mantelung der Tauchstrukturen des Kirchspitzkristallins als Teil der Schönachmuldenserie einerseits und der Porphyrmaterialschiefer-Serie andererseits angesehen werden. Der Kalkzug des Rötlers ist an der Ostflanke des Schönachtales durchgehend aufgeschlossen. Im Talbereich sind dunkle Kalkphyllite eingeschaltet, die vermutlich zur Kaserer Serie gerechnet werden können. Zum Grat hin dünnt der Rötlerzug aus und verliert sich zwischen mylonitisierendem Zentralgneis im N und grünen Phylloniten der Schönachmuldenserie im S auf der Schwelle nördlich des Ankenhockkarbodens.

Die Porphyrmaterialschiefer-Serie bildet mit ihrer Hochstegenkalkmarmor-Ummantelung einen Tauchsattel und besteht aus einem relativ eintönigen Mylonitgneis, der lokal und stratigraphisch nicht verwertbare tektonische Derivate ausgebildet hat.

Die Schönachmuldenserie führt stellenweise Quarzit- und Gneisgerölle, die als Erosionprodukte des Zentral- gneises gedeutet werden können.

Der Zentralgneis zeigt in den Grenzbereichen zu den „Schiefermulden“ der Schönachmuldenserie und der Porphyrmaterialschiefer-Serie mannigfache Mylonitisie- rungsformen unterschiedlicher Deformationsstärke.

Tektonik

Vier Hauptfaltungsphasen konnten erkannt werden. Bezüglich der spröden Bruchtektonik wurden lokale Phänomene von regionalen unterschieden. Die domi- nierenden Kluftrichtungen können mit dem Aufstieg des Tauernfensters – im Arbeitsgebiet insbesondere des Ahornkernes – in Zusammenhang gebracht wer- den.

Quartär

Im Osten des Arbeitsgebietes konnten folgende Glet- scherstände nach der Hochwürm-Vereisung rekonstru- iert werden: Gerlos-(bzw. Gschnitz-)Stadium, Silber-, Daun-, Egesen-Stadium sowie der neuzeitliche Glet- schervorstoß um 1850. Als Silberstadium wird hier ein Vorstoß bei einer Schneegrenzdepression von 560 m mit sehr gut erhaltenen Moränen im Silberkarl bezeich- net, welcher mit dem Larstig-Stadium HEUBERGER's verglichen werden kann. Die unterschiedlichen Formen der postglazialen Massenverlagerungen wurden auf ih- re Aktualität und davon ausgehend auch auf ihr Gef- ährdungspotential hin untersucht. Insbesondere die Sackung Bärschlagalm ist heute noch aktiv und stellt aufgrund der Möglichkeit der Beschleunigung der Be- wegung bei starken Niederschlägen eine Gefährdung des Durlaßboden-Speichers dar.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von FRANZ SENGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungstätigkeit der Geländesaison 1988 konzentrierte sich auf den ca. 2 km breiten Gebiets- streifen zwischen Schwarzachnieder und dem West- rand des Kartenblattes, der von Gesteinen der Schö- nachmulde eingenommen wird.

Diese Aufnahmen ergänzen die Arbeit von THIELE (1950, 1974), KUPKA (1953, 1954), MORTEANI (1971) und RAASE (1972).

Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse der Kartierung kurz zusammengefaßt:

1) An der Basis der Schönachmulde findet sich ein Konglomeratgneis, der schlecht bis mäßig zugerun- dete, aber meist stark deformierte Komponenten aus Graphitschiefern, Apliten und eindeutig graniti- schem Material enthält.

Diese Serie tritt sowohl an der Grenze zum Tuxer Zentralgneiskern als auch zum Ahornkern auf.

Ausgehend von den prächtigen Aufschlüssen im oberen Bodenkar (SW über Bodenalm) lassen sich diese Konglomeratgneise nach Westen (Ahornspit- ze, Dristner, Realspitze, Hoher Riffler, Spannagl- haus) und nach Osten (Bärlahnkopf, Höhenbergkar, Schwarzachnieder, Steinkarkopf) verfolgen.

Diese Konglomeratgneise sind nicht identisch mit den vulkanogenen Brekzien, die im Ostteil der Schönachmulde (Wimmer – Schönachtal) mehrere Horizonte bilden, aber in einem stratigraphisch hö- heren Niveau liegen.

Aufgrund des Geröllspektrums werden die Konglomeratgneise mit den, auch im Aufschluß völlig gleichen, Konglomeratgneisen der Greiner Mulde (Pfitzner Joch – s Hauptental) gleichgesetzt und als Hinweis für eine postvariszische Abkunft der Schönachmulde gewertet.

- 2) Der von RAASE (1972) unterhalb der „der Röte“ und im Lahnkar beschriebene weiße, als Härtling hervortretende „Quarzit“ ist nicht nur dort aufgeschlossen, sondern markierte an vielen Stellen (Bodenkar, Ligeedlscharte, Jaunkopf usw.) die Grenze zwischen der Schönachmulde und den Zentralgneiskernen so deutlich, daß man ihn als „Leithorizont“ bezeichnen könnte.

Der Quarz-Feldspat-Mylonit geht durch zunehmende Zerschieferung aus dem Zentralgneis hervor und weist nur gegen die Gesteine der Schönachmulde eine klare Grenze auf. Charakteristisch sind die stellenweise extrem gehäuften Quarzkonkretionen.

Anzeichen dafür, daß diese „Grenzquarzite“ die Zeugen eines Intrusivkontaktes seien (MORTEANI, 1971) wurden nicht gefunden, vielmehr sprechen die Lagerungsverhältnisse und die mikroskopischen Befunde dafür, daß es sich um eine tektonische Randfazies des Zentralgneises handelt.

- 3) Die Schönachmulde ist eigentlich eine Doppelmulde mit einem dazwischenliegenden Sattel. Der Sattelkern besteht aus stark zerschertem und migmatisiertem Zentralgneis und ist in den Profilen Trenknerkirchl – Kühscharte, Ahornspitze – Popbergscharte, Dristner – Jaunkopf, meist eingerahmt von „Grenzquarziten“ und/oder Konglomeratgneisen, gut aufgeschlossen, wenn auch durch kleinere Verschuppungen und/oder Parasitärtafaltung nicht unmittelbar als Sattelkern der Doppelmulde erkennbar. In den Geländeabschnitten zwischen diesen Kämmen ist die Grenze nur selten aufgeschlossen, die Struktur ist daher dort, wegen der starken Zerschierung des Sattelkernes nur schwer zu identifizieren. In der Karte von RAASE (1972) ist am Trenkner bereits ein von Schönachmuldengesteinen eingesäumter Span, aus „migmatischem Metagranit bis -granodiorit“ ausgehalten. Desgleichen wurden auch im Umlaufstollen Zillergründl – Stillupspeicher der Tauernkraftwerke 260 m Zentralgneis, eingerahmt von Konglomeratgneisen der Schönachmulde aufgenommen. Diese Vorkommen wurden jedoch nicht struktureologisch interpretiert.

- 4) Entgegen den Angaben von KUPKA (1953) und MORTEANI (1971) hebt die Schönachmulde nicht zwischen Popbergscharte und Stillupspeicher nach Westen aus, sondern läßt sich über den Westrand des Kartenblattes hinaus verfolgen.

Mit der Aufnahme eines Profils Ligeedlscharte – Dristner – Jaunkopf (und Aufnahmen westlich des Kartenblattes) kann die schon mehrfach geäußerte Vermutung einer Verbindung mit dem Höllestein-tauchsattel (KUPKA, 1953; KNEIDL, 1972; FRISCH, 1974 u. a.) belegt werden.

In den Hängen beiderseits des Stillupspeichers, der in etwa in der Kulmination des Ahornkernes liegt, heben aber beide Flügel der Doppelmulde fast völlig aus. Östlich des Stilluptales findet sich nur unmittelbar S des Wohnhauses Wasserfall ein wenige 10er-Meter mächtiger Streifen von „Grenzquarziten“,

westlich des Stillup setzt die Mulde erst über 1500 m wieder ein.

Diese Gesteine sind helle, bitotit- und feldspatführende Glimmerquarzite, die im Aufschluß und im Dünnschliff gut mit den oben erwähnten „Grenzquarziten“ der Zentralgneise übereinstimmen. Sie sind wohl identisch mit den „feinschiefrigen Übergangsquarziten“ MORTEANI's (1971).

- 5) Die Interpretation des Kartenbildes wird durch die Tatsache erschwert, daß die dominierende Faltungsphase f_3 (Doppelmulde, Achsenflächenschieferung) von einer nahezu senkrecht dazu stehenden Faltung überprägt wurde.

Diese Querfaltung ist nur sehr selten direkt aufgeschlossen (Kamm P. 2925 – Bodner Nieder) läßt sich aber immer wieder in den unterschiedlichen Fallwinkeln der f_3 -b-Achsen nachweisen. Diese b-Achsen fallen nicht nur (wie immer wieder berichtet) gemäß ihrer Lage im „Ahorndom“ gleichmäßig mit 30–35° nach Osten bzw. Westen ein, sondern sind gefaltet und können dementsprechend die unterschiedlichsten Fallwinkel aufweisen.

- 6) Aus dem Kartenbild ergibt sich, daß durch den Stillup-, Ziller- und Bodengrund Scherzonen verlaufen. Diese Scherzonen werden als im Gefolge der Tauernrandstörungen entstandenen Riedelsche Scherzonen interpretiert. Quantitative Angaben sind wegen der Tatsache, daß sich zwischen den Zentralgneisen und den „Grenzquarziten“ keine klare Grenze ziehen läßt und/oder schlechten Aufschlußverhältnissen nicht möglich.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Nordteil des Blattes 150 Mayrhofen

Von OTTO THIELE

In diesem Jahre wurde die von F. POPP (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30, 1984) aufgeworfene Frage geprüft, ob im Gebiet der Gerlos die Hauptmasse der Richbergkogelserie DIETIKERS und der Kaserer Serie THIELES als Bündnerschieferserie aufgefaßt und zu einer großen Tauchfalte der Glocknerdecke vereint werden kann, oder ob das tektonische und prostratigraphische Bild von THIELE (Jahrb. Geol. B.-A., 117, 1974) zutrifft. Im ersten Falle wäre die tektonische Fuge zwischen der Venedigerdecke und der Glocknerdecke im direkten Hangenden des Hochstegenkalkes der Porphyrmaterialschieferschuppe, im zweiten Falle eine Deckengrenze im Hangenden der Kaserer-Serie gelegen.

H. DIETIKER (1937) hatte an der Brandrinne unweit des Schönbichels einen sedimentären Übergang vom Hochstegenkalk in seine unteren Schistes lustres (THIELE's späterer Kaserer-Serie) beschrieben. Es wurde deshalb diese Lokalität besucht und zusammen mit Herrn Prof. Dr. H. MILLER und Dissertanten und Diplomanden der Universität München studiert. Eine genaue Beschreibung ist von H. DANECK zu erwarten. Meiner Meinung nach ist in den prächtigen Olisthostromen der Brandrinne die Kaserer-Serie sehr typisch repräsentiert. Eine Entscheidung, ob diese in sedimentärem Verband mit dem unterlagernden Hochstegenkalk

steht, ist jedoch nach den derzeitigen Aufschlußverhältnissen hier nicht zu treffen. Ebenso wenig konnte ich aber irgendwelche Hinweise auf eine Deckengrenze sehen.

Demselben Problem war das Studium der neuen Aufschlüsse entlang des Güterweges von Brandberg über die Labergalm zum Lawinenverbau SW des Hochfelds gewidmet. Leider ist auch dort der direkte Kontakt zwischen dem Hochstegenkalk der Prophyrmaterialschieferschuppe und der darüber folgenden Kaserer-Serie nicht erschlossen. Für eine andere Fragestellung, nämlich nach dem Alter des Prophyrmaterialschiefers, konnte hingegen eine interessante Beobachtung gemacht werden. In etwa 1470 m Seehöhe sind in der Böschung des Güterweges im Prophyrmaterialschiefer verquetschte Pegmatoide und Quarzgänge erkennbar. Diese können als Indiz für ein altpaläozoisches Alter des Prophyrmaterialschiefers gewertet werden.

Gute und entscheidende Aufschlüsse zur Frage der Existenz und der Stellung der Kaserer-Serie auf Blatt Mayrhofen liefert das Profil von Astegg. Hier ist die Grenze zwischen Hochstegenkalk und grobklastischen Phylliten der Kaserer-Serie bei der Mittelstation der Penken-Seilbahn mehrfach gut erschlossen: das Fundament einer Seilbahnstütze befindet sich direkt über dem Kontakt Hochstegenkalk/Kaserer-Serie, was technisch peinlich wäre, wäre dieser ein tektonischer. Der Sedimentärkontakt ist aber hier, ebenso wie an weiteren Aufschlüssen neben dem in nordöstlicher Richtung zu einem Seilbahn-Warnsignal führenden Weg, offensichtlich. Ebenso gut studierbar ist der Sedimentärkontakt Hochstegenkalk/Kaserer-Serie an bereits auf Blatt Lanersbach (149) gelegenen Aufschlüssen entlang der von Astegg nach Persal-Finkenbergr führenden Straße. Hier wie dort erfolgt der Wechsel von der kalkigen Sedimentation in die sandige und später grobklastische relativ rasch, im Zentimeterbereich.

Im Hangenden der Kaserer-Serie sind hingegen an vielen Orten deutliche Anzeichen für eine Deckengrenze im Sinne THIELE's (1974) gegeben, und zwar meist in Form von feinblättrigen grünen Serizitphylliten, ausgewalzen Bändermarmoren und Rauhwacken im Liegenden der dem Modereckdeckenstockwerk angehörigen Serie der karbonatischen Mitteltrias: am Güterweg WNW oberhalb von Astegg, schon ein wenig jenseits des Kartenblattrandes zu Lanersbach, am Weg Kotahornalm – Gerlossteinalm, am Weg von Zapfen in die Mühlbach-Schlucht und am Güterweg von Gmünd zur Kothüttenalm, um nur einige leicht erreichbare Punkte zu nennen.

Des Weiteren wurde der Idee F. POPP's, wonach die Phyllite meines Brennstaufenfensters, die im Bereich Zapfen – Anger – Mühlbach in etwa 1300–1400 m Seehöhe tunnelförmig nach Osten unter Triaskarbonate und Wustkogelserie abtauchen, etwa 2,5 km weiter ostnordöstlich im Bereich der Gerlostalalm in über 1700 m wieder auftauchen sollen, nachgegangen. Im betreffenden Bereich und auch noch darüber hinaus im Graseggwald, im Tal des Gmünder Baches bis hinüber zum Riederbach pendeln die B-Achsen höchst selten mehr als 15–20° um die Horizontale, und ich habe nirgends eine auffällige Achsenverteilung gefunden, wie sie mit einem so jähren Wiederauftauchen der Gesteine des Brennstaufenfensters einhergehen müßte. Ich halte es daher für gerechtfertigt, auch diese Idee bei der Erstellung des Kartenblattes Mayrhofen unberücksichtigt zu lassen.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 150 Zell am Ziller von T. DANNECK & H. NEUGEBAUER.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von THOMAS STADLMANN & PETER NEUMAYR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Aufnahmen im Sommer 1988 wurden mit Schwerpunkt im N-Anschluß der Kartierungen 1986 und 1987 im Gebiet Mooserboden – Kapruner Törl – Hohe Riffel – Schwarzköpfl fortgesetzt. Kleine Bereiche der durch den Rückgang der Pasterze freigegebenen neuen Aufschlüsse im Gebiet des Kleinen und Mittleren Burgstalles sind ebenfalls kartiert worden.

Aufnahmen im Kapruner Tal (Mooserboden)

Neben der kartographischen Aufnahme wurden zwei Profile begangen:

- Über P. 2553 m den N/NW-Grat des Schwarzköpfels (3120 m) entlang bis zum Gipfel und
- vom Kapruner Törl (2639 m) über den Torkopf N-Grat Richtung Hohe Riffel.

Beide Profile beginnen mit Amphiboliten der Habachformation, über denen die aus dem Dorfertal bekannten, mächtigen, lagigen Paragneise der Riffeldecke folgen. Beide Profile enden mit Kalkglimmerschiefer und Prasinit der Glocknerdecke.

Im Schwarzköpflprofil dominieren ab 2500 m Sh. bis 2640 m Sh. Metavulkanite (massige Feinkornamphibolite und mit intermediären Plagioklasgneisen im cm- bis dm-Bereich wechsellagernder Bänderamphibolite) neben Grobkornamphiboliten mit Gabbrostruktur.

Auf diese der Habachformation zuzuordnenden basischen/intermediären Gesteine folgt eine 200 m mächtige metamorphe Sedimentabfolge mit Hgl-reichen Paragneisen, Hellglimmerschiefern, Hgl-Chl-Bio-Gneisen, Albitporphyroblastenschiefer und dunklen Glimmerschiefern. Auch hier sind untergeordnet metamorphe Vulkanitanteile (vor allem sauer/intermediär) vorhanden.

Ab 2860 m Sh gehen die Metasedimente wieder in ca. 100 m mächtige Metavulkanite mit Amphiboliten und Plagioklasgneisbändern über. Aplitische, später intensiv verfaltete Injektionen können vor allem in den Metavulkaniten beobachtet werden.

Nach etwa 20 m karbonatreichem Granatglimmerschiefer und Hellglimmerschiefer folgt eine wenige Meter starke, saure Hellglimmergneislage (Arkosegneis). Darüber bauen die mesozoischen Kalkglimmerschiefer und Prasinite den Gipfelbereich des Schwarzköpfels auf.

Das Profil vom Kapruner Törl (2639 m) über den Torkopf (2873 m) auf den N-Grat der Hohen Riffel setzt ab Kapruner Törl ebenfalls mit ca. 120 m mächtigen basischen bis untergeordnet intermediären Metavulkaniten (massige Feinkornamphibolite, Bänderam-

phibolite und Bändergneise mit Wechsellagerung von intermediären Biotit-Chlorit-Gneisen mit sauren Plagioklasgneisen), mit geringen Gabbroanteilen im Liegenden ein.

Im Hangenden folgt ein hellgrauer Augengneis (Kalifeldspatauge, 0,5 bis 1 cm Durchmesser), der lagenweise Einschaltungen von Albitporphyroblastenschiefern und Hellglimmerschiefern aufweist (Anm: Lithologischer Verband und tektonische Position wie in der östlichen Dorfertalflanke oberhalb der Rumesoiebenalm). Dieses Gesteinspaket streicht nach N in die Wintergasse und baut einen Teil der Karflanke nordwestlich der Wintergasse auf. Hier zeigt sich häufig Arkosegneischarakter mit Phengit- und Karbonatreichtum.

Unterhalb des Torkopfgipfels (2873 m) liegt über diesem Gneispaket von 100 m Mächtigkeit chlorit- und biotitreicher Albitporphyroblastenschiefer, der im Hangenden Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefer und Plagioklasgneise führt. Dem Geländebefund nach ist diese Metavulkanit/Metasediment-Sequenz ebenso wie im Schwarzköpflprofil der Habachformation zuzuordnen.

Ab 2955 m tritt der vom Dorfertal und Ödenwinkel bekannte lagige Biotitparagneis (Wechsellagerung von Biotitgneisen mit sauren Plagioklasgneisen) in einer 80 m mächtigen Lage auf. Im Hangenden folgen geringmächtige Albitporphyroblastenschiefer, über die 20 m Granatglimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer tektonisch eingeschoben wurden. Den obersten Teil des Grates bilden ab Sh. 3060 m wieder Augengneise und Biotitparagneise mit einer Gesamtmächtigkeit von 40 m (Anm: Eine vergleichbare Gesteinsabfolge in dieser tektonischen Position findet sich in der Dorfertal E-Flanke am Gelben Wandl in 2300 m Sh.).

Durch das allgemeine Einfallen der Gesteine mit 10 bis 25 Grad nach ENE streichen die im Profil beschriebenen Gesteine wieder im weiteren flacher werdenden Gratverlauf zur Hohen Riffel aus.

Am südlichsten Ende des Mooserbodens gegen den Schwarzen Balken und auf der gegenüberliegenden NW-Talflanke wurden die Biotitparagneise migmatisiert (Schlieren- und Schollenmigmatite). Weiters finden sich 300 m südwestlich des Mooserbodenstausees am Hangfuß sehr helle Gneise mit chlorit- und amphibolreichen dunklen Schlieren und Schollen („Hochweissenfeldgranit“ nach CORNELIUS & CLAR, 1939).

Der Amphibolitkomplex der NW-Talflanke südlich des Stausees zeigt wenige Meter westlich von P. 2097 m die gleichen Feinkornamphibolit/Gabbro-Assoziationen wie jeweils in den liegendsten Anteilen des Schwarzköpfl- und Torkopfprofiles.

Aufnahmen am Kleinen Burgstall

Durch den gewaltigen Rückgang der Pasterzenzunge seit den 30er Jahren wurden auch am Wandfuß (heute Sh. 2380 m) des Kleinen Burgstall (2709 m) frische Aufschlüsse freigelegt. So findet sich nun im Liegenden der Kalkglimmerschiefer und Prasinite ein mit 30 Grad nach S einfallender, mehrere 10er Meter mächtiger Augengneis, dessen Liegendgrenze bis jetzt noch nicht aufgeschlossen ist. Teilweise liegen die bis über 1 cm großen Kalifeldspatauge idiomorph, größtenteils aber stark deformiert vor. In diesem Gneispaket finden sich im Meterbereich stark phyllosilikatführende, dunkle Partien mit Albitblasten. Die Fortsetzung dieser Augengneise kann am Wandfuß des Mittleren Burgstalls gegen die Pasterze beobachtet werden.

Blatt 156 Muhr

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 Muhr

Von HERMANN HÄUSLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Vom Autor wurden im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt seit 1986 die Aufnahmekarten von A. TOLLMANN (1955–1970) und die Dissertationskarte von W. DEMMER (1957–1960) in Hinblick auf die Herausgabe der geologischen Karte 1 : 50.000, Blatt Muhr, kompiliert.

Infolge der Drucklegung einer benachbarten Gebietskarte 1 : 25.000 von Ch. EXNER, auf Blatt Tamsweg, erfolgten ergänzende Aufnahmen im Grenzbereich ÖK 156/157, zwischen Kämpenköpfeln, Viertleck und Lahneck.

Der mehrere Zehnermeter-mächtige Quarzitzug der Bündnerschieferserie, der von den Kämpenköpfeln, NW Gr. Lanschütz, gegen NW zieht und in 1900 m Höhe flach NNE-fallend den Weg vom Feller Bach zur Hauser-Alm quert, keilt „In der Weiß“ gegen NW hin aus und ist westlich des Weißbaches nicht mehr anzutreffen. Auch die in der basalen Quarzitzerie westlich der Kämpenköpfeln auftretenden, mehrere dm- bis m-großen Dolomitschollen fehlen weiter westlich. Die durch Linsen von Quarzmobilisat charakterisierte Metaquarzarenitserie ist südlich der Hauser Alm im Meterbereich intensiv verfault und zerschert. In dem Profil zur Hauser Alm folgen über dem 10–20 Meter mächtig aufgeschlossenen Bündnerschieferquarzit (= „Kämpenquarzit“ bei Ch. EXNER) etwa 100–120 m Serizit- und Schwarzphyllite. Im Bereich der Hauser Alm setzt über einem schmalen Rauhwackenzug ein geringmächtiger Grünschiefer ein, der einen kleinen, gegen Westen hin auskeilenden Serpentinikörper unterlagert. Über milden Serizitphylliten folgt ein Zehnermeter-mächtiger Bündnerschiefermarmor, der von der Zallinwand, nördlich des Speierecks, über das Schareck bis hin zur Gruberach-Scharte einen beständigen Leithorizont im Hangenden der Bündnerschieferserie bildet. Diesen Marmor überlagern dann invers-liegende oder stark verfaulte unterostalpine Schollen.

Ein kleiner Rest einer nordvergenten Tauchfalte liegt 300 m ENE Steinbauernalm, wo über dem Marmorzug der Bündnerschieferserie wandbildend eine Abfolge von Lantschfeldquarzit, grauem Gutensteiner Kalkmarmor und mitteltriadischem Dolomit- und Kalkmarmor um eine West–Ost-streichende Achse verfault ist. Die stratigraphische Zuordnung der nördlich unterlagernden Quarzitschollenbreccie ist unklar.

Ein Vergleich der zwischen Kämpenköpfl/Schareck und Hauser Alm angetroffenen Schichtfolge der hangendsten 200 m der Bündnerschieferserie zeigt auf 2000 m Distanz einen gewissen Trend einer Faziesänderung in Ost–West-Richtung. Das Auskeilen des im Liegenden des „Kämpenquarzites“ (Leithorizont A) auftretenden Dolomitolistholites (mit einer Matrix aus Metaquarzarenit) sowie des im Liegenden des mächtigen Bündnerschiefermarmors (Leithorizont B) auftretenden Dolomitolistholites (mit Tonschiefermatrix) deutet möglicherweise auf ein primäres Auskeilen Olistholit-führender Lagen gegen Westen hin. In diesem Zusammenhang kann auch ein primäres Enden der Quarzarenit-

schüttung gegen Westen vermutet werden. Im Vergleich mit den nachtriadischen grobdetritischen Schüttungskörpern im Unterostalpin liegt auch für die penninischen „massflow“-Ablagerungen die Deutung einer (im heutigen Sinne) meridionalen Schüttung nahe.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurde der S-Teil der Schladminger Gneisdecke im Bereich Teufelskirche – Lahnkopf – Muleteck – Zechnerkar Spitze – Granitzl – Hintere Lignitzalmen – Falterscharte – Gensgitsch zumindest erkundungsmäßig begangen und geologisch kartiert. Eine Detailuntersuchung der steilen Felshänge konnte nicht durchgeführt werden, weil mir die dazu nötigen Kräfte fehlen.

Die Gneise und Amphibolite des S-Schenkels der Hochgolling-Antiklinale fallen nach S und SW: Oberes Znachtal, Zechnerkar Spitze-N-Grat, Hintere Lignitzalmen und Falterscharte.

Anschließend folgt im S eine Synklinale aus Glimmerschiefern und Amphiboliten, welche ich nach ihrem bedeutendsten Vorkommen am Grat Raudinghöhe – Granitzl als Granitzl-Synklinale bezeichne. Ihre Faltenachse neigt sich flach nach SE. Der Muldenkern befindet sich im Gipfelgebiet der Zechnerkar Spitze, wo die Glimmerschiefer nach NW über dem Granierkar ausheben. Dem SE-Achsigefälle entsprechend, ist die Mulde im Lignitztal bereits 2 km breit und der Muldenkern in der Gensgitsch-S-Flanke aufgeschlossen.

Der S-Schenkel der Granitzl-Synklinale besteht aus mittelsteil NE fallenden Paragneisen, Amphiboliten, Glimmerschieferzügen und Orthogneisen im Gebiet Teufelskirche, E-Flanke des Weißpriachtales zwischen Lahnkopf und Muleteck sowie im Lignitztal bei der Vorderen Pfarralm. Diese Gesteine bilden SE- bis ESE-tauchende Walzen mit vorwiegend NE-fallenden s-Flächen und mit jüngerer NNE-streichender Knitterungsachse. Der Bauplan ist also dem des Radstädter Deckensystems konform. Ein tektonischer Span der Radstädter Trias ist als 2,5 m mächtiger Kalkmarmor in der Quetschzone W P.1512 im Znachtal vorhanden. Es dürfte sich um die tief im Tal steckende Fortsetzung des anisichen Kalkes des Kares „Im Kalk“ SE Lungauer Kalkspitze handeln.

Auf Grund der geologischen Strukturbeobachtungen kann man die Schlußfolgerung ziehen, daß die Schladminger Gneisdecke im Bereich des Kartenblattes Tamsweg dem Radstädter Deckensystem konform aufliegt und Internstrukturen aufweist (Granitzl-Synklinale und diesbezügliche Teilwalzen), die den Eindruck vermitteln, daß alpidische Bewegungen das voralpidische Basement kräftig deformiert und in Falten und Walzen gelegt haben.

Zur Petrographie

Der Granatglimmerschiefer mit stofflich erhaltenem Staurolith steht in SH. 1300 bis 1330 m am Ausgang

der Wildbach-Felsschlucht 600 m N Forsthaus Grankler an. Nur Pseudomorphosen nach Staurolith führt der Granatglimmerschiefer längs des Steiges Seekapelle – Karerhütte in SH. 1250 bis 1265 m; ferner am Teufelskirche-S-Kamm in SH. 1680 m, am Muleteck-S-Kamm in SH. 1900 m und am Gensgitsch-N-Kamm in SH. 2340 m (N Pollannock). Mitunter findet man dm-dicke Graphitquarzitlagen im Granatglimmerschiefer. Chloritoidschiefer wurde nur in Lesesteinen am Steig zum Granierkar in SH. 1980 m beobachtet. Zumeist sind die Granatglimmerschiefer phyllonitisiert. Verhältnismäßig wenig retromorpher Granatglimmerschiefer steht im Lignitztal WSW und S Vorderer Kocheralm mit ausnahmsweise erhaltenem 5 mm großem Biotit und nicht-zonarem Oligoklas mit 23 % Anorthitgehalt an.

Der mylonitische Augengranitgneis des Muletecks bildet einen 3,7 km langen, bis 200 m mächtigen Gesteinszug. Ein grobkörniger Amphiboldioritgneis bildet einen 800 m langen und 200 m mächtigen Körper SE Lahnkopf und harrt noch eingehender Beprobung und Untersuchung. Aplitgneise sind häufig. Pegmatit wurde nur an 2 Stellen in Lesesteinen gefunden (N Oberer Niederrainhütte und NNE Zechnerkar Spitze). Paragneise, Bändergneise und Amphibolite (einschließlich Granat-, Biotit-, Epidotamphibolit, Epidotfels und Hornblendegarbenschiefer) zeichnen sich durch regressive Metamorphose und Phyllonitizationen mit bis 1,5 m dicken Kalzit-Epidot-Chlorit-Quarz-Knauern aus. Dekam mächtige Chlorit-Serizit-Schiefer (z. B. Kuppe zwischen Granitzstein und Raudinghöhe) dürften retromorphe Tuffite darstellen.

Reste ehemaligen Bergbaues fand ich im Znachtal in der Felswand W P.1512 zwischen SH. 1555 und 1625 m. Man beobachtet dort mehrere Pinggen und Halden auf pyritführenden Quarzit und Lagerquarz. Es handelt sich um dieselbe Quetschzone, in welcher der oben genannte Triasmarmor als tiefsitzender Sedimentkeil steckt. Die erzführenden Quarzite haben hier gneisphyllonitische Genese. Man sieht den Übergang längs Bewegungszonen vom Gneis zum Quarzit.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg

Von WALTER GRUM
(auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1988 wurde nach einigen Exkursionen in die nähere Umgebung, um die Gesteine kennenzulernen, mit der Kartierung des Schwarzenberges begonnen. Dabei wurde der Bereich Negerndorf – Goldbrunnock – Burgbach – Gruben – Pichl aufgenommen.

Dieser Teil des Schwarzenberges wird von quarzitischen Gesteinen, Gneisen und Glimmerschiefern aufgebaut. Charakteristisch für dieses Gebiet ist, daß es kaum verfolgbare Gesteinszüge oder Bereiche mit homogener Zusammensetzung gibt. Die Regel sind Übergangstypen (z. B. glimmerreicher Paragneis), sehr plötzliche laterale und vertikale Übergänge und ebenso plötzlich auftretende und verschwindende, unregelmäßige Wechsellagerungen. Es können nur Bereiche unterschieden werden, die von einer Gesteinsart dominiert werden.

Häufig auftretende Gesteinstypen sind mittelkörnige (bis ca. 2 mm), glimmerreiche (Bi + Mu), graue Paragneise (z. B. ca. 200 m NNW Fingerlingnock Δ 1604), mittelkörnige Quarzschiefer, die oft ein linsiges Gefüge – meist bis 2 mm dicke und ca. 5 mm lange Linsen – (z. B. ca. 200 m SE Δ 1434) zeigen und auch bunt sein können (z. B. im Schutt am FW ca. 600 m SW Gradneralm, 1315 m), verschiedene Glimmerschiefervarietäten (dunkelgrau bis schwarz, phyllitisch, mittelkörnig, Bi + Mu oder mittelkörnig, Mu-dominiert mit oder ohne Granat) und mittelkörnige, graue, quarzitische Paragneise (z. B. am FW von Unternberg zur Kohlstatthütte, 1490 m).

Über größere Strecken sind im Gelände nur ein grauer, feinkörniger, eher massiger, homogener Paragneis – Bi, Plag, Qu, Gr? – vermutlich ein Bundschuhparagneis (am FW ca. 270 m WNW Fingerlingnock, Δ 1604), und ein grobkörniger, silbrig-glänzender, Bi-führender Gr-Glimmerschiefer – Bi, Mu, Qu, Gr; Gr bis 1 cm – (am FW ca. 120 m ENE Jh. 1553, 1570 m) verfolgbar.

Ca. 900 m W Goldbrunnock Δ 1766, bzw. 600 m ESE Jh. 1553 findet man in einer ca. 15 m hohen Geländestufe einen grob- bis mittelkörnigen, hellen Gneis, der neben bis zu 1 cm großen Feldspäten (diese sind aber meist tektonisch stark verkleinert) Mu, Qu, Bi und Gr führt, aufgeschlossen.

Auffällige Gesteine, die nur in einzelnen Aufschlüssen auftreten, sind ein undeutlich gebänderter, grauer, feinkörniger Quarzit (Spitzinggraben SSW-Flanke, 1365 m) und ein mittelkörniger Mu-Quarzit (ca. 200 m ENE Spitzinggraben, 1150 m).

Immer wieder findet man Bereiche (z. B. am FW ca. 200 m NNW Kohlstatthütte, 1615 m), die stärkere retrograde Umwandlungen als die umgebenden Gesteine zeigen und sich durch besonders auffällige Verwitterungsfarben (gelb, graublau, rot, rostbraun) auszeichnen.

Die Ähnlichkeit mit den Brandenzonen, wie sie im Schladminger Kristallin auftreten, ist sicher nicht zufällig.

Die kristallinen Gesteine zeigen alle die Paragenese Bi-Mu-Plag-Qu-Gr. Stauolith konnte nirgends gefunden werden. Granat ist sehr häufig und bildet in einigen Glimmerschiefern sogar einen Hauptgemengteil. Feldspatporphyroblasten wurden nur selten beobachtet (z. B. FW von Unternberg zur Kohlstatthütte, 1370 m). Retrograde Überprägungen sind außerhalb der „Brandenzonen“ selten; nur vereinzelt findet man phyllitische, seidig-glänzende Schieferungsflächen und zu chl zerfallenen Gr und Bi (z. B. FW von Unternberg zur Kohlstatthütte, 1460 m).

Die Schieferungsflächen fallen an der SW-Flanke des Schwarzenberges meist flach bis mittelsteil gegen NNE bis ENE ein und im Bereich Fingerlingnock – Goldbrunnock – Lasenwiesen meist flach bis mittelsteil gegen ENE bis ESE. Für Aussagen über die großräumigen Strukturen des Schwarzenberges ist das kartierte Gebiet noch zu klein.

Das älteste tektonische Ereignis wird von enggepreßten, isoklinalen Liegendfalten repräsentiert. Anschließend wirkte eine stark plättende Komponente, wie man an boudinierten Quarzlagen ersehen kann. Aussagen über Richtung und Vergenz sind nicht möglich, da noch zu wenige Beobachtungen gemacht wurden.

Ein weiteres tektonisches Element stellen die meist flach gegen NNE bis ENE einfallenden Achsen von

Knickfalten dar. Die Faltung kann so intensiv ausgeprägt sein, daß es zur Ausbildung einer sehr steilstehenden achsenebenenparallelen Schieferung kommen konnte (z. B. ca. 50 m NE FW Unternberg zur Kohlstatthütte, 1395 m).

Die B-Achsen einer zweiten Faltungsphase (Wellung der Schichtflächen; Amplituden bis 2 mm) fallen meist flach gegen ENE–ESE ein.

Des öfteren beobachtet man eine Transversalschieferung, die gegenüber dem Lagenbau nur flach geneigt ist. Auf den Flächen der Transversalschieferung sind Strömungen häufig. Um genauere Aussagen über die Bewegungsrichtung machen zu können, sind noch zusätzliche Beobachtungen notwendig.

Aufbauend auf den Beschreibungen von PREY (1939) und EXNER (1987) konnte an der NNW-Flanke des Schwarzenberges ein Konglomerat vom Tongraben weiter gegen W verfolgt werden. Dieses Konglomerat, das selten bis 3 dm-mächtige Sandlagen führt, ist meist dunkelgrau bis schwarz (Tongraben W-Flanke, 1140 m) oder selten rotbraun (auf FW ca. 700 m WSW Spitzingalm, bzw. ca. 800 m SSE Pichl, 1260 m) und führt bis kopfgroße, gut gerundete Komponenten, die oft einen seidigen Glanz zeigen. Die Matrix ist sandig und feldspatreich. Die Komponenten bestehen aus Quarz und Glimmerschiefer. Die Ähnlichkeit mit dem tertiären Grundkonglomerat des Lungauer Beckens (z. B. Preberbach-Mündungsbereich, E Tamsweg) ist sehr groß.

Die im Aufschluß am FW 1190 m, erster Graben W dem Tongraben, gefundenen Imbrikationsgefüge weisen auf eine gegen NW-gerichtete Schüttung hin. Die Mächtigkeit des Konglomerates dürfte 30 m nicht übersteigen. Die Hangendgrenze steigt von 1230 m (erster Graben W Tongraben) gegen SW hin an und erreicht an der N-Flanke des Spitzinggrabens eine Höhe von über 1430 m. In der Verlängerung dieses Streifens gegen S gibt es keine Aufschlüsse. Das westlichste Vorkommen dieses Konglomerates befindet sich an dem ca. 700 m WSW der Spitzingalm gelegenen Forstweg.

Ca. 1 km SSW Unternberg liegt eine große Kiesgrube, wo vermutlich spätglaziale Sedimente aufgeschlossen sind und wo man den Aufbau einer deutlich ausgeprägten, bis zu 250 m breiten Terrasse, deren Oberkante bei ca. 1075 m liegt, studieren kann.

Aufgebaut wird dieser Terrassenkörper von braunen, feinstoffarmen (nach Auskunft des Betreibers weniger als 5 %), unverfestigten, fluviatilen Kiesen mit zahlreichen Sandlagen und Grobblockschüttungen (Komponentendurchmesser bis 1 m). Die Komponenten sind meist Quarze und Glimmerschiefer, wie sie am Schwarzenberg auftreten, und vereinzelt auch Lantschfeldquarzit. Kristallinleichen sind häufig.

Die Schichten fallen mit ca. 30° gegen NW ein und sind nach oben gewölbt. Die Ablagerungen werden daher als lokale Schwemmfächer interpretiert. Zumindest 2 solche Fächer, deren Schichten sich in der Art von Kreuzschichtung überlappen, sind in der Grube zu erkennen.

Im Bereich der Kiesgrube werden die Schwemmfächer bis in eine Höhe von ca. 1035 m von braunen bis ockerbraunen, Mu-reichen, undeutlich geschichteten, horizontal gelagerten, tonreichen Schluffen und Sanden diskordant überlagert.

Die braunen Kiese werden an einer horizontalen Erosionsfläche von mindestens 5 m mächtigen, scheinbar

ungeschichteten, grauen, tonreichen Kiesen überlagert. Die sehr gut gerundeten, und bis kopfgroßen Komponenten bestehen hauptsächlich aus Gesteinen der Radstädter und der Hohen Tauern.

In der zuvor erwähnten Kiesgrube findet man außerdem zwei parallele (Abstand zueinander ca. 4 m), senkrecht stehende, bis 3 dm dicke Spalten, die mit sehr gut sortierten Tonen und Sanden gefüllt sind. Die Schichtung steht saiger. Diese Erscheinungen sind von ihrem Aufbau her am ehesten mit Eiskeilen vergleichbar. Spätglaziale Eiskeile erreichen aber meist nur eine geringe Eindringtiefe (im dm-Bereich). Die beschriebenen Spalten sind in E-W-Richtung mindestens 100 m lang und haben eine Eindringtiefe von mindestens 15 m. Ob die grauen, tonreichen Kiese von diesen Spalten ebenfalls durchschlagen werden, ist nicht festzustellen, aber unwahrscheinlich. Ein weiteres, nicht sehr deutlich ausgeprägtes Terrassenniveau könnte sich bei ca. 1095 m befinden und ist im Bereich ca. 400 m SSE Δ 1025 am besten zu sehen. Der Internaufbau ist nicht bekannt. Die grauen, tonreichen Kiese dürften daran beteiligt sein.

Der Schwarzenberg selbst wird größtenteils von umgelagerter, bis Zehnermeter-mächtiger (in den Gräben), meist ockerbrauner, lehmiger Grundmoräne mit wenig gerundeten und bis m-großen Komponenten bedeckt. Diese Art der Bedeckung bringt auch eine häufige Verässung und damit Moorbildungen mit sich.

In diesem tonreichen Sediment, ebenso wie im Konglomerat und in den braunen Kiesen sind Rutschungen keine Seltenheit (z. B. im Bereich ca. 250 m SE Δ 1025).

Die Morphologie des Schwarzenberges ist typisch für glazial geformte Bereiche. Man findet Rundhöcker, vom Eis ausgehöhlte Wannen (z. B. ca. 500 m ESE Jh. 1553) und übersteilte Hänge, was zur Bildung von Hangzerreißen führt (z. B. im Bereich 300–500 m SW Gradneralm).

Abschließend sei noch auf den mittelalterlichen Goldbergbau hingewiesen. Besonders auf der Terrasse 1075 m findet man zahlreiche Haufen aus gut gerundeten Geröllen, die ziemlich sicher aus den grauen, tonreichen Kiesen stammen. Vermutlich wurde hier das Gold aus diesen „Murschottern“ gewaschen.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRITZ EBNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr erfolgten Kartierungsarbeiten in folgenden Blattbereichen:

- 1) Quartär und Tertiär am südlichen Blattrand zwischen Liebochtal im E, dem Kainachtal im W und etwa der Linie Gasselberg – Kote 474 SW Bernau – Schloß Schütting – N Hitzendorf.
- 2) Paläozoikum NW des Stübinggrabens im Bereich Krautwaschstraße – N Platzlkogel – Schusterkogel – Schererkogel – Pamegg – Bamederkogel.

Quartär und Tertiär zwischen Lieboch- und Kainachtal

Dieses Areal wird durch die beiden genannten Gewässer und dem dazwischen liegenden Södingbach nach SE entwässert. Morphologisch treten dadurch zwischen den genannten Talungen zwei nach SE abfallende Höhenrücken auf, die sich durch eine auffallende morphologische Asymmetrie auszeichnen. Gegenüber den steilen NE-Abfällen, in denen Tertiärschichten zutage treten, sind die SW-Abhänge flacher ausgebildet; zusätzlich sind an den SW-Abdachungen pleistozäne Terrassensedimente angelagert. Diese lassen ein gut ausgebildetes höheres Niveau und andeutungsweise ein sich nur wenige Meter über das Alluvium erhebendes, örtlich terrassiertes und z. T. in Hangschleppen überggehendes tieferes Niveau erkennen. Nur im Raum Kleingaisfeld ist dieses tiefere Niveau auch morphologisch als Terrasse erkennbar. Das höhere Niveau setzt sich lithologisch aus Kiesen an der Basis, dadurch erschwerte Abgrenzung gegen das Tertiär, und überlagernden gelblich-braunen, tonigen Silten zusammen. Etwa im Bereich St. Johann ob Hohenburg im Kainachtal – Bernau im Södingbachtal und N Hitzendorf im Liebochtal ansetzend, sind diese Terrassen in den SW-Flanken der genannten Höhenzüge bis an ihr S-Ende zu verfolgen und dürften sich E des Liebochtales in die präerißzeitlichen Terrassensysteme des Kaiserwaldes fortsetzen. Im kartierten Bereich sinkt die Obergrenze dieses Niveaus von Sh. 400 m auf ca. 370 bis 380 m im SE ab. Dieses Terrassensystem ist in ähnlicher Weise auch in dem von RIEPLER (1985) kartierten Bereich östlich des Liebochtales zu beobachten.

An den steilen NE-Flanken der Höhenzüge sind keine deutlich erkennbaren Terrassensysteme festzustellen. Hangschleppen und zu Rutschungen neigende steile Hänge sind hier ausgebildet. Das Alluvium der Talungen zeichnet sich durch hohe Grundwasserstände aus.

Das Geländehöchste der beiden flach nach SE absinkenden Höhenrücken läßt sich zu einem ? jüngsttertiären Flächensystem vereinen. Auf diesem sind lehmige Bodenbildungen verbreitet, die eine Ansprache des darunter auftretenden Tertiärs erschweren. Südwestlich des Kainachtales beginnt das Tertiär über kristallinen Gesteinen (Detailkartierung BECKER) mit tiefgründig aufgewittertem und aufgegrustem, oft rot gefärbtem Kristallinschutt. Das zwischen Kainach- und Liebochtal kartierte Tertiär ist trotz des Fehlens von Fossilien aus regionalgeologischen Überlegungen der limnisch/fluviatilen Entwicklung des Unterbadens zuzuordnen, wobei vertikal und lateral Sedimente unterschiedlichster Korngrößen rasch abwechseln können. Generell deuten sich zwei Bereiche mit Dominanz von Grobkiesen an:

- Gasselberg – Schloß Hohenburg im W und
- E Hitzendorf (Kartierungsgebiet RIEPLER, 1985).

Diese Kiese zeigen gelbbraune Farbe und gehäuftes Auftreten von morschen Kristallingeröllen (Eckwirtschotter). Zwischen diesen beiden Grobkiesrinnen sind die Schichtfolgen feinkörniger ausgebildet. Geschlossene Kiesareale sind darin nur vereinzelt im Geländehöchsten vertreten, wobei an Geröllen meist Quarz geringerer Korngrößen auftritt. Darunter liegen gelb- bis rötlichbraune Sande, Feinsande und \pm siltig-sandige Tone, in denen nur untergeordnet Quarzgeröll-führende Kiese auftreten. An einigen Lokalitäten (SE Schloß Altenberg, Bereich Stein), finden sich in dieser Einheit

karbonatisch zementierte Sandsteine. Ein markantes Schichtglied tritt im Geländetiefsten an der Basis der Geländestufe und besonders an der Sohle der nur geringes Gefälle aufweisenden und nach SW entwässernden Bachläufe auf. Hier finden sich grünlich-blaugraue Tone, Silte und Sande, mit einigen cm-dm-mächtigen Lagen von knolligen Kalkmergeln – Mergelkalken.

Paläozoikum nordwestlich des Stübinggrabens

Dem Bereich NW Stübingbach zwischen Krautwaschstraße im W, der Kammlinie im N und Großstübing im E kommt für die Auflösung der Intertektonik des Grazer Paläozoikums Schlüsselposition zu.

Im N tritt zunächst die Kalkschiefer-Einheit auf, die im Bereich NE Bamederkogel unter die Schöckel-Decke einfällt, die hier von E her kommend in einem schmalen Streifen auskeilt. Zur Detailkartierung der Schöckel-Decke siehe Aufnahmebericht H. FRITZ.

Lithologisch treten in der Kalkschiefer-Einheit bei generellem S-SE-Fallen hauptsächlich dunkelgraue, dünnplattige bis knollige Kalke auf, in die unregelmäßig siltig-sandige Gesteine und Dolomite eingeschaltet sind. Lithologische Besonderheiten:

- S Gehöft Hasi geringmächtige dunkle Kalke mit Tabulaten- und Rugosen-Führung.
- S Schererkogel – Schusterkogel – NE Pagger örtliches Auftreten von massigen Kalken und Hornsteinkalken.

Die südliche Begrenzung der Kalkschiefer-Einheit bildet zwischen Gehöft Adam und Pagger eine Störungszone mit intensiv verschuppten Dolomiten, violetten z. T. knolligen Kalken und Quarzsandsteinen.

E des Gehöftes Pagger tritt eine Abfolge von gelblichbraunen bis grauen geflaserten Silt-Sandsteinen mit unregelmäßiger Einschaltung geringmächtiger Kalke (grau-rötlichviolett) auf. Diese zunächst einmal als „Bameder-Formation“ bezeichnete Einheit überlagert im W die Kalkschiefer-Einheit und nimmt im Verbreitungsgebiet der Schöckel-Decke NE des Bamederkogels dann aber eine Position über der Schöckel-Decke ein. Kleinfältelung mit \pm subhorizontaler E-W-Lagerung ist in der Grenzzone Kalkschiefer-Einheit/Bameder-Formation häufig anzutreffen.

Südlich der zuvor genannten Störungszone zwischen dem Gehöft Adamer und Pagger liegt eine generell S-SE-fallende Einheit von dunklen Ton- und Siltschiefern mit örtlicher Einschaltung dunkelgrauer plattiger Kalke und gelbbraun geflasierter Sandsteine vom „Bameder“-Typus. Diese Einheit ist schlecht aufgeschlossen und von der Krautwaschstraße im W bis Großstübing im E zu verfolgen.

Im Bereich des Marxbauern und S des Gehöftes Lückl treten in den Hangendanteilen dieser Einheit Kalkschiefer-Gesteine verknüpft mit Dolomiten auf.

W des Krainzgrabens wird diese Ton-Siltschiefer-Einheit von einer Wechselfolge von tonigen, gelbbraunen siltig-sandigen „Bameder“-Gesteinen und knolligen Kalken überlagert.

Weiter südlich folgt nach einer abermaligen ENE-Störung die Platzkogeleinheit, die bereits 1978 kartiert und der Rannach-Decke zugeordnet wurde (EBNER, 1978). Im Westen wird das Platzkogel-Paläozoikum von der Kainacher Gosau überlagert, aus der Gesteine der Rannach-Gruppe in einem paläozoischen Inselberg E Geistthäl noch einmal auftauchen. Im Osten findet

die Platzkogeleinheit am Ausgang des Krainzgrabens ihr Ende.

Die Basis des Platzkogel wird entsprechend den von EBNER (1988, Jb. Geol. B.-A., 131, 458–459) gegebenen Formationsabklärungen der Haigger-Folge bzw. den Pleschkogeldolomiten zugeordnet. Darüber folgen typische Schichtelemente der Rannach-Gruppe mit Barrandeikalken, Mitteldevon-Dolomiten, Kalken des Platzkogel und Gesteinen des tieferen Oberdevons (Kalk/Schieferwechselfolge des Platzkogel; EBNER et al., 1979, Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109).

Strukturell kann die Platzkogeleinheit nun als eine flach nach W abtauchende in sich stark gestörte Mulde interpretiert werden, in deren ebenfalls gestörtem Faltenkern Gesteine des Oberdevons auftreten und Barrandeikalke, Pleschkogeldolomite und Haigger-Folge im SE und E die Muldenstruktur durch „umlaufendes Streichen“ untermauern.

In der Kainacher Gosau wird im Bereich der Krautwaschstraße an einigen Stellen der unmittelbare sedimentäre Kontaktbereich zum Grazer Paläozoikum ersichtlich. Dabei zeigt sich zunächst in situ aufgewittertes Paläozoikum, darüber Konglomerate mit Komponenten der Rannach-Gruppe und Kohlenschmitzen führende Bitumenmergel mit Einschaltung geringmächtiger Schill-Lagen. SE des Nunnerbauern sind die Basiskonglomerate mit \pm autochthonen Geröllen kartenmäßig auszuscheiden.

Blatt 167 Güssing

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 167 Güssing

Von PAUL HERRMANN

Zur Grenzziehung zwischen Pannon und Pont konnten keine neuen Ergebnisse erzielt werden, da weder die im Gebiet zwischen Kukmirn und Rohrbrunn, noch die auf dem Nachbarblatt 166 zwischen Waltersdorf/O. und Ilz aufgesammelten Proben irgendwelche Fossilien lieferten.

Im Quartär wurden Schotterkörper W Litzelsdorf, NE Stegersbach und links des Lafnitztales abgegrenzt, die überwiegend der Stufe II nach H. PAINTNER (1927) angehören, die anscheinend schotterreicher ausgebildet ist als die jüngeren Stufen. E Eltendorf wurde allerdings auch hier eine Überlagerung durch Schluffe, die offenbar ein jüngeres Überschwemmungssediment darstellen, beobachtet.

S Fedenberg konnte eine auffällige Rutschnische festgestellt werden. Es wird nötig sein, Luftbilder auf weitere, vielleicht weniger deutliche Rutschungen anzusehen.

Blatt 172 Weißkugel

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F. H. UČIČ.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern

Von JOACHIM BLAU, WOLFRAM BLIND
& THOMAS SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung umfaßt den Bereich der Amlacher Wiesen-Mulde, die sich von Lavant (Blatt 180 Winklern) im Osten bis nach Aßling (Blatt 179 Lienz) im Westen erstreckt. In dieser Muldenstruktur sind Sedimente des Jura und der Kreide erhalten geblieben.

N- und S-Schenkel der Mulde werden von Hauptdolomit gebildet, wobei von Süden her eine kontinuierliche Abfolge bis in die Schichten der Kreide gegeben ist (Profil Laserzwand – Mitterwiesen). Der Nordflügel der Mulde (Rauchkofel) ist dem Muldenkern aufgeschoben, hier wird das Hangende des Hauptdolomits teilweise bis zu den Amlacher Wiesen Schichten tektonisch unterdrückt. Die starke tektonische Beanspruchung des Nordflügels wird auch in der Aufschuppung von Kristallin am Stadtweg und oberpermischer bis untertriadischer Schichten nördlich des Rauchkofels (Tristacher See Gebiet) sichtbar.

Nach van BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) und SCHLAGER (1963) handelt es sich bei dem Band von bituminösen Mergeln, Kalken und Dolomiten, das sich südlich der Laserzwand von der Insteinhütte über die Zellin-Scharte im W bis zum Frauenbach im E hinzieht um eine „schwer zu erfassende Sattelstruktur“ (SCHLAGER, 1963) von Raibler Schichten. Bei diesem Vorkommen, welches in der Karte gesondert ausgehalten wurde, handelt es sich nach unseren Untersuchungen eindeutig um sedimentäre Einlagerungen in den Hauptdolomit. Sie können als Äquivalente der nordalpinen Seefelder Schichten angesehen werden. Diese Ansicht vertrat bereits HOFFERT (1975: 37). Daraus ergeben sich schwerwiegende Schlußfolgerungen hinsichtlich der Mächtigkeit des Hauptdolomits sowie der Tektonik der Lienzer Dolomiten (siehe TOLLMANN, 1977: Abb. 188, Profil 1). Da im Hauptdolomit der Laserzwand keine Mulde und damit keine Schichtverdoppelung vorliegt, ergibt sich eine Mächtigkeit von bis zu 3000 m, was wohl ein Maximum im gesamten alpinen Raum darstellt. Auf das Fehlen einer Mulde im Hauptdolomit der Laserzwand hatte schon HAHN (1966: 23) auf Grund von Geopetalgefügeuntersuchungen hingewiesen und klargelegt, daß Laserzwand, Hochstadel und Spitzkofel nichts anderes als den mächtigen Nordschenkel der Lienzer Antiklinale darstellen.

Im Bereich der Zellinscharte/Insteinhütte folgen über den Seefelder Schichten noch ca. 100 m Hauptdolomit der von HOFFERT (1975) als Plattenkalk interpretiert wurde. Es handelt sich hierbei aber um typischen dickgebankten Hauptdolomit wie er beispielsweise am Weg Insteinhütte-Dolomitenhütte ansteht.

An dem oben genannten Weg ist auch die Grenze Hauptdolomit/Kössener Schichten aufgeschlossen. Die basalen Teile der Kössener Schichten (ca. 50 m) sind dolomitisch ausgebildet, entsprechen von der Lithofazies her aber den Hangendebereichen. Aus diesem Grund kann dieser Bereich auch nicht zum Hauptdolo-

mit gerechnet werden. Die dolomitisch entwickelte Basis der Kössener Schichten konnte (bei entsprechenden Aufschlüssen) im gesamten Bereich der Amlacher Wiesen Mulde nachgewiesen werden.

In den hangenden Partien der Kössener Schichten (Aufschlüsse am Weg Dolomitenhütte-Karlsbader Hütte) schalten sich geringmächtige patch-Riffe („Lithodendronkalk“) ein. Hinzu kommt eine 1–2 m mächtige Megalodontenbank. Eine Platte dieses Gesteins ist am gegenüberliegenden Ufer des Sturzelbaches (dieser mit einem guten Profil der Kössener Schichten) bei der Latschenkieferölbrennerei aufgestellt.

Die Kössener Schichten werden von Oberrhätkalk überlagert, der keine Riffstrukturen enthält. Es handelt sich vorwiegend um Organogentrümmer- und Oolithkalk. Bei der Dolomitenhütte schalten sich einige Lagen violetter und grünlicher Mergel in die obersten Teile des Oberrhätkalks ein. In diesen Mergeln sind möglicherweise Äquivalente zu den Schattwalder Schichten der Allgäuer Alpen zu sehen. Die Mächtigkeit des Oberrhätkalks schwankt und erreicht am Weißstein mit ca. 25–30 m ein Maximum. Ein weiteres Vorkommen mit relativ mächtig entwickeltem Oberrhätkalk ist der Kinnbichl N' des Kreithofs.

Mit dem beginnenden Lias erfolgt eine Umgestaltung der paläogeographischen Situation, die in syndimentärer Tektonik begründet liegt (BLAU & SCHMIDT, 1988). Insbesondere die unterliassischen Gesteine spiegeln diese Entwicklung durch eine ausgeprägte Faziesdifferenzierung wieder. Der westliche Teil der Amlacher Wiesen Mulde ist in Beckenfazies, der östliche Teil in Schwellenfazies entwickelt. Dem Oberrhätkalk unmittelbar lagern von Westen nach Osten auf: Liasfleckenmergel (Beckenfazies), Bunte Kalke (Übergangsbereich) und Lavanter Breccie (Schwellenfazies).

Die Liasfleckenmergel, als signifikantes Gestein der Beckenentwicklung, erreichen im W eine Mächtigkeit von ca. 250 m, die nach E kontinuierlich abnimmt und im Bereich der Lienzer Dolomiten Hütte noch ca. 10 m beträgt. Ab spätestens dem (Ober-)Sinemur greifen die Liasfleckenmergel auf die Bunten Kalke über (vgl. BLAU & SCHMIDT, 1988: 192), ihre Basis ist damit heterochron.

Ein gut aufgeschlossenes, durchgehendes Profil der Liasfleckenmergel findet man an dem Weg, der vom Stadtweg zur Schwandhütte führt, sowie in einem Bachanschnitt östlich der Schwandhütte. An der Basis der Serie finden sich hier 40–50 cm mächtige Bänke eines mittelgrauen, spätigen Kalkes. Hornsteine treten hier in Lagen und Knollen auf. Diese Bänke sind – zumindest teilweise – auf crinoidenreiche Kalkturbidite zurückzuführen. Darüber folgen dünner gebankte (10–30 cm) Kalke, die die für das Gestein namengebenden Flecken enthalten. Den Kalken zwischengeschaltet sind dünne Mergellagen; auch diese enthalten die charakteristischen Wühlspuren. Hornsteine sind hier seltener.

Als Übergangsfazies zwischen Schwellen- und Beckenentwicklung wurden die „Bunten Kalke“ separat ausgehalten. Diese dickbankigen, z.T. knolligen, hauptsächlich roten aber auch gelblich, beige oder grau in Erscheinung tretenden Mikrite entsprechen weitgehend dem lithologischen Spektrum der Lavanter Breccie. Im Gegensatz zu dieser sind die Bunten Kalke von keiner syndimentären Tektonik erfaßt worden und zeigen keine Hinweise auf photischen Einfluß. Gut aufge-

geschlossen finden sich die „Bunten Kalke“ am Franz Lerch-Weg, östlich des Galitzenbaches. Folgt man dem Weg von der Klammbrücke in Richtung Amlach, so quert man zunächst Hauptdolomit, Kössener Schichten und dann Oberrhätalk. Unmittelbar nachdem der Weg den Oberrhätalk passiert hat stehen im Hang oberhalb die Bunten Kalke an (vgl. MARIOTTI, 1972). Ein weiteres unvollständiges Profil findet sich direkt beim Zugang zur Dolomitenhütte. Es sind dort rötliche und beige, hornsteinführende, geflaserte Kalke aufgeschlossen, die den Oberrhätalk überlagern.

Östlich der Lienzer Dolomiten-Hütte sind keine Liasfleckenmergel mehr entwickelt. Sie werden in diesem Bereich von der Schwellenfazies der „Lavanter Breccie“ vertreten. Bei dieser Breccie handelt es sich um mehrphasig, in situ breccierte, rote bis violette, gelbliche und graue (Bio)-Mikrite von ca. 20 m Mächtigkeit. Das Gestein ist von sedimentären Gängen durchzogen, die mit bunten mikritischen Kalken verfüllt sind. Sie enthalten teilweise eine liassische Foraminiferenfauna, welche den syndimentären Charakter der distensiven Tektonik anzeigt (BLAU, 1987a,b). Als Hinweis auf den Schwellencharakter der Breccie können die geringe Mächtigkeit, sowie das Auftreten von Flachwasserkalken (Onkoidkalk) im Gesteinsinventar der Breccie angesehen werden. Die besten Aufschlüsse dieser Serie befinden sich südlich Lavant zwischen Himperlacher Bach und Auerling Bach. Bezeichnenderweise ist der die Breccie unterlagernde Oberrhätalk ebenfalls von liassischer Tektonik betroffen und von entsprechenden sedimentär verfüllten Gängen durchzogen. Diese „neptunian dykes“ beschränken sich auf das Verbreitungsgebiet der Lavanter Breccie. Vollkommen von solchen Gängen durchsetzt und brecciiert ist auch der Oberrhätalk des Kinnbichl.

Alle bisher beschriebenen Gesteine werden von roten Knollenkalken und Mergeln vom Typ der Adneter Kalke überlagert. Sie sind im gesamten Kartiergebiet gut aufgeschlossen.

Im Bereich der Schwellenfazies wurden die roten Knollenkalke und die „Bunten Kalke“ als eine Kartiereinheit zusammengefaßt, da sie sich zum Teil makroskopisch sehr ähneln und aufgrund des Fehlens der Liasfleckenmergel im Gelände schwer zu trennen sind.

Ab dem Weißstein nach Osten hin konnte die Rotkalkfazies als eigene Kartiereinheit ausgehalten werden, da sich hier die Liasfleckenmergel zwischen Bunte Kalke und Rotkalk schieben. Der Übergangsbereich muß sich E' des Weißsteins befinden, ist aber nicht aufgeschlossen bzw. von einem Bergsturz überdeckt. Dieser ging im Bereich des Weißsteinsattels nach Norden ab, die Bergsturmassen (Oberrhätalk und Kössener Schichten) finden sich N' unterhalb des Weißsteinsattels bis an den Südostrand des Rauchkofelmassivs und lassen sich über die Wiesen der Tristacher Alm bis fast zum Tristacher See hin verfolgen.

Im Beckenbereich findet sich in einigen Aufschlüssen (z.B. alter Steinbruch am Stadtweg) an der Basis der Rotkalke eine Breccie, die von CORNELIUS-FURLANI (1953: 287) als Basisbreccie gedeutet wurde. Bei dieser Breccie, deren Komponenten bis 20 cm Durchmesser erreichen können und die aus Liasfleckenmergeln bestehen, handelt es sich unserer Ansicht nach um einen „debris flow“. Zum Hangenden hin werden die Rotkalke mergelig.

Mit scharfer Grenze werden die Rotkalke von oberjurassischen bis unterkretazischen Aptychenschichten (Biancone) überlagert. Diese sind an der Basis noch rötlich und werden dann cremig-weiß. Die splittrig-harten, mikritischen Kalke machen sich im Gelände oft als Steilstufen bemerkbar; teils wittern sie als 10er m hohe Wand heraus (z.B. in der Galitzenklamm). Gute Aufschlüsse der Aptychenschichten finden sich in einem Profil am Stadtweg, östlich der Galitzenklamm (Alter Steinbruch).

In diesem Profil sind auch die überlagernden Kreidefleckenmergel gut aufgeschlossen. Es handelt sich um grünlich-graue Mergel-Kalke mit Bankmächtigkeiten zwischen 10 und 30 cm. Sie ähneln makroskopisch sehr den Liasfleckenmergeln, unterscheiden sich aber von diesen durch ihre mehr grünliche Färbung.

Den Abschluß der Schichtfolge bildet der Flysch der Amlacher Wiesen Schichten des Apt/Alb, die den größten Teil der Amlacher Wiesen Mulde ausmachen.

Die zuvor dargestellte Schichtenfolge tritt in dieser Form nur im Beckenbereich auf und stellt damit die „Normal“abfolge dar. Die Schwellenregion (Lavanter Schwelle) macht sich bis in die Unterkreide hinein bemerkbar. Das Ende der tektonisch gesteuerten Sedimentationsentwicklung ist \pm mit dem beginnenden Pliensbach anzusetzen: mit Beginn dieser Zeit überdeckt die Rotkalkfazies das differenziert ausgebildete Unterlager. Trotzdem macht sich die Schwelle auch weiterhin bemerkbar. In diesem Bereich, das Dach der Rotkalke bildend, sind ausgeprägte Hartgründe entwickelt. Sie sind stellenweise von Foraminiferenmikroriffen besiedelt. Einen guten Aufschluß eines solchen Hartgrundes findet man an der Ostflanke des Auerlingbaches.

An anderen Stellen (Westflanke des Himperlacher Baches) finden sich, die Rotkalke überlagernd, noch 1,5 m Aptychenschichten mit Calpionellen des Berrias im Top. Der Top der obersten Bank ist verkieselt, und weist Strukturen auf, die möglicherweise als Bohrungen zu interpretieren sind. Auch hier liegt dann ein Hartgrund vor. Die Kreidefleckenmergel treten im Schwellenbereich überhaupt nicht in Erscheinung. Insgesamt gesehen weist nahezu jedes Profil im Schwellenbereich Besonderheiten auf, auf die aber hier nicht weiter eingegangen werden soll.

Dieses seit dem Unterlias vorliegende Paläorelief wird schließlich von den Amlacher Wiesen Schichten einsedimentiert. Vereinfacht lassen sich für deren Unterlager folgende Angaben machen: Im Osten (Schwelle) liegt der Flysch der Amlacher Wiesen Schichten direkt auf liassischen Rotkalken (oberhalb der Lavanter Breccie östlich des Wasserfalls des Auerling Baches). In Richtung Westen lagert er zunächst den Aptychenschichten (Galitzenklamm) und schließlich den Kreidefleckenmergeln auf (Stadtweg und westlich davon). Das unterschiedliche Alter des Unterlagers und die im Bereich der Lavanter Schwelle auftretenden Hartgründe lassen die Basis des Flysches als Omissionsfläche erkennen.

An mehreren Stellen in Kartiergebiet sind Gänge von Glimmerkersantit aufgeschlossen die die gesamte bereits gefaltete Schichtfolge durchschlagen haben. Neben den bekannten Vorkommen (siehe TOLLMANN, 1977: 624 und HOFFERT, 1975) konnten von uns zwei neue Vorkommen gefunden werden. Bei dem einen Vorkommen handelt es sich um einen nur wenige cm mächtigen Lagergang, der in Kössener Schichten eingedrungen

gen ist. Er ist auf der Karte SE' Valie, rechts'neben dem Pkt. 920 zu lokalisieren.

Das zweite Vorkommen ist im Stadtwald, der Kersanit ist hier NE' des Punktes 1248 in Oberrhätalk eingedrungen.

Tektonisch gesehen handelt es sich bei der Muldenfüllung um eine Doppelmulde, deren Sattel von Oberrhätalk gebildet wird. Im Bereich der Galitzenklamm ist die Doppelmulde zusätzlich intern verschuppt. Beim Stadtweg (Tschilog) wird die nördliche Mulde des Doppelmuldensystems tektonisch amputiert.

N' des Mitterbergs wird der Kern der verbleibenden Mulde von Aptychenschichten und Kreidefleckenmergeln gebildet.

Abschließend sollen nochmals die wichtigsten Ergebnisse der Kartierung dargestellt werden:

- Die Mergel, Kalke und Dolomite in der Zellinschicht sind Äquivalente zu den Seefelder Schichten.
- Im Unterlias lassen sich faziesbedingt Liasfleckenmergel, Bunte Kalke und Lavanter Breccie unterscheiden.
- Der Kinnbichl baut sich nicht aus Hauptdolomit sondern aus Oberrhätalk auf.
- Es konnten zwei neue Glimmerkersantitgänge gefunden werden.
- Ein unterliassisches angelegtes Paläorelief bleibt bis in die Unterkreide hinein wirksam.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin auf Blatt 179 Lienz

VON GERHARD SPAETH & STEPHAN KREUTZER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Von einer Arbeitsgruppe der RWTH Aachen wurden im Sommer 1988 die geologische Aufnahmen in den südöstlichen Defereger Alpen auf Blatt Lienz zwischen dem westlichen Blattrand, der Drau und der Isel unter Anleitung des erstgenannten Berichters und Betreuung beider Berichter fortgesetzt. Dies geschah einmal wieder in Form von vier, bisher noch nicht endgültig abgeschlossenen Diplomkartierungen, aber auch durch die spezielle Bearbeitung tektonischer Fragen im Rahmen einer Gesamtbearbeitung des betrachteten Bereichs. Dieser wird aufgebaut aus Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes und des ostalpinen Altkristallins (Zone der Alten Gneise). Die vier Kartiergebiete liegen auf der Südseite der Defereger Südkette wie auch auf deren Nordostflanke zum Iseltal hin und lassen sich durch folgende Ortsangaben eingrenzen:

- 1) Munzalspitze – Rotstein – Böses Weibele – Gampenbachtal (E. LUDWIG).
- 2) Lavantspitze – Plone – Glanzer Brücke – Blößenegg (R. SCHRÖDER).
- 3) Hochstein – Glanzer Brücke – Schloß Bruck bei Lienz – Sternalm (S. ROSENBAUM).
- 4) Hochsteinhütte – Sternalm – Lienz – Leisach – Anger-Leiten (M.-L. REILING).

Das erste Kartiergebiet entfällt voll auf das Altkristallin i. e. S. (Zone der Alten Gneise), während das letztgenannte im Bereich des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes liegt. Die beiden anderen Kartiergebiete enthal-

ten jeweils Anteile beider tektonischer Haupteinheiten, so daß in ihnen auch die diese Einheiten trennende tektonische Grenze auszukartieren war, die als östliche Fortsetzung der Markinkele-Linie (HEINISCH & SCHMIDT) anzusehen ist. Sie ist – wie in den bisherigen, westlichen Kartiergebieten – auch hier offensichtlich nicht sehr scharf, sondern eher als breite Scherzone aufzufassen.

Der gesteinsmäßige Aufbau des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes entspricht weithin dem der westlichen Kartiergebiete (vgl. Kartierbericht SPAETH zu 1987). Neben den weitaus vorherrschenden Quarzphylliten und Phylliten, stellenweise wiederum mit Granat, sind auch hier Quarziteinschlüsse und zahlreiche Vorkommen von Gesteinen mit deutlich abweichendem petrographischem Aufbau kartiert worden, nämlich Grünschiefer und chloritreiche Phyllite sowie verschieferte hellere Gesteine mit schon markoskopisch erkennbaren Feldspäten, die vorläufig als Porphyroide angesprochen werden. Diese Vorkommen sind in allen Fällen aber von geringem Umfang, sowohl nach ihrer Mächtigkeit wie auch in streichender Erstreckung.

Die Gesteinslagen und s-Flächen fallen in beiden tektonischen Haupteinheiten i. a. bei um die WSW–E-NE-Richtung streuenden Streichwerten in südliche Richtungen. Stärkere Abweichungen der Streichrichtung in den beiden östlichen Kartiergebieten lassen sich in Zusammenhang bringen mit einer jüngeren, nach Gefüge, Verbandsverhältnissen und Petrographie vermutlich jungalpidischen Intrusion. Hierbei handelt es sich offensichtlich nach Umfang und Form der Ausbißflächen sowie nach relativ weit verbreiteten Anzeichen für Kontaktmetamorphose um einen Tonalitstock im Thurntaler Quarzphyllit-Komplex westlich und nordwestlich von Lienz; in älteren geologischen Übersichtskarten sind hier nur einige Tonalitporphyritgänge eingetragen. Gänge mit intermediärem und basischem Gesteinsinhalt und wohl auch von jungalpidischem Alter sind daneben ebenfalls vorhanden, und zwar in allen vier Kartiergebieten, also nicht nur im Quarzphyllit-Komplex, sondern auch im Altkristallin. Sie weisen alle möglichen Streichrichtungen auf und sind in den meisten Fällen geringmächtig (m-Bereich). Der in den westlichen Kartiergebieten in 1987 über viele Kilometer kartierte, besonders mächtige Tonalitporphyritgang ist auch in zwei diesjährigen Kartiergebieten weiter nach Osten verfolgt worden.

Auf Einzelheiten und besonders Bemerkenswertes der vier Kartiergebiete wird im folgenden noch kurz eingegangen:

Gebiet südlich des Rotsteins (E. LUDWIG)

Fast das gesamte Gebiet wird von Parametamorphiten, überwiegend Paragneisen eingenommen. Nur im nördlichen Teil tritt mit einer Ausbißfläche von ca. 1 km² Orthogneis auf. An der Grenze zwischen Para- und Orthogneis ist bezeichnenderweise z. T. ein Mylonit entwickelt, wie das häufig im ostalpinen Altkristallin zu beobachten ist. Die acht basischen Gänge dieses Kartiergebietes weisen durchwegs Streichrichtungen um N–S herum auf. Im östlichsten Zipfel des Gebietes ist der bereits erwähnte mächtige Tonalitporphyritgang von Südwesten her kommend bis zur nordöstlichen Blattgrenze kartiert worden.

Gebiet südlich von Plone (R. SCHRÖDER)

Der größere, nördliche Teil dieses Kartiergebietes besteht aus Altkristallin i. e. S., der kleinere, südliche

aus den Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes. Im Altkristallin herrschen Glimmerschiefer vor, die Übergänge zu Schiefergneisen zeigen. Die Abgrenzung der Gneise von Glimmerschiefern bereitete im Gelände Schwierigkeiten, weshalb hier nach Dünn-
schliffuntersuchungen vermutlich noch weitere Geländearbeit notwendig sein wird. Auch die Abgrenzung der Glimmerschiefer von den Hauptgesteinen des Quarzphyllit-Komplexes ist schwierig, so daß der Verlauf der tektonischen Grenze zwischen den beiden Haupteinheiten nicht durchwegs gesichert ist. Der bei dem westlichen Nachbargebiet (E. LUDWIG) erwähnte mächtige Tonalitporphyritgang tritt zwischen Lavant-
spitze und Bösem Weibele an der Westgrenze in das Gebiet ein, ist noch 200 bis 300 m nach Osten zu verfolgen, verschwindet dann aber unter Schutt und Moräne.

Gebiet westnordwestlich von Lienz (S. ROSENBAUM)

Gesteine des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes, z. T. allerdings in veränderter Ausbildung (siehe unten), nehmen mehr als die Hälfte des Kartiergebietes ein. Im Norden stehen außerdem im unteren Teil des Iseltal-
hangs Glimmerschiefer und Paragneise des Altkristallins an, Paragneise und Amphibolit daneben noch in zwei sehr kleinen, vermutlich tektonisch begrenzten Vorkommen dicht nordwestlich Schloß Bruck. Auf ca. 3 km², etwa einem Viertel der Gebietsfläche, wurde Tonalit kartiert, der in z. T. ausgezeichneten Aufschlüssen ansteht. Das überwiegend hellgraue, fein- bis mittelkörnige, massige Gesteine stellt offensichtlich einen jungalpidischen Tiefengesteinsstock dar, der in den Quarzphyllit-Komplex eingedrungen und in seiner Dachregion angeschnitten ist. Hierfür sprechen die Größe und die unregelmäßige Form der Ausbissfläche, ferner und vor allem auch die weit verbreiteten kontaktmetamorphen Erscheinungen. In einem Kontakthof von stellenweise mehr als 0,5 km Breite sind die Gesteine des Quarzphyllit-Komplexes in harte und zähe Gesteine, in Hornfelse umgewandelt. Auffällig ist die mit mehr nordsüdlichen Streichrichtungen abweichende Lagerung dieser Kontaktfelse an der Ostflanke des Tonalitstocks, was mit Aufschleppung bei der Intrusion erklärt werden kann. Neben einem basischen und einem intermediären Gang sind in diesem Gebiet auch noch zwei Tonalitporphyritgänge gefunden worden.

Gebiet westsüdwestlich von Lienz (M.-L. REILING)

In dieses südlich anschließende Kartiergebiet ragt der Tonalitstock mit seinen Kontakterscheinungen und mit unregelmäßiger Begrenzung noch ein Stück weit hinein. Auch hier stellen die Gesteine des Quarzphyllit-Komplexes mit ihren verschiedenen Einlagerungen das Nebengestein dar. Die südwestliche Hälfte des Gebiets, d. h. die gegliederte nördliche Talflanke des Drautals südwestlich Leisach wird von dem schon aus der westlichen Nachbarschaft bekannten (Kartierung U. GRUNDMANN, 1987) grobkörnigen Muskowit-Augengneis aufgebaut. Nach dem Verlauf seiner nördlichen Begrenzung zu schließen, überlagert dieser mächtige Orthogneiskörper den Quarzphyllit-Komplex tektonisch mit nach Südsüdost fallender Grenzfläche; im Süden wird er von der Drautal-Störung abgeschnitten. Am Fuß des Talhangs nördlich der Drau sind in einem schmalen, ca. 1 km langen Streifen westlich der Lienzer Klause Kalke der Trias in Form von mächtigen Blöcken und Gesteinsgrus zu finden, die wie im westlichen Nach-

bargebiet (Kartierung U. GRUNDMANN, 1987) nach den Aufschluß- und Lagerungsverhältnissen sowie nach dem Gelände relief als Bergsturzmaterial gedeutet werden.

Im Anschluß an die vorjährigen Kartierungsarbeiten und parallel zu den diesjährigen erfolgte durch den zweitgenannten Berichter im Berichtsjahr eine Aufnahme von insgesamt 10 strukturgeologischen Profilen durch die Grenze des Thurntaler Quarzphyllit-Komplexes zum nördlich anschließenden Altkristallin. Soweit die Aufschlußverhältnisse es erlaubten, wurden die NW-SE, aber auch N-S verlaufenden Profile gleichmäßig zwischen der westlichen Blattgrenze (Blatt 179 Lienz) und dem Iseltal im Osten verteilt. Gefügekundliche Untersuchungsmethoden an orientiert entnommenen Gesteinsproben (Dünnschliffauswertung, Ermittlung von Quarz-Gefügediagrammen mittels der Universaldriftmethode und durch Röntgentexturaufnahmen) sollen die Stellung dieser, von HEINISCH und SCHMIDT (1984) als Markinkele-Linie bezeichneten tektonischen Grenze in den östlichen Deferegger Alpen klären. Nach dem Geländebefund wird sie vorerst als eine wechselnd mächtige, dem s-Flächengefüge der Metapelite und Metapsammite des Quarzphyllitkomplexes und der Biotit-Muskowit-Plagioklasgneise bzw. der Glimmerschiefer des Altkristallins mehr oder weniger parallele, steil bis mittelsteil nach SSE bis SE einfallende Scherzone angesehen. Im Wilfernertal ist ein Abweichen vom Generalstreichen (SW-NE) sowie der geringfügige Versatz dieser Zone mit einer jüngeren, NW-SE verlaufenden, querstreichenden, steilen Störung zu begründen.

Zur Klärung der Verbandsverhältnisse der Altkristallin-Vorkommen innerhalb des Quarzphyllits wurden ebenfalls detaillierte Profile durch zwei kleinere Paragneis- und einen kleineren Orthogneiskomplex gelegt. Die bis zu 9 km² messenden großen Paragneiskörper westlich und östlich des Wilfernertals sowie der sehr umfangreiche Orthogneiskörper westlich von Leisach werden nach ihrem Ausbiss und der vorläufigen Auswertung der tektonischen Daten als flach nach SE einfallende, die Quarzphyllite zum Teil diskordant überlagernde Schuppen gedeutet. Darüber hinaus lassen sich auch schmalere, dem Quarzphyllit konkordant eingelagerte Gneiskörper auskartieren, welche in Handstücken aus den Randbereichen dieser Körper die Charakteristika einer duktilen Deformation aufweisen. Porphyroklasten mit asymmetrischen Druckschattenhöfen, eine ausgeprägte Lineation und das Auftreten von Ultramyloniten im Randbereich der Schuppen wurden als Hinweise auf einen tektonischen Kontakt zum Quarzphyllit hin angesehen.

Über die Aufnahme tektonischer Daten zur Klärung des tektonischen Baus des Quarzphyllit-Komplexes sowie die Probennahme entlang der Profile hinaus, konnten von der monotonen Gesteinsfolge des Quarzphyllit-Komplexes weitere, den bisher bekannten Einschaltungen entsprechende Gesteinsvarianten abgetrennt werden. Neben braun-rötlichgelb verwitternden, Feldspat- bzw. Quarzeinschlüsse enthaltenden Gesteinen wurden im Gelände auch zahlreiche hellgrau verwitternde, häufig quarzitisches ausgebildete, meist regelmäßig geklüftete, Einsprenglinge enthaltende Gesteine vorerst ebenfalls als Porphyroide angesprochen und auskartiert. Die zur genaueren Bestimmung dieser Gesteine notwendigen petrographischen und geochemischen Untersu-

chungen sind im Gange. Entsprechendes gilt für die grünlich gefärbten, Chlorit und/oder Aktinolith bzw. Hornblende führenden, als Metabasite und Metatuffite zu deutenden Gesteinsvarianten, die als Chloritphyllite, Grünschiefer und Amphibolite anzusprechen sind. Ihre Vergesellschaftung mit den oben beschriebenen fraglichen Metarhyolithen (Porphyroiden) insbesondere an den SE-Graten des Tullenkogels und des Bösen Weibele, an den östlichen Hängen des Wilfernertals (Mairkaser, Dörfler Alm) sowie an den westlichen Hängen des Iseltales (Blößenegg, Wetterkreuz) ist auffallend.

Schließlich wurden innerhalb des Quarzphyllit-Komplexes quarzarme, nach dem makroskopischen Befund möglichst schwach beanspruchte Phyllithorizonte beprobt. Unter Zuhilfenahme eines schonenden Aufbereitungsverfahrens sollen eventuell isolierbare Acritarchen eine biostratigraphische Einordnung dieses Komplexes ermöglichen, der von den meisten Autoren als deutlicher metamorphes Äquivalent zu bisher schon eingestuften altpaläozoischen Schichtfolgen des Ost- und Südalpins angesehen wird. Entsprechendes gilt für die bereits bekannten Vorkommen der bis zu 70 cm mächtigen, mittelkörnigen Kalkmarmore südöstlich des Mairkasers und des Bösen Weibeles. Mit der vielleicht möglichen Isolierung von Conodonten wird auch hier die stratigraphische Einordnung der bearbeiteten Gesteinsfolge angestrebt.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern und 196 Obertilliach

Von ADOLF WARCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Blatt 179 Lienz

Heuer konnte ich – übrigens erwartungsgemäß – die Erfahrung machen, daß die S-Störungen in den Quertälern der Lienzer Dolomiten insgesamt günstiger zu beobachten sind als von N her. Ein wesentlicher Grund dafür ist, daß man in den Quertälern im allgemeinen näher an die Störungen herankommt. Dies gilt vor allem für das verhältnismäßig enge Lavanttal mit seinen schroffen seitlichen Begrenzungen. Hier liegt auch eine Häufung der S-Störungen vor, wie sie in dieser Dichte nirgends mehr in den Lienzer Dolomiten erreicht wird. So scheint beispielsweise ein mehr als 100 m hoher Fels unmittelbar NE von der Lavanter Alm (1860) regelrecht mehrfach zerlegt zu sein.

Im Tal von der Lienzer Dolomitenhütte (1620) zur Karlsbader Hütte (2260) kann man wiederum auf der W-Seite überzeugender als sonst irgendwo innerhalb der Lienzer Dolomiten die Beobachtung machen, daß der jeweilige S-Anstieg der in einer S-N-Reihe aufeinanderfolgenden Höhe Gamswiesenspitze (2488), Bloßkofel (2408) und Rauchbichl (2180) seine Entstehung den S-Störungen zu verdanken hat. Es ist nämlich deutlich zu sehen, wie die S-Hänge der genannten Höhen sich als Störungen nach unten in das anstehende Gestein fortsetzen. Es ging also gerade dieser Anteil des Gesteines infolge tektonischer Zerrüttung und nachfolgender Abtragung verloren, der gegenwärtig die Sättel zwischen den Höhen bildet. Wäre es nicht dazu gekommen, so gäbe es heute einen durchgehenden,

nach N gleichmäßig abfallenden Gebirgskamm. Diese Entstehungsgeschichte wiederholt sich in abgeschwächter Form bei den unmittelbar im W parallel verlaufenden Böseck-Türmen, weiters schon in größerer Entfernung im W bei den markanten Höhen Spitzkofel (2718), Oberwalder Turm (2512), Bischofsspitze (2431) und Schulter (1987), dort aber mit beträchtlicher Steigerung des hochalpinen Charakters.

Auf der E-Seite des Tales von der Lienzer Dolomitenhütte zur Karlsbader Hütte am Fuß der Laserzwand (2614) an der Zellinscharte sind zwei, in Zehnermeterabstand S-Störungen zu sehen, die wegen ihres geometrisch parallelen Verlaufs geradezu als Musterbeispiel für S-Störungen gelten können. An der Laserzwand, wie überhaupt in den Lienzer Dolomiten, besonders in ihrem stark ausgeprägten Mittelteil, kann man zudem zahlreiche, mehr oder weniger stark klaffende N-S, also quer zum generellen Streichen gerichtete Zerrspalten beobachten. Die Laserzwand sieht dadurch auch stark zerklüftet aus und der benachbarte „Rote Turm“ (2702) wird von eben solchen zwei ausgeprägten Zerrspalten deutlich abgegrenzt, wodurch er sein charakteristisches Aussehen bekommt.

Die wohl mächtigste Zerrspalte innerhalb der Lienzer Dolomiten kann man aber am besten vom Rauchkofel (1911) aus in südlicher Richtung auf der E-Flanke der Gipfelreihe Rauchbichl (2180) – Bloßkofel (2408) – Gamswiesenspitze (2488) erkennen, die eine geschätzte Länge von mindestens 1 km und eine Spaltenöffnung von einigen Metern aufweist. Nur wenige Zehnermeter im E entfernt von letzterer ist noch eine schwächer ausgebildete Spalte zu sehen. Im westlich benachbarten Hallebach-Tal kann man noch drei, wieder mächtigere Spalten ausmachen, die allem Anschein nach wesentlich an der Ausformung dieses Hochtales beteiligt waren.

Aus der Nähe des Rauchkofels und zwar von seiner E-Seite soll noch auf eine Zerrspalte vor allem deshalb hingewiesen werden, weil sie bequem von der Bundesstraße aus auf der Höhe von Lavant (rund 10 km E von Lienz) in Richtung Unterer Lavanter Kolben (1939) zu erkennen ist. Sie tritt wegen der Vegetationsbedeckung dieses Vorberges hier nicht in gleicher Auffälligkeit wie die oben beschriebenen Zerrspalten auf, doch sind der dahinter liegende Keilturm (2627) und die Keilspitze (2712) in gleicher Weise in N-S-Richtung zerklüftet wie die westlich benachbarte Laserzwand und der Rote Turm.

Noch einmal weiter im E, rund 8 km vor Oberdrauburg, tritt E von den Anettwänden des Hochstadels (2680) eine ausgeprägte N-S-gerichtete Zerrspalte auf, die geradezu erwartungsgemäß weitgehend parallel zum tiefen Pirkner Graben verläuft. Nach Schilderung all dieser in verschiedenen Richtungen hin wirksamen tektonischen Kräfte überraschen auch nicht die Äußerungen von M. CORNELIUS-FURLANI (1953: 279) über die Lienzer Dolomiten, daß dieses Gebirge „durch unzugängliche Schluchten regelrecht zersägt ist“ und daher auch „gewaltige Schutthalden besitzt“, weswegen es auch „den größten Prozentsatz an Ödland in Österreich aufweist, also eine „unwegsames Steinwüste“ darstellt.

Nun sollen noch Überlegungen über die Entstehung der behandelten Störungen und ihre zeitliche Zuordnung zur alpidischen Orogenese erfolgen. Allgemein kann zunächst festgestellt werden, daß beide, die S-Störungen und die Klüftung bzw. Spaltenbildung jünger

sten geologischen Datums sind. Dabei ist aber die Spaltenbildung den S-Störungen zeitlich nachzuordnen, denn wie man es eindeutig bei der oben geschilderten mächtigsten Spalte an der E-Flanke des Rückens Böseck-Rauchbichl erkennen kann, durchstößt diese die S-Störungen. Letzere wiederum konnte aus mechanischen Gründen erst nach der in den Grundzügen südlich der heutigen Tauern schon vorliegenden Tektonik der alpidischen Orogenese in der Oberkreide (Campan vor ca. 75 Ma. nach W. SIEWERT, 1984: 89) entstehen. Danach kam es ab dem Paläozän (vor ca. 60 Ma) bis zum Miozän (vor ca. 10 Ma) zu einer stetig zunehmenden Einengung des Drauzuges, die gleichzeitig von Hebung begleitet war. Nach W. SIEWERT (1984: 91) erreichen nicht nur Einengung und Hebung im oberen Miozän (vor ca. 12 Ma) ihren Höhepunkt, sondern im Spät- und Nach-Miozän überfahren die N-Karawanken auch noch ihr tertiäres Vorland.

Als Beleg dafür dienen die mehrfachen Überschiebungen des Tertiärs im Klagenfurter Becken am N-Rand der Karawanken, wovon wiederum die Überschiebung des sogenannten Bärenentaler Konglomerates als geologisch jüngstes Beispiel gilt. Demnach war also der N-Schub am Übergang vom Ende des Miozäns bis Ende des Pliozäns, also etwa 12 bis 3 Ma vor der Gegenwart, am größten. Aufgrund der genetischen Einheit des Drauzuges darf diese zeitliche Einstufung auch auf seinen westlichen Teil, auf die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten übertragen werden. Daher sind die S-Störungen in die vorgenannte Zeit einzustufen.

Übrigens konnten nach einer brieflichen Mitteilung von W. SIEWERT in den N-Karawanken die S-Störungen, wie ich sie für den westlichen Drauzug beschrieb, von ihm nicht festgestellt werden. Wohl aber gibt es, wie W. SIEWERT berichtet, vor allem in geeigneten Gesteinen, wie z. B. den Kalken der mittleren und oberen Trias, in meist etwa N-S bis NE-SW streichenden Störungszonen an mehreren Stellen eng gestaffelte Sekundär-(Riedel-)Brüche, die den Eindruck vermitteln können, wie ich sie in meinem Aufnahmebericht geschildert habe.

Diese unterschiedlichen Beobachtungen ließen sich damit erklären, daß der westliche Drauzug, davon vor allem wieder die Lienzer Dolomiten ursprünglich tiefer absanken, dabei kräftiger eingengt und schließlich ausgepreßt wurden als die N-Karawanken. Entsprechend stärker mußte wohl auch der nachfolgende N-Schub beim westlichen Drauzug als bei den N-Karawanken gewesen sein. Außerdem hatten die Kräfte des N-Schubes bei den N-Karawanken infolge des tiefliegenden Klagenfurter Beckens sozusagen freie Bahn nach N, sodaß sie sich nicht allein innerhalb dieser Gebirgskette mit Ausbildung der auffälligen S-Störungen auswirken mußten wie beispielsweise beim westlichen Drauzug. Dieser ist, vor allem die Lienzer Dolomiten, im N wie im S zwischen ungefähr gleichmäßigen kristallinen Widerlagern eingebettet, sodaß hier die tektonischen Kräfte, einschließlich die des N-Schubes, zu einer übermäßigen Stauchung mit entsprechender N-Komponente geführt haben.

Die weiteren Folgen davon sind einerseits die rund 500 m Höhenzunahme der Gipfflur bei den Lienzer Dolomiten im Vergleich zu den N-Karawanken und eben auch die Existenz der S-Störungen. Diese treten bezeichnenderweise im mittleren, dem am stärksten ausgepreßten, Teil der Lienzer Dolomiten gehäuft auf.

Dasselbe gilt naturgemäß auch für die Klüftung bzw. Spaltenbildung, denn infolge der Inhomogenität der Gesteinsmassen sind ungleichmäßige Auspressungen bzw. Aufwölbungen stellenweise mit Dehnungen verbunden, die wiederum die Voraussetzung für Spaltenbildung sind. Da schon seit längerer Zeit laufend geodätische Messungen in den Alpen eine durchschnittliche Hebungsrate von 1–2 mm/Jahr ergeben, darf berechtigt angenommen werden, daß die Spaltenbildung im Gegensatz zu den S-Störungen bis in die Gegenwart anhält. Schließlich sind die im Bergbau häufig beobachteten sogenannten Bergschläge ein deutlicher Hinweis für bestehende Spannungen im Gestein, die auch eine ständige Bereitschaft zur Spaltenbildung zum Ausdruck bringen.

Bei der Durchsicht der bisherigen geologischen Arbeiten über die Lienzer Dolomiten sind mir im Bereich des Blattes 179 u. a. vor allem auch die mehr oder weniger stark voneinander abweichenden Aussagen über die Herkunft des Mesozoikums auf dem linken Draufufer am Mordbichl (954) bei Thal im Pustertal und in der Lienzer Klause aufgefallen. So wurden alle drei theoretischen Möglichkeiten, nämlich die glaziale, tektonische und die eines Bergsturzes erwogen, wobei letztere das Übergewicht erhielt. Trotzdem glaube ich, genug stichhaltige Gründe dafür zu haben, daß ich mich, soweit es den Mordbichl betrifft, der von G. GEYER und M. CORNELIUS-FURLANI vertretenen tektonischen Deutung anschließen müßte.

Blatt 180 Winklern

J. BLAU & Th. SCHMIDT beschäftigten sich im Rahmen ihres Beitrages (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 1988) über die „Tektonisch kontrollierte Sedimentation im Unterlias der Lienzer Dolomiten“ auch eingehend mit dem Liasvorkommen von der Stadelwiese am Hochstadel (2680), wo nach ihren Angaben nur Liasfleckenmergel liegen sollten, in die „mehrere Megabreccien mit Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalken eingeschaltet sind“.

Dabei werden zwei Typen von Brekzien unterschieden und zwar der Typ 1 „am SW-Ende der Stadelwiese am Fuß des Rudnik (2281) als nahezu matrixfrei unsortierte, monomikte Hauptdolomitbreccie“ und der Typ 2 „hauptsächlich im Liegenden der Fleckenmergelserie mit bis hausgroßen Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk“.

Zum Typ 1 ist zu bemerken, daß man dieselbe Brekzie durchwegs beim Anstieg über den Rudnik-Kofel (2281, diese Bezeichnung in der 1 : 50.000 Karte, 1979) bis zum Gipfel (2680) des Hochstadels antrifft. Sie ist die für den gesamten Drauzug typische Basisbrekzie des Hauptdolomits, wie ich (1979: 71) sie schon ausführlich für die Gailtaler Alpen beschrieben habe. Die nahen Cardita-Schichten, die vom Pirkner Graben herauf über den Rosengarten (2203) und das Leitentörl (2361) nach W weiterziehen, sind eine zusätzliche Bestätigung für die richtige Einstufung der Brekzie. Letztere stellt also keine lithologische Besonderheit für die Stadelwiese dar.

Wenn mit „eingeschaltet“ vermutlich Einbettung – wie auch immer diese zustandekommen hätte können – dieser „Megabreccien“ innerhalb der Liasfleckenmergel gemeint ist, so wäre diese mit ihren Abgrenzungen gegenüber dem einbettenden Fleckenmergel auf dem fast lückenlos vegetationsbedeckten Gelände der Stadelwiese wohl kaum auszumachen. Die von BLAU &

SCHMIDT (1988, Taf. 4, Abb. 3 und 4) gezeigten großen Blöcke sind aber durchaus mit den eiszeitlichen Vorgängen in diesem Gebiet, was sowohl etwa die Verfrachtung vom Rudnig-Kofel her wie auch ihr stark abgerundetes Aussehen betrifft, in Zusammenhang zu bringen.

Daß die Vergletscherung und ihre Folgen auch in dieser Höhe noch überraschend intensiv waren, dafür liefern die Gletscherschliffe und sogar Karrenbildungen bei 2020 m am N-Rand der Stadelwiese den Beweis. Am unteren Rand der Stadelwiese im Umkreis der Kote 1784 scheinen aber die vorgenannten Gletscherbildungen noch entschieden ausgeprägter auf, zudem in der Hauptdolomitbrekzie, wo doch bekanntlich Dolomite allgemein exogenen Einflüssen besser widerstehen als beispielsweise Kalke.

Der Typ 2 von Brekzien sollte nach BLAU & SCHMIDT im Liegenden der Fleckenmergelserie der Stadelwiese „eingeschaltet“ sein und haushohe (!) Komponenten von Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalkalk enthalten. Auch hier wie schon oben bei Typ 1 vermochte ich aufgrund des fast lückenlosen Almbodens nicht voneinander abgegrenzte, schon gar nicht hausgroße, Komponenten erkennen. Hauptdolomitkomponenten innerhalb des Fleckenmergels fehlten hier aber überhaupt zur Gänze.

Am unteren Rand der Stadelwiese kommt eine Kalkbrekzie vor, die GEYER (1903: 176) sonst auch für die Lienzer Dolomiten „als grobbankige Breccie an der Basis der Kössener Schichten“ anführte. Diese fand ich nicht nur als Geröll am unteren Rand der Stadelwiese, sondern in verhältnismäßig kleinen Geländeanrissen im Mittelteil der Stadelwiese bis etwa 1860 m und an ihrem N-Rand sogar bis zur Höhe von ungefähr 2000 m. Dann erst schließt, und zwar ausschließlich, Fleckenmergel an, sodaß alle Anzeichen für eine vorliegende stratigraphische Gliederung von liegendem Rhät und hangendem Lias sprechen.

Die Frage nach der unmittelbaren Herkunft der Rhät-Lias-Scholle, vor allem auch nach dem tektonischen Schwund der rhätischen Kössener Schichten bis auf die Basis wird aber wegen der ungewöhnlichen Kompliziertheit dieser Tektonik, die gedanklich kaum in all ihren Einzelphasen nachvollziehbar ist, auch noch weiterhin offen bleiben müssen. Ein erosiver Schwund der Kössener Schichten bis auf ihren geringen Rest an deren Basis kommt aber schon deshalb nicht in Frage, weil nirgends im Drauzug wie auch nicht in den übrigen Alpen eine Regression bis zum Jura, wie es aufgrund der geschilderten Verhältnisse auf der Stadelwiese zutreffen müßte, stattgefunden hat.

Blatt 196 Obertilliach

Zur Ergänzung des schon im Bericht 1986 (Jb. 1987, Bd. 130/3: 337) behandelten zwei Kristallineinschuppungen innerhalb des Permomesozoikums zwischen dem Windischtal – Gontrunsattel im E und dem Griesgraben im W wird diesmal von einem neu aufgefundenen Kristallinaufschluß in diesem Bereich berichtet. Zu diesem, der mit rund 50 m Maximalmächtigkeit zugleich der bedeutendste in diesem Gebiet ist, gelangt man auf kürzestem Weg von der Folmasaalpe aus nach N bei rund 1800 m am Grat des steil nach N abfallenden Hanges der zwischen der Alplspitz (2296) und dem Breitenstein (2304) zum Griesgraben E–W-verlaufenden Rinne.

Diese Einschuppung weist am Grat bei ungefähr 1820 m die vorgenannte große Mächtigkeit auf, wobei ihr Kern von dunkelgrauen bis schwarzen, vermutlich Ultrabasiten gebildet wird. Diesem dichten und damit außergewöhnlich festem Kern ist wohl nur die Durchspießung des Permomesozoikums bis zum mittelanischen Alpenen Muschelkalk hinauf zu verdanken. Den Einschuppungsrändern zu hellt aber die Farbe immer mehr auf und die kristalline Schieferung nimmt soweit zu, daß allmählich weitgehend das Aussehen des im Gailtaler Kristallin vorherrschenden Glimmerschiefers erreicht wird. Nur der Quarzgehalt ist darin entscheidend höher als beim sonstigen Gailtaler Glimmerschiefer, wodurch offensichtlich die für die Einschuppung erforderliche Festigkeit gegeben war.

Vom Grat aus sowohl nach E wie auch W nimmt die Mächtigkeit der Einschuppung allmählich ab, sodaß sie rund 150 m nach E bei 1740 m Höhe innerhalb eines auch in der Karte 1 : 50.000 eingezeichneten Hangrutschs nur mehr ein etwa 15 m mächtiger, annähernd schwarzer Glimmerschiefer, allerdings mit reichlichem Injektionsquarz, auftritt. Eine weitere Verfolgung dieser Lage wurde aber durch lückenlose Vegetationsbedeckung in Richtung der Rinne verhindert. Vom Grat nach W, in Richtung des Griesbaches, sind immerfort Gerölle des oben beschriebenen Kristallins vermischt mit dem Waldboden zu finden und zwar bis zum E-Ufer des Griesbaches bei 1710 m, dort allerdings nur mehr in der Breite von wenigen Metern. Der Griesgraben ist aber eine der vielen mehr oder weniger kräftigen Querstörungen innerhalb der Lienzer Dolomiten, sodaß schon deshalb von vornherein eine über den Griesgraben hinausreichende westliche Fortsetzung der Kristallineinschuppung nicht zu erwarten war. Dasselbe gilt auch für die E-Begrenzung im Windisch-Gontrunsattel.

Diesmal beschränkten sich meine Reambulierungen auf Blatt 196 nicht nur, wie im Bericht 1986 auf die Korrektur und Ergänzung der Kristallineinschuppungen auf der Karte 1984 von J. KOBERSTEIN – auf der Karte 1983 fehlten sie noch – sondern sie erstreckten sich auch noch auf den nahen Eggenkofel (2591) und seine nächste Umgebung.

So sollte nach der Karte 1983 der gesamte Eggenkofel aus norischem Hauptdolomit bestehen, aber nicht im gleichen Ausmaß auf der Karte 1984.

Zur Vergewisserung, welche von den beiden Versionen nun wirklich zutrifft, bestieg ich zunächst den E-Gipfel (2591) und fand dabei keinen Hinweis auf die in der Karte 1984 enthaltenen Cardita-Schichten, sondern stieß immerfort nur auf Hauptdolomit bzw. stellenweise, wie auch noch am Gipfel selbst, auf dessen Brekzie, die für die Basis der Hauptdolomitformation kennzeichnend ist. Gleiche Erfahrungen machte ich auch bei der Besteigung des sogenannten Westgipfels, der in der Wanderkarte 1 : 33.000 (erhältlich im Fremdenverkehrsamt Obertilliach) mit eigener Höhenangabe (2573) ausgewiesen ist.

Wenn man nun vom E–W-Streichen des untersuchten Teiles vom Eggenkofel ausgeht und diese sich bis zur (nach J. KOBERSTEIN, 1984) sogenannten Ostrandstörung des Hauptdolomits fortgesetzt vorstellt, dann überrascht gleich mehrfach der ungewöhnliche Verlauf der Störung.

Abgesehen davon, daß ich im besagten Gelände für eine derartige Störung keine Hinweise erkennen konnte, obwohl sonst gerade die Cardita-Schichten mit ih-

ren gut teilbeweglichen Schiefen bei reger Tektonik stets mehr oder weniger deutliche Spuren zurücklassen, gibt es eine Reihe weiterer Gründe für den Zweifel an der Existenz der sogenannten Ostrandstörung. Der unmittelbare Bereich der eingezeichneten Ostrandstörung ist übrigens wegen der Steilheit und der ungewöhnlich starken N-S-Zerklüftung nicht ohne spezielle Kletterhilfen begehbar.

Die weitere Folge einer fehlenden Ostrandstörung müßte nun sein, daß der gesamte Eggenkofel, also auch seine Ostflanke aus Hauptdolomit besteht. Dies bestätigt sich auch am Forstweg von der Lotter- zur Leisacher Alm, wenn auch dessen Böschung zur E-Flanke des Eggenkofels über weite Strecken bis hoch hinauf von Schutthalden bedeckt ist. Doch mehrere kleinere Aufschlüsse von mehr oder weniger typischem Hauptdolomit und dessen Brekzie am Weg oder auch entsprechende Gerölle bzw. Blöcke von der E-Flanke des Eggenkofels bis ungefähr zur Höhe 1700 m am Forstweg beseitigen wohl jeden Zweifel über die lithologische und fazielle Beschaffenheit dieses Bereiches. So trifft man beispielsweise noch bei den Almhütten der Leisacher Am (1694) auf einen großen Block von typischer Hauptdolomitm Brekzie.

Eine umfangreichere Fassung dieses Berichtes mit ausführlicher Diskussion gegensätzlicher Meinungen in der Fachliteratur befindet sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurde der Bereich Stiefelberg Alm – Schick – Klenitzen Alm – Sadnig – Ochsner Hütte – Rückenkopf kartiert. Es finden sich in diesem Gebiet drei Gesteinskomplexe, welche an steilen Störungszonen aneinander grenzen:

Die Sadnig-Serie baut den Raum Sagas, Klenitzen Alm – Hochgrubenkopf – Sadnig-Firstl auf. Die sehr mächtige Gesteinsserie dürfte bis an die Matreier Zone heranreichen. Sie besteht aus silbrigen, verschiedenen grauschattierten, auch grünlichen phyllitischen Glimmerschiefern, grauweiß gesprenkelten Psammitschiefern, weiß bis dunkelgrau gebänderten Quarziten, lichten, grobkörnigen „Orthogneisen“, die Porphyroide oder Metaarkosen darstellen könnten, und sehr untergeordneten Amphiboliten. Typisch ist ein gewisser Graphitgehalt und die sedimentäre Bänderung in obiger Wechselfolge, welche dm- bis m-Rhythmus zeigt. Als Ausgangsserie vermute ich eine pelitisch-arenitische Folge mit untergeordnet sauren bis basischen Vulkaniten, welche amphibolit-fazielle Metamorphose erfahren hat. Granat tritt sowohl in den Schiefen als auch im Quarzit auf. Es könnte sich um eine paläozoische Serie handeln, die als Transgressionsserie auf dem Altkristallin oder als Paläozoikum der Matreier Zone aufzufassen wäre.

Die Migmatistische Schieferserie ist hingegen typisches Altkristallin. Sie findet sich im Gebiet Rakowitzen – Stall – Stanitzkopf – Melenkopf – Ochsner Hütte. Es überwiegen Glimmerschiefer bis Paragneise (\pm Granat), in ihnen sind Aplit- und Augengneise als m- bis Zehnermeter-mächtige Bänke und Körper eingeschaltet. Amphibolite finden sich nur zonenweise und in geringer Mächtigkeit. Sie treten häufig mit Aplitgneis gemeinsam auf (z. B. Obernig Hütte).

Die Hoferkopf-Serie hebt sich von der eben beschriebenen Folge durch ihren plattig-bankigen Charakter ab. Sie baut den Kamm Hoferkopf – Martischnigspitz – Rückenkopf – Hochnase auf, also das Gebiet westlich des Tor. Der tiefere Teil der Serie ist geprägt durch den plattig-bankigen Wechsel von grauweiß lamellierten, feinkörnigen, zäharten Quarzitgneisen, Paragneisen bis Glimmerschiefern und normalen schuppigen Glimmerschiefern. Recht charakteristisch sind einige Meter mächtige Bänke und Schollen von z. T. massigem Gabbroamphibolit in obigen Metasedimenten. Im Randbereich dieser Metabasite scheint sich Kontaktfels gebildet zu haben.

Der höhere Teil der Hoferkopf-Serie wird deutlich dickbankiger und massiger. Es finden sich hier grobkörnig schuppige Zweiglimmergneise mit offensichtlicher Metablastese von Feldspat (Martischnigspitzen, Hochnase). Die Zurechnung dieser im Erscheinungsbild andersartigen Gesteine zur Hoferkopf-Serie gründet sich auf unscharfe Abtrennbarkeit, wiederholter Einschaltung von Zonen plattiger Gneise wie im Liegenden und vereinzelt auftretendem scholliger Metabasite.

Hinsichtlich der Tektonik ist typisch, daß die drei beschriebenen Gesteinskomplexe blockförmig nebeneinander liegen. Der Grenzverlauf ist unabhängig vom Innenbau dieser Blöcke. Die Hoferkopf-Serie zeigt vorwiegend horizontale bis sanft W-fallende Lagerung und weit gestreute B-Achsen, welche aber meist um die E-W-Richtung schwanken. Auch die Migmatistischen Schiefer zeigen beträchtliche Variabilität in den Lagerungsverhältnissen, es überwiegt jedoch E-W-Streichen und südliches Einfallen. Die B-Achsen liegen häufig in der ENE-WSW-Richtung.

Nach dem Verlauf im Gelände ist zu schließen, daß die Grenze zwischen den oben genannten Gesteinskomplexen eine steile Störung mit erheblicher Sprunghöhe ist. Das Schichtfallen sowie die Gesteinsverbreitung im Kolmitzentral sprechen dafür, daß die Hoferkopf-Serie das Hangende der Migmatistischen Schiefer bildet.

Die Grenze der Migmatistischen Schiefer gegen die Sadnig-Serie ist ebenfalls eine steile Störungszone. Regional taucht die Sadnig-Serie mittelsteil bis steil gegen S gegen die Migmatistischen Schiefer ab. In einem einige hundert Meter breiten Randstreifen zeigt sich jedoch häufig Gegenfallen, also gegen N. Auch nimmt hier die Verfaltung nach ENE-WSW-Achsen stark zu. Entlang der Grenze sind die beiden Gesteinskomplexe eng miteinander verknüpft, es kam aber auch zum Durchreißen und diskordanter gegenseitiger Verkeilung. Es ist deshalb nicht immer zu klären, wohin die lichten Orthogneise gehören, welche sich häufig im Grenzbereich finden. Die Störung ist jedenfalls kein glatter Bruch, eher eine steile Pressungszone, leicht diskordant zum Innenbau der angrenzenden Blöcke. Diese wurden im Randbereich der Pressungszone stark deformiert. Es wird vermutet, daß dieser eigenartige De-

formationstyp zeitlich zwischen den alpidischen Deckenbewegungen und der jüngeren Bruchtektonik einzuordnen ist. Wahrscheinlich gehört auch die über das Tor verlaufende Störungszone zwischen Migmatit- und Hoferkopf-Serie zu diesem Typ.

Ausgedehntere Moränenablagerungen finden sich NW und S vom Tor (Törlboden, Stiefelberg- und Gußnig Alm), W vom Kamm – Feldkopf – Firstl und im Bereich der Klenitzen Alm.

Postglaziale Bergzerreibungen und tiefgreifende Versackungen sind in den Bereichen Firstl, Martischnigspitzen und S Stanitzkopf zu beobachten.

Siehe auch Berichte zu Blatt 179 Lienz von J. BLAU, W. BLIND & T. SCHMIDT und von A. WARCH.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern

Von HELMUT HEINISCH & ALEXANDER ZADOW
(Auswärtige Mitarbeiter)

In Verbindung mit strukturgeologischen Untersuchungen zur Deckenkinematik des alpinen Orogens wurde im Jahre 1988 ein Kartierprojekt in der Matreier Schuppenzone begonnen. Nach Sichtung der vorliegenden Kartenwerke wurde der Bereich um das Sadnighaus und die Makernigspitze für erste Detailaufnahmen ausgewählt. Die Feldkarte im Maßstab 1 : 10.000 wird im W etwa von der Linie Sadnighaus – Kluidscharte, im E etwa von der Linie Hirtenkopf – Schobertörl – Sonnkopf begrenzt. Den Südrand bildet der Mulleter Sadnig, den Nordrand die Stellhöhe.

Geologisch umfaßt das bisher kartierte Gebiet hauptsächlich den Grenzbereich zwischen Penninikum und Ostalpin; innerhalb des Penninikums wird der Sonnblick-Kern samt parautochthoner Umhüllung noch nicht erfaßt. In Anlehnung an EXNER (1962) kann daher vom tektonischen Liegenden ins tektonisch Hangende eine Einteilung in vier Großbereiche erfolgen:

- Gneislamellen (Rote Wand – Modereck etc.).
- Glocknerdecke.
- Matreier Schuppenzone.
- Kristallin der Sadnig-Gruppe.

Die nähere lithologische Interngliederung wurde, soweit möglich, mit dem bereits erschienenen Blatt Matreier abgestimmt.

Gneislamellen

Die Rote Wand-Modereck-Gneislamelle entspricht der Gneislamelle 4 sensu EXNER (1962). Sie tritt als extrem ausgewalzte Lage im Bereich Stellhöhe – Sonnkopf in Erscheinung. Zur lithologischen Charakterisierung sind Dünnschliffdaten nötig.

Die Trogereck-Gneislamelle entspricht der Gneislamelle 3 sensu EXNER (1962). Sie tritt als ausgedünnter Rest ca. 10 m mächtig NE des Rotwandeck auf.

Glocknerdecke

Aufgrund weitgehend flacher Raumlage der Hauptfoliation und des stofflichen Wechsels nehmen die Kalkglimmerschiefer und Prasinite der Glocknerdecke einen

breiten Raum zwischen Kluidscharte, Rotwandeck und Schobertörl ein. Es wurden unterschieden:

- Kalkglimmerschiefer.
- Kalkglimmerschiefer, granatführend.
- Dunkler Glimmerschiefer, dunkler Phyllit.
- Dunkler Glimmerschiefer, dunkler Phyllit, granatführend.
- Prasinit, Chloritschiefer.
- Serpentin.
- Serizitphyllit, -quarzit, Serizitchloritphyllit.

Die weitgehend carbonatfreien dunklen Phyllite und Glimmerschiefer können aufgrund ihrer deutlichen Granatführung gut von den Kalkglimmerschiefern abgetrennt werden.

Der tektonische Baustil erscheint relativ einfach; eine duktile, in Teilbereichen sicher nonkoaxiale Deformation gab dem gesamten Schichtstapel die makroskopische Prägung. Schersinn-Indikatoren treten reichlich auf.

Matreier Schuppenzone

Die Matreier Schuppenzone ist zum Liegenden nicht scharf abgrenzbar; der Übergang äußert sich in einer kontinuierlichen Zunahme der Scherbandfoliation; am Ende der Entwicklungsreihe stehen duktile Mylonite. Makroskopisch führt dies zur Ausbildung von wellig erscheinenden Trennflächen-Gefügen. Diese lassen sich als S-C-Texturen deuten und zur Ableitung des Schersinns verwenden.

Die Übergänge zwischen Kalkglimmerschiefern und dunklen Phylliten sind fließend; es wurden einzelne Lagen von carbonatfreien Schwarzphylliten exemplarisch auskartiert.

Der Internbau und der räumliche Verlauf der Schuppenzone werden durch eingestreute Kalkmarmor-, Dolomitmarmor- und Quarzit-Schollen gut dokumentiert: Musterbeispiele dieses komplexen Schuppenbaus stellen der Gipfelbereich der Makernigspitze und der (allerdings schwer zugängliche) Nordhang des Kabitzenbühels dar. Späne verschiedener Lithologie und Herkunft wechseln miteinander ab, wobei ihre Dimension von von wenigen cm bis zu km? Längsachse reichen kann. Materialabhängig zeigen sie Spuren duktiler Deformation (Quarzite, Kalkmarmore) oder spröder Deformation (Dolomitmarmore). Die Phacoide haben häufig asymmetrische „tails“; daher können sie als Makro-Schersinn-Indikatoren Verwendung finden. In der Kartierung wurden unterschieden:

- Kalkglimmerschiefer.
- Dunkler Phyllit.
- Prasinit, Chloritschiefer.
- Serpentin.
- Dolomitmarmor.
- Kalkmarmor.
- Bretterich-Marmor (mit Chloritschiefer-Anteil).
- Rauhucke, Gips.
- Quarzit.
- Serizitphyllit, -quarzit, Serizitchloritphyllit.
- Diaphthorit.

Der Bretterich-Marmor ist an der N-Flanke der Makernigspitze aufgeschlossen; durch zwischengelagerte Chloritschiefer-Bänder, die als ehemalige Tuffe gedeutet werden, ist er eindeutig von den übrigen Kalkmarmoren unterscheidbar. Der Chloritschiefer-Anteil nimmt zum hangenden Prasinitzug zu.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von REGINA ELSNER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das größte Vorkommen von Rauhwacken findet sich am Schobertörl. Weitere Vorkommen treten westlich Lindleralm im Bach, mehrere kleine Linsen (meist nicht auf der Karte darstellbar) im Serizit-Chlorit-Phyllit des Kabitzenbühels und in der Scharte 200 m N Hirtenkopf auf.

Quarzite sind als linsenförmige, z.T mehrere 100 m aushaltende Körper W Hirtenkopf, N Hirtenkopf (bis 15 m mächtig) und am Kabitzenbühel (bis 10 m mächtig) erhalten.

Serizitchloritphyllite und Serizitquarzitschiefer stellen den mächtigsten und am meisten verbreiteten Gesteinstypus zwischen Schober und Mulleter Sadnig dar. Die Grenze zum tektonisch hangenden Kristallin der Sadniggruppe ist stellenweise ohne Dünnschliffdaten nicht eindeutig festlegbar.

Die litho-stratigraphische Zuordnung der aufgeführten Späne muß zunächst offenbleiben, da ein Vergleich, z.B. mit der Stratigraphie der Seidlwinkel-Trias, zu mehrdeutigen Ergebnissen führt.

Abgescherte Diaphthorit-Späne des tektonisch überlagernden Kristallins werden an mehreren Stellen vermutet; Nachweise sind erst über die Dünnschliff-Auswertungen zu erwarten.

Kristallin der Sadnig-Gruppe

Bisher wurde im Bereich „Auf der Steil“ und Mulleter Sadnig nur kräftig deformiertes und diaphthoritisch überprägtes Kristallin kartiert. Die kontinuierliche Abnahme der Diaphthorose in Richtung des tektonisch Hangenden (nach S) wird in Schliffprofilen erfaßt. Die endgültigen Kartiereinheiten werden hier erst zu einem späteren Zeitpunkt sinnvoll festzulegen sein. Bisher wurden makroskopisch unterschieden:

- Paragneis und Granatglimmerschiefer.
- Glimmerquarzit und Quarzit.
- Diaphthoritischer Glimmerschiefer und Phyllonit.

Quartär

Neben der flächenhaften Bedeckung mit von Hangschutt durchsetztem Grundmoränenmaterial finden sich gut erhaltene Seiten- und Endmoränen-Wallformen im Bereich W Rotwanddeck, N Kröllalm, W Schobertörl, zwischen Kabitzenbühel und Mulleter Sadnig.

In weiten Bereichen des Aufnahmegebietes sind gravitative Massenbewegungen auszuweisen. Im Verband gerutscht ist hierbei die Steilwand N des Kabitzenbühels; weiterhin die Kalkglimmerschiefer-Hänge oberhalb der Kröllalm. Ein Rutschhang mit nicht erhaltenem Gesteinsverband erstreckt sich über mehrere km² zwischen Mohar – Waschgang und Sadninghaus.

Vom Goldbergbau im Bereich der Kluidscharte zeugen verfallene Einbaue und Abraumhalden.

Ausblick

Die Arbeitsgruppe wird ihre Aufnahmen vom Kerngebiet aus in alle Richtungen weiter ausdehnen. Thematisch stehen hierbei die Ermittlung des Gesamtbaus, Auswertung makroskopischer Schersinn-Indikatoren, Untersuchung von mikroskopischen Gefügen in orientierten Schliff-Profilen und die Rekonstruktion des pT-Pfades der Gesteine im Vordergrund.

Im Sommer 1988 wurde mit Aufnahmen an SE-Rand des Tauernfensters begonnen. Kartiert wurden die W-Hänge des Liesertales, die sich von Gmünd aus nach Süden erstrecken. Das Gebiet umfaßt den Ebenwald, Radlgraben, Sparberkopf, Rachengraben und den Stoder. Die Aufnahmen konnten sich auf eine Übersichtskarte von EXNER (1980) stützen. Die Gesteinsabfolge wurde weitgehend in Anlehnung an EXNER vom Liegenden zu Hangenden untergliedert in: Untere Schieferhülle oder Altkristallin der Hohen Tauern, Obere oder periphere Schieferhülle und Quarzphyllite des Ostalpins. Eine weitere Unterteilung erfolgte auf Grund petrologischer Kriterien. Auf eine Benennung mit Lokalnamen im Sinne EXNER's wurde verzichtet, um durch die Namensvielfalt nicht zu verwirren.

Die Abfolgen des Penninikums streichen etwa N-S bis leicht NE-SW und fallen mit 20-50° nach E ein. Die ostalpinen Quarzphyllite weichen jedoch von dieser Tendenz ab und streuen stark in ihren Streich- und Fallwerten. Die Westgrenze des Arbeitsgebietes bildeten für dieses Jahr die Gesteine der Unteren Schieferhülle am Stoder, der Pfannalm und in der Umgebung des Goldbergbaues im Radlgraben. Es handelt sich dabei um hell-dunkel gebänderte Gneise, die z.T sehr quarzreich sind, um Amphibolit-Gneis-Wechselfolgen und um Amphibolite von stark variierender Zusammensetzung und Korngröße. In dieser Abfolge finden sich Horizonte mit ausgeprägtem lentikularem Gefüge, das durch Scherdeformation verursacht wurde.

Die darüber folgende Serie gehört bereits der Oberen Schieferhülle an. Die Bewegungsbahn zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle befindet sich in diesem Niveau. Es handelt sich sowohl um dunkle, als auch um helle Blastenschiefer und Blastengneis mit deutlichem Schergefüge. Die Blasten bestehen aus Albit- oder Oligoklasen von 2-3 mm Größe. Eng vergesellschaftet mit diesen Blastenschiefern sind Quarzite, die als eigenständige Einheit kartiert wurden. EXNER spricht bei dieser Einheit von Murtörl- und Schrovinserie.

Im Hangenden folgen ostwärts Kalkglimmerschiefer und Prasinite. Bei den Karbonatgesteinen handelt es sich um Kalkphyllite, glimmerreiche Kalkschiefer und um Kalkmarmore, wobei letztere deutlich dominieren. Es sind blau-graue Gesteine mit bankiger Absonderung, denen Kalkphyllite und Schwarzschiefer zwischengeschaltet sind. Eine Abtrennung der einzelnen Karbonatgesteinstypen ist wegen der fließenden Übergänge im Glimmergehalt und der zu geringen Mächtigkeiten der Kalkphyllite und Schwarzschiefer nicht möglich. Vielfach entsteht der Eindruck, daß die Schwarzschiefer durch Deformation aus den Kalkglimmerschiefern hervorgegangen sind. Selten sind in den Kalkglimmerschiefern reinweiße, zuckerkörnige Marmore zu finden. Es wurde versucht, diese trotz ihrer geringen Mächtigkeit (ca. 5 m) auszuhalten. Die Kalkglimmerschiefer bilden am Sparberkopf und im Rachengraben

zwei mächtige Horizonte, die durch einen Prasinitzug getrennt werden. An den Nordhängen des Radlgrabens sind die Karbonatabfolgen deutlich in ihrer Mächtigkeit reduziert und von mehreren kleineren Prasinitzügen durchzogen. Die Prasinite bilden hell-grasgrüne massige Gesteine. In stärker beanspruchten Bereichen kommt es zur Bildung von silbrig-grün glänzenden, welligen Grünschiefern. W bis SW des Ebenwaldes sind die Prasinite mit Quarziten vergesellschaftet. Am Sparberkopf und im Rachengraben bilden die Übergangsbereiche zwischen den Prasiniten und den Kalkglimmerschiefern Chlorit-Serizit-Schiefer. Es handelt sich dabei um ein stark beanspruchtes Gestein mit wechselndem Karbonat- und Quarzgehalt.

Der Übergangs- und Deformationsbereich zu den Quarzphylliten des Ostalpins ist gekennzeichnet durch Scherspäne verschiedenster Größe und Lithologie. Die Deformationszone kann vom Ebenwald, über den Radlgraben (Brücke 815 m), über Zlatting bis zum Rachenbach verfolgt werden. Der größte Span ist der Serpentin vom Ebenwald. W des Sonnbühels zwischen 1400- und 1500 m findet sich eindeutig anstehendes Material. Im SW grenzt der Serpentin mit tektonischem Kontakt gegen Quarzite. Mehrfach sind an der Grenze Ostalpin-Penninikum Karbonatgesteinsschollen von Zehnermeter Größe eingequetscht. Auf eine Imprägnierung der Deformationszone im Radlgraben (Brücke 815m) mit Erzlösungen sei hingewiesen. Die blau-grünen Beläge am Kontakt Serpentin-Quarzit und im Deformationsbereich im Radlgraben konnten durch Röntgendiffraktometrie und Röntgenfluoreszenzanalyse als Kaolinit mit geringen Cr- und Ni-Gehalten identifiziert werden.

Die oberste tektonische Einheit, die ostalpinen Quarzphyllite, sind im Ebenwald, Radlgraben ab Brücke 815 m bachabwärts, Liesertal und im Rachengraben zu finden. In dieser Einheit wurden Katschbergphyllite, Quarzphyllite und Diaphthorite des Kristallins zusammengefaßt. Eine makroskopische Unterscheidung dieser Schiefer ist im Gelände nicht oder nur sehr schwer möglich. Auch schwankt die mineralogische Zusammensetzung (Quarz- und Glimmergehalt) der Schiefer stark. Die Hellglimmer sind zumeist so groß, daß Einzelindividuen mit freiem Auge erkennbar sind. Besonders quarzbetonte Bereiche und Quarzite wurden durch eine Übersignatur gekennzeichnet.

Das Moränenmaterial ist durch m³-große Blöcke aus Zentralgneis gekennzeichnet. Weiterhin auffallend sind die Eisrandterrassen-Sedimente im Liesertal, bei Aich, beim Rubenthaler, unterhalb Zlatting und am Bachausgang Rachenbach. Auf den Talzusub des Liesertales ab Gmünd sei hingewiesen, da die Schiefer des Ostalpins besonders zu Rutschungen neigen.

Blatt 184 Ebene Reichenau

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau*)

Von REZA JAVANMARDI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Geländeaufnahmen erfolgten im Sommer 1988 im südöstlichen Teil des Kartenblattes. Das bearbeitete

Gebiet wird im N von der Linie Hochrindl-Alpl – Hochkogel bis zum Blattrand begrenzt, im S von der Linie Mösl – Sirnitz bis zum Blattrand.

Das Gebiet wird von Gesteinen der Stolzalpen-Teildecke der Gurktaler Decke eingenommen, die in der Hauptmasse aus schwach metamorphen altpaläozoischen Grünschiefern bis olivgrünen Phylliten bestehen. In diese sind in einigen Bereichen dm- bis m-mächtige basische (porphyrische) Vulkanitabkömmlinge, Quarzporphyroide, saure Ganggesteine sowie Karbonatlagen z. T. konkordant, z. T. diskordant eingeschaltet. Daneben finden sich Einschuppungen von wahrscheinlich permoskythischen Sandsteinen und Feinkonglomeraten.

Im Bereich N Sirnitz-Sonnseite an der Straße bei 1260 m konnten in den Diabasschiefern stellenweise dünne, violette Lagen von Aschentuffen sowie von hellgrünen Schiefen (mit Augit und Q+Fsp-Einsprenglingen) festgestellt werden. Die letzteren weisen oft rostbraune Verwitterungsfarbe auf.

SE Egarn treten in den grünen Phylliten Übergänge von leicht bräunlich-grünen bis violetten Typen sowie Lagen von gefalteten Grünschiefern von linsigen Plag.+Q-Einsprenglingen auf. Diese weisen einen gewissen Karbonatgehalt auf. Die polysynthetisch verwilligten Albit-Einsprenglinge sind karbonatisiert und serizitisiert. Die Zersetzung des Plag. ist z. T. so stark, daß nur Relikte des großen Kornes erkennbar sind. Nach dem Schlibbfund sind die Fsp-Einsprenglinge mit Wahrscheinlichkeit als ursprünglich primäre magmatische Plagioklase zu interpretieren. Karbonat ist z. T. verwilligt und teilweise unverwilligt.

Im oben erwähnten Aufschluß sind weiters dünne Lagen von hell- bis braungefärbten, feinkonglomeratischen Serizitquarziten eingeschaltet. 1–2 mm große, kantengerundete bis gut gerundete Q-Geröllchen treten in einer sehr feinkörnigen, feinschichtigen Matrix von Quarz und Serizit auf. Vereinzelt sind einfach verwilligte Albite, Turmalin sowie gedrungene sub- bis idiomorphe Zirkone festzustellen, die Einschlüsse aufweisen. Ein Dünnschliff einer Probe im Bereich N Sirnitz-Sonnseite weist völlig identisches Schlibfbild auf, sodaß eine Parallelisierung dieser beiden Gesteine als möglich erscheint.

In diesem Zusammenhang wäre ein Vorkommen solcher Feinkonglomerate NW des Kartierungsgebietes, SE Hochrindl-Alpl bei 1360 m nennenswert. Liegend besteht es aus bis 4 cm oval bis rundlichen Q-Geröllchen mit serizitischer Matrix (3–4 m mächtig).

Darüber folgt ein 3 m mächtiger, feinschichtiger, sandiger Serizitquarzit, der hell bis bräunlich gefärbt ist. Die Gesteine werden aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung als alpiner Verrucano gedeutet. Sie scheinen etwa konkordant in die altpaläozoischen Phyllite eingeschaltet zu sein. Der direkte Kontaktbereich ist allerdings nicht aufgeschlossen.

Die bereits oben erwähnten feinkonglomeratischen Quarzite von SE Egarn könnten ebenso zum alpinen Verrucano zuzuordnen sein.

An zwei Stellen, nämlich SW Sirnitz-Winkl, ca. 80 m E der kleinen Holzbrücke sowie 1 km E Mösl bei 1215 m, konnten 3–4 m mächtige, rostbraune, massige, eisenschüssige Dolomitmarmore angetroffen werden, die einen gewissen Kalkgehalt aufweisen. Das Gestein weist u. d. M. eine starke tektonische Beanspruchung und Zerbrechung auf. Die dadurch entstandenen

Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Paläozoikum
auf Blatt 184 Ebene Reichenau*)

Von JULIAN PISTOTNIK

Klüfte sind teilweise mit feinkörnigem CC und teilweise mit Q und CC sowie einzelnen bis ca. 3 mm großen, polysynthetisch verzw. Plag. gefüllt.

Als weitere Einschaltungen in den Phylliten konnten zwei Metavulkanite im SW des Gebietes, ca. 600 m W der Kote 1008 angetroffen werden. Im Liegenden tritt ein 4 m mächtiges, massiges, dunkelgrünes, porphyrisches Gestein mit Hbl-Einsprenglingen auf. Überlagert wird es von einem 4 m mächtigen Grünschiefer, der ebenfalls Hbl-Einsprenglinge aufweist.

Das massige Gestein besteht u. d. M. aus einer feinkörnigen Matrix aus Hbl. + Plag. + Q und Chlorit und vereinzelt Karbonat. Die bis zu 6 mm großen Hbl.-Einsprenglinge sind chloritisiert und serizitisiert. Daneben treten bis 1 mm große Einsprenglinge von polysynthetisch und einfach verzw. Plag. (Albit) auf. Auffällig sind von Hbl.-Einsprenglingen ausgehende nadelige Fortwachsungen, die in die Plag. einspießen.

Ein Vorkommen von Q-Porphyrroid findet sich W des Steinbruches NE Frankenberg (3 m mächtig).

800 m S der Kote 1128 bei 1200 m findet sich konkordant eingeschaltet ein 3–4 m mächtiger Albitgang, der sich überwiegend aus Plag. (Albit), daneben Q und sehr untergeordnet Serizit aufbaut. Es lassen sich zwei Bereiche mit deutlich unterschiedlicher Korngröße unterscheiden. Die grobkörnigeren Bereiche durchdringen gangförmig die feinkörnigeren und sind somit jüngere Rekristallite (möglicherweise alpin). Eine postkristalline Deformation ist an undulöser Auslöschung des Quarzes festzustellen.

Einschaltungen von grauen bis dunkelgrauen, vermutlich graphitischen Phylliten in den Metadiabasschiefern wurden auf der Karte nur dann ausgeschieden, wenn sie einige m Mächtigkeit besitzen (z. B. Hoehrl-Alpl, SE Surtmannhütte, 100 m W Kote 1128 sowie E Grillenberg). Auf eine weitere Unterteilung der Metadiabasschiefer wurde aufgrund ihrer Eintönigkeit verzichtet.

Bemerkenswert ist allerdings ein Quarzitzeröll-führender Horizont innerhalb des Schiefers im Graben NW des Ortes Sirnitz. Die Quarzitzerölle erreichen eine Größe bis 15 cm. U. d. M. zeigen sie eine beträchtliche Deformation (mylonitisches Gefüge) mit zwei Haupt-s-Richtungen. Diese Deformation dürfte den Geröllen nicht im heutigen Gesteinsverband aufgeprägt worden sein, sondern vor der Abtragung und Sedimentation, also bereits im Ursprungsgestein.

Weiter gegen NW konnten solche Q-Gerölle ca. 600 m E der Kote 1137 beobachtet werden.

NW Wippa bei 980 m wurden rippenartige kleine Felsen, die auffällig steil mit 45° gegen E fallen, beobachtet. Das hier häufige Auftreten von Q-Mobilisaten weist auf gesteigerte tektonische Aktivität in diesem Bereich hin.

Der geologische Aufbau des Gebietes wird von einem Großfaltenbau im 100 m-Bereich geprägt. Aufgrund des Verlaufs der Hauptschieferungen können zwei gegen N vergente Synklinale unterschieden werden.

Während im W-Bereich nur eine geringe Anzahl von Gefügedaten aufgenommen werden konnte, wurden hingegen im E-Bereich ältere mesoskopische WNW-ESE-Falten (N-vergent) und jüngere N–S- bis NNE–SSW-streichende Falten (E-vergent), unterschieden. Einer noch jüngeren Deformationsphase gehören die kleinen offenen Stauch-(Knick-)Fältelungen an.

In der SW-Ecke des Kartenblattes wurde der Tal-schluß des Mühlbaches von Arriach aufwärts begangen. Über intensiv verfalteten Granat-Zweiglimmerschiefern, die im Bereich Ober-Wöllan (auf ÖK 200) anstehen, folgen „phyllitische“ Glimmerschiefer mit kleinen (bis 0,5 cm) Granaten in den schieferigen Anteilen, deren Zuordnung – zum Basiskristallin oder Altpaläozoikum der Gurktaler Decke – unklar ist. Ab der Höhe der Wegerhütte (auf ÖK 183), ca. 1650 m, weist der Schutt nur mehr feinschichtig-quarzitische Phyllite aus, die sicher zur Stolzalpdecke zu zählen sind (gleiche Ausbildung wie im Gebiet Rottenstein – Zirkitzen und beiderseits des Gurktales von Patergassen abwärts). In 1670 m (schon auf ÖK 184) ist in den Phylliten (nur subanstehend) eine Lage eines intermediären Metatuff(it)s ? mit subidiomorphen, bis 2 mm großen Feldspatkörnchen in glimmerig-feinstkörniger Matrix eingeschaltet. Tuffitverdacht besteht auch für eine 3 bis 4 m mächtige Lage von quarzitischen, Chlorit und Feldspat führenden Schiefen in 1690 m an der W-Flanke des Talschlusses. Im Quellbereich des Rieslgrabens sind in die Phyllite ca. 10 m dünnbankige, feinkristalline dunkelgraue Kalke mit Übergängen eingeschaltet, in der Umgebung des Wöllaner Stadls tritt (schlecht aufgeschlossen) eisenschüssiger Dolomit (mit ? Mächtigkeit und Verbreitung) auf. Im Kammbereich zwischen Vorderem Wöllaner Nock und Kote 1788 tritt in den quarzitischen Phylliten, die z. T. in dünnplattige Quarzite übergehen, eine 2 bis 3 m mächtige Lage „graphitischer“ Phyllite auf.

Nördlich der Gurk und östlich Zedlitzdorf wurde der Bereich zwischen Gurktal im SW, Görzbach im NW und einer östlichen Begrenzung von Mösl im N über Steinbühel, Knüttelberg und Preiningerbach zum Gurktal im S aufgenommen. Im westlichen und südlichen Teil dieses Bereiches treten feinschichtig-quarzitische Phyllite auf, die nur in den Hangbereichen unter 1300 m in Aufschlüssen vorhanden sind. Die höheren Gebietsanteile sind praktisch vollständig durch Moränenmaterial verhüllt. Im Nordteil, d. h. im obersten Görzbach und in den Westhängen von Steinbühel und Knüttelberg liegen Vulkanite (Laven mit Pillowstruktur, allerdings meist bis zur Unkenntlichkeit verschiefert), graugrüne Tuffite, z. T. mit Chloritflatschen, und violette hämatitische Schiefer vor. Diese „Eisenhutschiefer-Serie“ ist im Gipfelbereich von Steinbühel und Knüttelberg mit dickbankigen, grobkörnigen Quarziten z. T. in Wechsellagerung verbunden, die insgesamt mehrere Zehnermeter Mächtigkeit erreichen und bisher bei anderen Vorkommen der „Eisenhutschiefer“ nicht angetroffen wurden. Der Lagerungsbezug sowie die Abgrenzung ist in diesem Bereich noch nicht befriedigend geklärt.

Südlich der Gurk wurde das Gebiet östlich des Haidenbaches bis zum Kirchergraben jeweils bis in ca. 1600 m Höhe begangen. Auch hier dominieren feinschichtig-quarzitische Phyllite, die allerdings öfters mehrere m mächtige Einschaltungen von Chloritschiefern aufweisen, die trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse manchmal zu Zügen von mindestens mehreren hundert Metern verbindbar sind. In einem größeren

Areal NE der Prenteralm gehen die quarzitischen Phyllite durch Verlust des schiefrigen Habitus in dünnbankige, teilweise bänderige Quarzite über, die durch wahrscheinlich faltungsbedingte, E-W-streichende Wiederholungen im Hangbereich mehrere Härtingsstreifen bilden. An zwei Stellen wurden im Haidenbach verschieferte basische Laven, in die quarzitischen Phyllite eingeschaltet, angetroffen. Die eine liegt im Mündungsbereich, die andere in 1220 bis 1240 m in der Grabensohle. Beide Vorkommen mit annähernd gleicher Mächtigkeit von ca. 15 m lassen lateral keine Verfolgung zu und dürften eine Wiederholung aus tektonischen Gründen darstellen.

Auf der Südseite des Gurktales wirken sich glaziale Bildungen erst über dem bisher begangenen Bereich, also über etwa 1600 m verhüllend aus. Die vereinzelt auch hier – wie auf der Nordseite – angetroffenen Trockentäler liegen allerdings in vergleichbaren Höhen und belegen damit ungefähr gleich hoch gelegene Eisränder, wenn man gleichzeitige Bildung voraussetzt.

Im Bereich der Eben westlich Maitratten wurde den Moränenwällen in der dortigen Terrassenlandschaft zu Korrelationszwecken mit der Talquartär-Aufnahme besonderer Augenmerk geschenkt. Die Wälle scheinen aus den Terrassenschottern herauszuragen, was für alle Niveaus ein jüngerer Alter trotz teilweise kräftiger Bodenbildung bedingt. Interessant erscheint die Verfolgung der Frage der Relation der hier auf 1060 m gelegenen Terrasse, die im Gebiet der Prekowahöhe etwas tiefer liegend einen Talboden vor der Tiebelanzapfung darstellen könnte.

Die im Grundgebirge aus den Geländeaufnahmen ableitbaren Deformationsverhältnisse lassen in den paläozoischen Schiefen mindestens vier Akte erkennen. Der Totfaltung der Quarzlagen in den Phylliten (Verdoppelungserscheinungen) folgte eine Umfaltung um flachliegende ENE-Achsen, die zur linsigen Ausbildung der Quarzlagen führte. Ein weiterer, bis zu isoklinen Falten (nicht immer) führender Deformationsvorgang bewirkte die Stengelung um W-E bis WNW-ESE liegende Achsen und wurde von einer offen-welligen, (häufig) E-vergenten Faltung um \pm N-S-Achsen gefolgt. Bis auf den letzten dürften alle Akte auch eine penetrative Schieferung bewirkt haben, während die jüngste Faltung oft mit einer weiterständigen Scherflächenschar einherzugehen scheint.

**Bericht 1988
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf den Blättern
184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg*)**

Von FRIEDRICH HANS UCIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die 1983 begonnene quartärgeologische Kartierung in den Kärntner Anteilen dieser beiden Kartenblätter wurde 1988 im Gebiet der Flattnitz und im Metnitztal fortgesetzt und fast völlig abgeschlossen, sodaß für 1989 nur mehr einige Ergänzungen und Überprüfungen verblieben.

Im Bereich des Metnitztales und seiner Seitengraben wurde die Kartierung durch die Arbeiten von H. SPREITZER, die in mehreren Veröffentlichungen niedergelegt

wurden, wesentlich erleichtert (u. a. Carinthia II, 142/2, 1953; Geologica Bavarica, Bd. 19, 1953; Carinthia I, 151. Jg., 1961). Die Aufsätze SPREITZERS enthalten viele wichtige Detailangaben, die heute teilweise nicht mehr überprüfbar sind, weil eben Aufschlüsse besonders in quartären Lockersedimenten meist sehr kurzlebig sind.

Am E-Rand des Kartenblattes finden sich im unteren Metnitztal E bis S von Staudachhof auf beiden Talseiten mehrfach nicht sehr deutliche Eisrandterrassen in Höhen zwischen 850 bis über 900 m. Diese Eisrandablagerungen besitzen meist eine mehr minder geneigte Oberfläche und eine unscharfe, verwaschene Unterkante – sie erinnern oft an Schwemmkegel oder Schutthalden, die an Gletscher seitlich angeschüttet wurden. Auf der rechten Talseite finden sich solche Aufschüttungen u. a. in der Umgebung der Gehöfte Grabner, Kuchler und Koller, auf der linken Seite im Bereich Lambauer – Hundsdorf. Diese Ablagerungen, die SE Muhrer in 770 m Sh. in einer kleinen, alten S-Ki-Grube noch notdürftig aufgeschlossen sind, markieren bereits die eingesunkene Eisoberfläche der ersten Rückzugsstadien, da im unmittelbar benachbarten, süd-exponierten Moserwinkel (N Staudachhof) Endmoränen und Eisrandterrassen bis über 1000 m Sh emporreichen. Der maximale Eisstand wird hier durch die Reste eines breiten, quer über den Talboden ziehenden Walls beim Prieger (orogr. rechts) bzw. bei der Kote 1025 (links) markiert. Nördlich dieses Endwalls des in das Seitental vorgedrungenen Seitenlappens des Metnitzgletschers liegt ein breites Becken (ca. 600×350 m), das früher wahrscheinlich von einem heute verlandeten See erfüllt war, dessen Abfluß den stauenden Wall tiefreichend durchschnitten hat. Rechtsseitig reichen Gerölle beim Kogler bis etwa 1100 m empor. An den Endwall schließen sich talauswärts auf beiden Grabenseiten ausgedehnte Eisrandterrassen in 900–1000 m Höhe an (rechtsseitig: Hubmann – Wiesen; links: Kote 1025 – Zmuck).

Mehr oder weniger terrassenartige Eisrandablagerungen finden sich auch talaufwärts von Grades auf beiden Talseiten in zahlreichen kleineren und größeren Resten in recht unterschiedlicher Höhenlage. Die Parallelisierung der Reste untereinander und ihre zeitliche Einstufung ist vor allem wegen der isolierten Lage der meisten Vorkommen sehr schwierig; einige sind sicher der Kamesterasse von Grades (Feistritzer Stand) zuzuordnen (u. a. S Maria Höfl, im Winkel zwischen Preinigbach und Metnitz, beim Partigger S Wh. Seppmüller, Wadlitzer rechts der Wöbringbachmündung). Höhergelegene fluviatile Sedimentreste finden sich z. B. S von Metnitz N des Gehöftes Duller (925 m Sh) sowie zu beiden Seiten des unteren Preinigbaches beim Preißmar (ca. 920 m) und E Plank (ca. 1000 m); kleine Schottergruben schließen bei zwei dieser Vorkommen etwa talabwärts (= etwa gegen E) einfallende Ki-s-Lagen auf – es könnte sich um Deltaschüttungen in Eisrandseen handeln.

Die zur Zeit SPREITZER's noch sehr gut aufgeschlossenen Su bis T des spätglazialen Staueses im Oberhofer Becken sind derzeit kaum zu beobachten. Lediglich in zwei schon \pm verwachsenen und stark verrutschten Aufschlüssen am rechten Metnitzufer ca. 800 bzw. 1200 m flußaufwärts der Wöbringbachmündung sind noch bis mehrere Meter über dem Fluß mehr schlecht als recht graue Su bis T zu sehen. Der Aufschluß beim Lindenwirt (vgl. SPREITZER) ist verschwunden, hingegen

zeigt ein alter, größtenteils schon verwachsener und verrutschter Abbau in der Terrasse von Oberhof (SSW Lindenwirt) an seinem Oberrand (also etwa in der Höhe der Terrassenoberkante) eine Folge horizontaler, mm-dünner Lagen von schwach su-führenden f+mS-Ablagerungen mit etwas gs und isolierten ki – insgesamt Ablagerungen eines sehr langsam fließenden bis stehenden Gewässers.

Da die Oberkante dieser Terrasse von Oberhof (mit 1016 m) wesentlich höher liegt als die Eisrandterrassen des Feistritzer Standes (z. B. bei der Mündung des Wöbringbaches in etwa 900–910 m) erscheint mir die Verbindung der Oberhofer Terrasse mit den Eisrandablagerungen von Grades – wie es SPREITZER versucht – überaus fraglich. Vielleicht entstand hier in einer Spätphase neuerlich ein Stausee hinter einem noch unbekanntem, höheren Sperriegel – immerhin finden sich rings um das Oberhofer Becken mehrfach Terrassenreste in etwa gleicher Höhenlage von ca. 1010–1020 m (u. a. Lattinig, Unterwulz).

Die von SPREITZER W der Oberhofer Terrasse konstatierten Moränenwälle erscheinen mir fraglich, es dürfte sich hier eher um Erosionsformen in Lockersedimenten am Talrand handeln.

Im Bereich des geologischen Fensters von Oberhof (Regger – Glanzer) hat der Gletscher mehrere aus Granitgneis bestehende Hügel am Talboden glazial über-schliffen und zu Rundbuckeln geformt.

Die von SPREITZER im inneren Schwarzenbachgraben vermerkten Schlernmoränen einer Lokalvergletsche-rung (Gebiet Tabernig – Ofner) konnten nicht mit Sicherheit bestätigt werden. Zweifellos liegt hier eine mächtige Verfüllung des Tales durch Lockermassen vor (?Auffüllung des ehemaligen Zungenbeckens?), die durch den Bach in rückschreitender Erosion bereits wieder in einem beträchtlichen Ausmaß ausgeräumt wurde, deutliche Endmoränenwälle konnten jedoch nicht beobachtet werden. Auch das Anwesen Drone-berger im rechten Seitenast des innersten Schwarzen-bachgrabens liegt auf mächtigen Lockersedimenten, die wahrscheinlich hinter dem Eisrand gestaut wurden.

Im Tal des Wöbringbaches sind ca. 300 m E bzw. et-wa 400 m N Pechmann am rechten Talhang in rund 950 m Höhe bis mehrere hundert Meter lange Rücken ähnlich Ufermoränen dem Berghang vorgelagert.

Sowohl der Graben NW Gully (Oberhof-Sonnseite) wie auch das Tal von Unteralpe münden ins Haupttal mit Steilstufen, die an Hängetäler erinnern; ob die heu-te tief durchschnittenen Steilstufen die Höhe des Eis-schurfes andeuten, muß erst untersucht werden.

Auch durch das Paaltal und über die Flattnitzhöhe floß im Hoch- und beginnenden Spätglazial Gletscher-eis ins Gebiet der Gurk über. Im Gebiet der Flattnitz spaltete sich der Gletscher in zwei Äste, von welchen einer gegen S ins Glödnitz- und der andere gegen E ins Metnitztal vordrang; weder im engen innersten Glödnitztal noch im obersten Metnitztal haben diese Glet-scher wesentliche Ablagerungen und Spuren hinterlas-sen, selbst Gerölle sind auf den steilen und i. a. gut bewachsenen Waldhängen oft weithin nicht zu finden. Lediglich im Bereich von Jauernig/Glödnitztal stellen Hangverebnungen beim Bauern im Ort (ca. 1140–1150 m Höhe) und beim Sumper (1050 bzw. auch in 1160 m) wahrscheinlich Reste von Eisrandabla-gerungen dar.

Der Kuster (1669 m) am Süden der Flattnitzhöhe teilte den Eisstrom in zwei Äste und überragte ihn als Nunatak, denn in seinem Gipfelbereich (oberhalb etwa 1620 m) sind keine erratischen Blöcke oder Gerölle zu finden. Der Rückzug des Gletschers im Gebiet der Flattnitz gegen N erfolgte in mehreren Etappen. Ein er-ster Halt wird durch einen flachen, heute durchschnittenen Endwall im Tal W des Kuster in ca. 1480–1490 m markiert – das Eis konnte in dieser Zeit den Sattel zum Glödnitztal (ca. 1530 m) nicht mehr überwinden, wahr-scheinlich aber noch den wesentlich tiefer gelegenen Übergang NE des Kuster (ca. 1400 m).

Die nächste Rückzugsetappe ist durch teilweise sehr schöne Ufer- und Stirnmooränen rings um die „Lackn“, das von den Häusern des Ortes Flattnitz umgebene Moorgebiet, gekennzeichnet; die Wälle finden sich zwi-schen der Bundesstraße und der Kirche von Flattnitz, weiters ca. 450 m S der Kirche (Gletscherstirn) sowie N–NW der Spitzeralpe. Die „Lackn“ erfüllt heute das Zungenbecken dieses Standes. Ein weiterer Rückzugs-halt ist durch Wallmooränen, die den nordwestlichen Ausgang des Flattnitzer Beckens sperren (ca. 800–1000 m NW der Kirche), angedeutet. Dann zog sich der Gletscher im Tal des Flattnitzbaches offenbar ohne Halt mehrere Kilometer weit gegen N bis zum Zu-sammenfluß von Flattnitz- und Glanackenbach zurück; hier muß es zumindest zu einem Zwischenhalt gekom-men sein, da – vermutlich hinter der stauenden Glet-scherstirn – im Tal des Flattnitzbaches relativ mächtige Sand-Kies-Sedimente aufgeschüttet wurden. Diese Aufschüttung wurde zwar vom Flattnitzbach in rük-schreitender Erosion teilweise schon wieder abgetra-gen, ein großer Terrassenrest ist aber noch bei der Schafferalpe erhalten, wo auch eine große, aber bereits fast völlig wieder verwachsene Kiesgrube die Sande und Kiese mit ± horizontaler Schichtung aufschließt.

Eisrandterrassen am rechten Hang des Flattnitztales N der Aicherhütte markieren die bereits stark eingesun-kene Eisoberfläche des Rückzuges. Der Eishöchst-stand wird vor allem durch Blockwerk und Gerölle so-wie glaziale Überformung angezeigt und wurde bereits von SPREITZER übersichtsmäßig dargestellt.

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den metamorphen Serien auf Blatt 185 Straßburg*)

Von GEORG KLEINSCHMIDT,
DITMAR BERZ, HANS-PETER BIALLAS, ANNETTE BINGEMER,
BRIGITTE GANTER, DETLEF GLITSCH, ERHARD HEINRICH,
MARTIN HENNEBERG, MICHAEL HÖCK,
BERNDT KANNENGIESSER, PETER LANGGUTH
& HARTMUT MÜLLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Fortsetzung der Aufnahmestätigkeit betraf wie im Vorjahr den Norden und Westen des Blattes. Bei fast allen Teilgebieten handelt es sich um Diplomkartierun-gen (*) der Universität Frankfurt am Main, von denen vor allem im Norden etliche zum Abschluß gebracht

werden konnten (**). Am Westrand des Blattes konnten die Aufnahmen weiter nach Süden bis an den Gurkfluß vorangetrieben werden. Die Teilgebiete von W nach E und von N nach S sind:

- 1) Lichtberg – Dolzerkogel – Eselberg (D. GLITSCH**).
- 2) Lichtberg – Eselkreuz – Hemmawand (P. LANGGUTH**).
- 3) Oberhof – Mödringbach – Mödringberg (M. HÖCK**).
- 4) Feistritz-Schattseite – Schneßnitz – Bachl (G. KLEINSCHMIDT).
- 5) Weißberg – Granig Weithalt – Dolzerkogel (E. HEINRICH**).
- 6) Zauchwinkelgraben – Graibachtal (N Faillacherkreuz) (M. HENNEBERG**).
- 7) Hundsdorf – Lamerhöhe (B. GANTER**).
- 8) Glödnitz – Moos – Eden – Laas (D. BERZ*).
- 9) Lassenberg zwischen Glödnitztal und Zauchwinkel (H. MÜLLER*).
- 10) Mödringbachtal – Zweinitzbachtal (Umgebung des Gurnick) (A. BINGEMER*).
- 11) Meisenberg – Göschelsberg (B. KANNENGIESSER*).
- 12) Kalsberg (H.-P. BIALLAS*).

Wie in den Berichten für 1983 und 1986 (KLEINSCHMIDT et al., 1984 und 1987) ausführlicher angegeben, gilt für alle Teilgebiete, daß die vorläufige Seriergliederung und die Abfolge der strukturgeologischen Elemente (vor allem 1.–6. Falten, 1.–6. Schieferung) auf Arbeiten von BECK-MANNAGETTA (1959) bzw. v. GÖSEN (1982) fußt. Zu ergänzen ist jedoch, daß in den drei südwestlichsten Gebieten (Nr. 8, 11 und 12) deutlich schwächer metamorphe Gesteine dominieren (nach Feldansprache „very low grade“). Zugleich weisen diese Gesteine eine Deformationsphase weniger auf: prägendes „s“ ist hier ein s_2 , deutlich transversal zu s_1 . Spätere Überprägungen kommen lokal vor.

1) Lichtberg – Dolzerkogel – Eselberg (GLITSCH)

Das Kartiergebiet umfaßt am Westrand des Blattes die unmittelbare Umgebung des Metnitztales. Die morphologisch tieferen Bereiche (südlich der Metnitz unterhalb ca. 1200 m SH, nördlich unterhalb ca. 1350 m SH) gehören dem „Altkristallin“ (Mittelostalpin) an, die höher gelegenen Gebietsteile um den Lichtberg und um Eselberg und Dolzerkogel der „Gurktaler Decke“ (Oberostalpin). Die Struktur der Karte wird durch die auch regional prägende Schieferung s_3 bestimmt, die von N nach S, nach NW, W und schließlich SW einfällt.

Das Gebiet wird vom Liegenden zum Hangenden aus folgenden Gesteinseinheiten aufgebaut:

- Augengneis reicht nur am Ostrand oberhalb der alten Scheune westlich Glanzer knapp in das Gebiet herein. Das Gestein ist grau bis beige, sondert dickplattig ab, die Feldspatauge sind in s_3 eingeregelt.
- Granat-Graphitschiefer kommt im Uslbach vom Metnitztal bis auf ca. 1100 m Seehöhe hinauf vor und keilt nach Westen zu am Hang gegenüber Diezl aus. Das Gestein ist graphitgrau, erscheint fast massig

und enthält Granatlagen. HAIGES (1985) hat es als „Oberhofer Karbon“ eingestuft.

- Heller Quarzit erscheint im Uslbach und Labiegerbach als ca. 200 m mächtiges Paket, das nach Osten allmählich auskeilt (vgl. Ber. LANGGUTH, 1986). Westlich Labiegerbach geht er wahrscheinlich faziell in Granat-Graphitschiefer über. HAIGES (1985) bezeichnete den Quarzit als „Metakonglomerat des Oberhofer Karbons“.
- Granatglimmerschiefer enthält zwar 0,5 bis 1 cm große Granaten, ist aber dennoch meist phyllonitisch ausgeprägt. Parallel zu s_3 sind Amphibolitkörper eingeschaltet, z. T. als Hornblendegarbenschiefer ausgebildet. Am Ostrand des Kartiergebietes reicht der Glimmerschiefer nördlich der Metnitz bis auf ca. 1400 m Sh, südlich der Metnitz bis 1320 m Sh. Nach Westen zum Blattrand hin keilt die Einheit fast bis zum Talgrund aus. HAIGES (1985) hat das Gestein als „Oberhofer Serie“ an die Basis des Oberostalpins gestellt.
- Phyllitischer Glimmerschiefer, z.T. granathaltig, reicht südlich der Metnitz bis ca. 1450 m Sh, nördlich der Metnitz bis ca. 1700 m Sh. Westwärts zieht die Einheit zur Talsohle herunter. Phyllitischer Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer werden durch eine etwa 20 m mächtige Zone getrennt, in der beide Typen miteinander wechseln und die eine bedeutende Bewegungsbahn darstellen dürfte (s. LANGGUTH, 1986).
- Die Gesteine der Biotit-Chloritschiefer-Serie sind von den phyllitischen Glimmerschiefern nicht scharf abgrenzbar. Ihre verschiedenen Typen (u.a. Quarzphyllite, Phyllite i.a.) bilden die Gipfelregionen von Lichtberg, Dolzerkogel und Eselberg.

2) Lichtberg – Eselkreuz – Hemmawand (LANGGUTH)

Die abschließenden Arbeiten im Kartiergebiet betreffen in erster Linie die Aufnahme tektonischer Daten und die Klärung tektonischer Verhältnisse in den tektonischen Schlüsselzonen des Oberhofer Fensters. Im Bereich Oberhof-Schattseite wurde der aufgelassene Dolomitsteinbruch südlich Regger tektonisch detailliert aufgenommen, um die Lagerungsverhältnisse des Dolomites innerhalb des sogenannten Oberhofer Karbons (HAIGES, 1985) zu klären. Ebenfalls detailliert aufgenommen wurde der kleine Dolomitaufschluß nordwestlich Glanzer. Er belegt zusammen mit dem Dolomit des Nordhanges die sattelartige Aufwölbung des Fensterbereichs.

Der Orthogneis im Kern des Fensters streicht um etwa 45° und erreicht zwischen Glanzer und Gully mit ca. 900 m seine größte Längserstreckung. Im NE-Bereich bricht der Gneiskörper abrupt und gradlinig ab, höchstwahrscheinlich eine störungsbedingte Grenze, die nicht direkt aufgeschlossen ist. Sie wird jedoch durch den Verlauf des Lichtbergbaches und die Nordostabgrenzung des Gneiskörpers nachgezeichnet. Außerdem sind nordöstlich Gully auf etwa 1050 m Seehöhe mehrere kleine Verwerfungen zu kartieren, die zur Hauptstörung parallel verlaufen und deutlich ostabschiebend sind.

Im Kontaktbereich der Granatglimmerschiefer zu den überlagernden granatführenden phyllitischen Glimmerschiefern ließ sich im Unterschied zur Abgrenzung der phyllitischen Glimmerschiefer gegen die Quarzphyllite und Phyllite ein Band kataklastischer Bereiche auskar-

tieren. Die Hangendgrenze der Granatglimmerschiefer erweist sich somit als Bewegungsbahn.

3) Oberhof – Mödringbach – Mödringberg (HÖCK)

Der Nordwesten des Kartiergebietes wird vom „Altkristallin“ des Oberhofer Fensters gebildet: Im Bereich Bachlergraben bis etwa Gehöft Gugler lassen sich feine bis grobknotige Granatglimmerschiefer (z. T. diaphthoritisch) mit Einschaltungen von Granatquarziten, Granatphylloniten und dm-mächtigen Lagen von Hornblendegarbenschiefen verfolgen. Relativ häufig treten in diesen Gesteinen der Granatglimmerschieferserie große Biotitblasten (bis max. 5 mm Ø) auf, die wie Granat zum Hangenden hin immer seltener werden. Würmeiszeitliche Ablagerungen und Terrassenbildungen verdecken den weiteren Verlauf der Grenze zur überlagernden „Übergangsserie“ im NE des Gebietes.

Die „Übergangsserie“ (sensu v. GOSEN, 1982 u. HAIGES, 1985) ist in ihrem basalen Teil noch deutlich granatführend ausgebildet. Über geringmächtigen phyllitischen Granatglimmerschiefern mit Einschaltungen von Granatamphiboliten, kohlenstoffführenden Gesteinen und granatführenden Phylloniten folgen quarzitisches Phyllonit und quarzitisches, phyllitisches Glimmerschiefer. Granat tritt in den höheren Anteilen der „Übergangsserie“ nur noch vereinzelt auf.

Über der „Übergangsserie“ folgt bis zum Gipfelbereich des Mödringberges die Biotit-Chloritschiefer-Serie. Die Liegendgrenze wurde mit dem vermehrten Auftreten von phyllonitischen Gesteinen und Einschaltungen von (amphibolführenden) Grünschiefern ausgehalten. Die im basalen Bereich recht eintönig aus überwiegend Biotit-Muskovit-Chlorit-Quarzphylliten aufgebaute Serie wird etwa von Schaffer aufwärts (ca. 1320 m Sh) durch Quarzphyllite und helle Feldspatschiefer bereichert. Zum Hangenden hin nehmen im Gipfelbereich des Höhenzuges Lamerhöhe – Mödringberg die Anteile von Quarzphylliten, feldspatreichen Biotit-Chloritschiefern und Feldspatschiefern deutlich zu. Eine genaue Abgrenzung dieser lithologischen Änderung ist jedoch wegen der Schuttüberdeckung am Nordhang des Höhenzuges nicht möglich. Als tektonische Einschaltung innerhalb der Biotit-Chlorit-Schieferserie setzen ab Gehöft Schubrand Gesteine der Kohlenstoffphyllitserie ein. Störungsbedingt versetzt ziehen sie, schnell an Mächtigkeit zunehmend, am Nordhang der Lamerhöhe nach E bis SE. Die Serie wird überwiegend aufgebaut aus Kohlenstoffphylliten, Kohlenstoffquarziten (\pm Granat), Muskovit-Kalkschiefern und Quarziten. In wenigen Linsen sind unreine Marmore und (Epidot-Chlorit-) Grünschiefer eingeschaltet. Die Hangendgrenze wird zur überlagernden Biotit-Chloritschiefer-Serie am Nordhang der Lamerhöhe durch helle fuchsitführende Vulkanite, fuchsitführende Kalkphyllite und Magnetitblastenschiefer gekennzeichnet.

Die kartierten Bruchstörungen verlaufen überwiegend NE-SW, NW-SE und vereinzelt \pm N-S. Sie korrelieren etwa mit den Kluffmaxima. Eine NE-SW streichende Störung versetzt ostabschiebend die Kohlenstoffphyllit-Serie gegen Gesteine der Biotit-Chloritschiefer-Serie. Sie begrenzt auch das Auftreten von unreinen Marmoren gegen Westen im Tal des Mödringbaches. Eine \pm N-S gerichtete Störung verläuft am Nordhang der Lamerhöhe und versetzt ebenfalls Gesteine der Kohlenstoffphyllit-Serie gegen Biotit-Chlorit-Schieferserie, allerdings ostaufschiebend. Verschiedene NW-SE ge-

richtete Störungen lassen sich im Bereich Bachlergraben bis Gehöft Gugler nachweisen und zeigen eine staffelartige, ostabschiebende Struktur auf; es werden Gesteine der Übergangsserie gegen Granatglimmerschieferserie versetzt.

Mehrfachdeformation und Überschiebungstektonik lassen sich insbesondere im Bereich S Oberhof belegen. Häufig konnten zwischen N und E variierende Richtungen des Deckentransports beobachtet werden. Str3-Lineare sind überwiegend E-W gerichtet.

Würmeiszeitliche Ablagerungen bilden im Norden des Aufnahmegebietes W Oberhof mächtige Moränen und ließen sich durch erratische Blöcke bis auf ca. 1350 m Sh (300 m N Höhe 1361) nachweisen.

4) Feistritz-Schattseite – Schneßnitz – Bachl (KLEINSCHMIDT)

Die im Vorjahr erfolgte Aufnahme der Umgebung der Paßhöhe Prekova wurde vor allem in nordöstlicher, westlicher und südlicher Richtung ausgedehnt. Die tektonostratigraphisch tiefsten Gesteine erscheinen E bis NE Schickbauer und S Walder: Amphibolite und darüber stark durchbewegte diaphthoritische Glimmerschiefer mit bis zu vierfacher Isoklinalfaltung, deformierten älteren Glimmern (Biotit) und wenig im Gelände erkennbarem Granat. Die Gesteine dürften der „Übergangsserie“ v. GOSEN's (1982) zuzurechnen sein. Sie gehen ohne erkennbare Grenze in phyllitische Glimmerschiefer über, die weniger stark deformiert erscheinen, immer wieder (z.B. NW Prekova, N und SE Plieschnig) kleinen Granat, N Prekova und Plieschnig Magnetitoktaeder, gelegentlich beides führen. Wenn auch die Aufnahme der Grenze diaphthoritische/phyllitische Glimmerschiefer zusätzlich durch glaziale und postglaziale Schuttbedeckung stark beeinträchtigt wird, ist sie doch von entscheidender Bedeutung, dürfte doch hier die Bewegungsbahn zwischen Mittel- und Ostalpin zu suchen sein. Jedenfalls ist bereits im Gelände der retrograde Charakter der Metamorphose im Liegenden und der prograde im Hangenden dieser Grenze deutlich.

Die phyllitischen Glimmerschiefer verzahnen sich zwischen Walder und Plieschnig mit den Gesteinen der Biotit-Chloritschiefer-Serie, deren Biotit-Chlorit-Schiefer vor allem zum Hangenden hin zunehmend grünschieferartig werden, oft mit Karbonatführung. Solche Grünschiefer charakterisieren die Biotit-Chloritschiefer-Serie im Raume Feistritz-Schattseite und Bachl/Winklern. Darüber folgen, den Höhenrücken Salzerkopf – Prekova – Plieschnig aufbauend, die Serie der Murauer Kalke bzw. Marmore und die Kohlenstoffphyllitserie. Dabei fällt die Marmorserie westlich der Linie Habersack – Salzer aus, denn hier folgen die Kohlenstoffphyllite direkt über der Biotit-Chloritschiefer-Serie. Die östlichsten Vorkommen der Kohlenstoffphyllite ruhen etwa 700 m SE Prekova auf Marmor. Die Marmorserie besteht nur im oberen Teil aus überwiegend echten Marmoren, so zwischen Prekova und Plieschnig (vgl. Bericht f. 1987), von Prekova ca. 1 km nach WSW, von Plieschnig bis Gamming und S Zwatz. Im übrigen besteht die Serie vorwiegend aus karbonatischen Phylliten, vor allem N Bachl. Eingeschaltet sind bei Plieschnig weißer Feldspatschiefer (Metatrachyt?) und absandender Karbonatquarzit.

Die im Vorjahr kartierte südabschiebende Störung Schickbauer – Prekova konnte nach SE in Richtung Oberwinkler verlängert werden. Unsicher im Verlauf, in etwa aber wohl N-S-gerichtet, sind zwei kleinere Ab-

schiebungen: eine quert den Höhenrücken N Zwatz, die andere verläuft 150 m NW/W Gamming; beide sind ostabschiebend.

Würmzeitliche Geschiebe finden sich in der Umgebung der Straßenkehren südlich Walder. Von hier aus wird das Moränenmaterial dem holozänen Hangschutt (N Schickbauer) und jungen Rutschmassen (von Höhenpunkt 1032 gegen Wh. Reggerhof) beigemischt. Verbreiteter Hangschutt behinderte die Grundgebirgskartierung vor allem in der Nordhälfte des Aufnahmegebietes zwischen Feistritzbach und Schickbauer und SE Walder, außerdem in Schneßnitz um Soldering und in Bachl S Gamming.

5) Weißberg – Granig Weithalt – Dolzerkogel

(HEINRICH)

Die Kartierung des Gebietes Weißberg – Granig Weithalt – Dolzerkogel wurde mit der umfassenden Aufnahme von Gefügedaten abgeschlossen. Außerdem wurde eine systematische Beprobung zur Regelung der Quarzteilgefüge in den Einheiten Biotit-Chloritschiefer (oben), Quarzphyllite (unten) und in ihrem Grenzbereich durchgeführt: mit ihrer Hilfe soll nachgewiesen werden, daß die Quarzphyllite den „phyllitischen Glimmerschiefern der Übergangsserie“ angehören und von ihrem Hangenden, den Biotit-Chloritschiefern, durch eine größere Bewegungsbahn getrennt sind. Die Feldbeobachtungen lassen dies zwar u.a. wegen kleiner Grünschiefer- und Kalkphyllitschuppen oder -scherlinge vermuten, täuschen jedoch durch die allmähliche Größenzunahme der Glimmer einen kontinuierlichen Übergang vor.

Die Gefügeentwicklung der beiden Einheiten Biotit-Chloritschiefer und Quarzphyllite ist für die frühen Deformationen (D_1 bis D_4) unterschiedlich, jedoch ist allgemein s_3 die prägende Schieferung; sie fällt flach nach W bis SW ein.

In den Biotit-Chloritschiefern sind die s-parallelen Quarzgänge durch D_2 isoklinal verfaultet. Die B_2 -Achsen sind jedoch kaum meßbar, denn sie sind im Zuge der dritten Deformation D_3 um B_3 gewickelt und treten nur noch reliktsch in den B_3 -Faltenscharnieren auf. Ebenso ist s_2 nur als seltenes Relikt in quarzitischen Bereichen im mm-Abstand zwischen s_3 -Flächen erhalten. s_4 durchschlägt in cm- bis dm-Abständen mittelsteil nach W bis NW fallend s_3 .

In den Quarzphylliten wird s_2 in kompetenteren Partien durch D_3 in scharfe, fast isoklinale Falten gelegt, deren Schenkel in das prägende s_3 einrotiert sind. Hier sind im Gegensatz zu den Biotit-Chloritschiefern nur selten Quarzanreicherungen in den Faltscharnieren zu beobachten. D_4 hat zur Bildung einer weitständigen Bruchschieferung geführt, kann aber auch scharfe Knickfalten mit steil abtauchenden Ostschenkeln erzeugen. In den inkompetenteren gebänderten Quarzphylliten erzeugt sie auch auffällige Faltenformen wie Koffer- oder Pilzfalten kleiner Amplitude mit NW–SE streichenden Faltenachsen.

Die 5. und 6. Deformation erfaßt alle Gesteinseinheiten gleich: D_5 ruft einen offenen Faltenbau im 5- bis 10-m-Bereich mit flach nach S einfallenden Achsen hervor; vereinzelt werden steil nach E einfallende Trennflächen mit ausgeprägtem E-abschiebendem Bewegungssinn (Harnische!) angetroffen, die als eine 5. Schieferung gedeutet werden können. D_6 ist als letzter Deformationsakt manchmal als flache Wellung mit nur

indirekt ermittelbaren, NE–SW streichenden Achsen zu erkennen.

6) Zauchwinkelgraben – Graibachtal (N Faillacherkreuz)

(HENNEBERG)

Im Bereich des Faillacherkreuzes (1257 m Sh) konnten von den weit verbreiteten Biotit-Chlorit-Quarz-Phylliten der Biotit-Chloritschiefer-Serie Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllite abgetrennt werden. Sie sind zwar den umgebenden Phylliten sehr ähnlich, zeigen jedoch makroskopisch besonders hell glänzende s_3 -Flächen und deutlichere Grünfärbung, u.d.M. einen wesentlichen Gehalt an Fe-Chloriten. Wie die Biotit-Chlorit-Quarz-Phyllite besitzen sie ein deutliches ecc-Gefüge (= s_4) mit ostwärtigem tektonischem Transportsinn; s_4 fällt generell flach nach Osten. Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit bildet einen 300 m breiten Streifen von der Höhe 1304 nach Süden. Im Liegenden folgen im Osten unmittelbar die Biotit-Chlorit-Quarz-Phyllite, nach Westen schiebt sich ein Grünschiefer mit deutlichem Karbonatgehalt dazwischen.

Grünschiefer und Serizit-Chlorit-Quarzschiefer werden im Norden scharf abgeschnitten: eine W–E verlaufende Störung läßt sich luftbildgeologisch und durch Geländebefunde wie kataklastische Bereiche, tektonische Brekzien, vermehrtes Auftreten von Gangquarzblöcken, Nässezonen und unregelmäßige Abweichungen vom Generalstreichen zwischen dem Graibachtal E Herrentaler über die Höhe 1304 und Trebitzer zum Höhenwurz nachweisen. Zwischen 250 m S Galli und Trebitzer gabelt sich die Störung auf; nördlich der Höhe 1304 ist daher grabenartig eingesenkt das Hangende der Biotit-Chlorit-Quarz-Phyllite, ein Feldspat-Glimmer-Phyllit, erhalten. Dieses Gestein bildet auch den Grat nördlich der Höhe 1387. Südlich dieser Höhenmarke ist der Feldspat-Glimmer-Phyllit-Zug auf 600 m Länge unterbrochen, denn eine weitere E–W-Verwerfung, aus dem Graibachtal E Feistritzer über Punkt 1387 nördlich an Brunner vorbei nach E ziehend, setzt nordabschiebend stratigraphisch Tieferes neben die Feldspat-Glimmer-Phyllite. Der Streifen Bacher (im W) – Brunner/Trebitzer (im E) bildet daher einen Horst, der im wesentlichen aus Biotit-Chlorit-Quarz-Phyllit und Epidot-Chloritschiefer aufgebaut ist.

SW Bacher konnte auf 500 m Länge niveaunkonstant (um 940 m Sh) umgelagerter Glazialschutt ausgehalten werden. 500 m S Bacher ist er in der Wegböschung (Brücke) mit 6–8 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Geschiebekomponenten umfassen außer lokalem Phyllitmaterial allochthone Grungesteine und Gneise.

7) Hundsdorf – Lamerhöhe

(GANTER)

Zwischen dem Feistritz- und dem Vellachbach treten in Feistritz (Oberort) Gesteine der Kohlenstoffphyllit-Serie auf. Den tiefsten Teil dieser Serie bilden Glimmer-Quarz-Schiefer (\pm Granat). Sie sind um den Oberlauf der Feistritz (weitere Umgebung von Gadotzer und Winkler) verbreitet. Den höheren Teil der Serie bilden die eigentlichen Kohlenstoffphyllite (Lamer – Großholzer), von denen sich ein quarzitischer Typ abtrennen ließ (um die Höhe 1380). Kohlenstoffquarzite stehen rd. 400 m SE Lamer in F.-Oberort an. In der Vellach W Großholzer wurde außerdem eine makroskopische Abtrennung von Glimmerphylliten innerhalb der Kohlenstoffphyllit-Serie vorgenommen. Diese unterscheiden

sich von den Kohlenstoffphylliten i. e. S. durch einen geringeren Kohlenstoffgehalt, helle, mattgraue Färbung und ein feinschiefrigeres Gefüge. Die Kohlenstoffphyllite i.e.S. zeichnen sich durch eine sehr intensive Deformation und Mehrfachfaltung (bis F_4) aus, im Bereich der Kohlenstoffquarzite treten zusätzlich offene Falten im m-Bereich auf ($F_5?$). Eingeschaltet in die Gesteine der Kohlenstoffphyllit-Serie sind in der Feistritz und im Vellachtal kleine Marmorvorkommen. Diese Marmore sind z.T. stark verunreinigt und gehen in karbonatische Phyllite über; ihre Farbe variiert zwischen gelblich-weiß und blau-grau. Desweiteren sind Linsen von Kalkglimmerphyllit und Quarzit auskartiert worden.

Auf der Lamerhöhe fällt ein hellbeiges, fast weißes Gestein auf, das nur in Lesesteinen nachgewiesen werden konnte, dies allerdings recht häufig, so daß das entsprechende Anstehende dort zu vermuten ist. Das Gestein erinnert an Metatrachyt oder -keratophyr und besitzt ein ausgeprägtes Mylonitgefüge. Im Zweinitztal konnten innerhalb der Biotit-Chloritschiefer-Serie Quarzphyllite (unten) und Feldspatschiefer (oben) abgegrenzt werden. Die Feldspatschiefer ziehen im ganzen Gratbereich (Zweinitzbachtal – Mödringberg – Höhe 1446 – Lamerhöhe) bis in die Feistritz und werden dort von einer NW-SE-Störung gegen die Gesteine der Kohlenstoffphyllite abgegrenzt. Die Störung verläuft von knapp W Lamerhöhe über Lauchard in das Feistritz-tal.

Drei weitere Störungen streichen Nord-Süd; sie sind anhand von Nässezonen, morphologischen Depressionen, Störungsquarzen und kataklastischen Bereichen in einigen Aufschlüssen auskartierbar gewesen. Es handelt sich um die Störungen

- Großholzer – Lamer,
- nord- und südwärts Wertschnig
und
- Winkler – Punkt 1294.

Letzere ergibt sich daraus, daß die Glimmer-Quarz-Schiefer oberhalb Winkler bis zum Grat reichen und nach Westen abrupt von Kohlenstoffphylliten abgelöst werden. Nordwärts wird der Störungsbereich zudem durch das Auftreten kleinerer tektonischer Schollen (?) von Quarzit, Kalkglimmerschiefer, Marmor u. a. gestützt.

8) Glödnitz – Moos – Eden – Laas (BERZ)

Etwa die Hälfte des Kartiergebietes südlich der Höfe Amthofer und Keiernegger ist von quartärem Schutt bedeckt. Seine Komponenten sind einerseits allochthone Gneise, andererseits im Kartiergebiet anstehende Phyllite und Grünschiefer. Diese Geschiebe gehören neben Geschiebelehm, der besonders in der Vernäsungszone oberhalb Flattinger vorkommt, dem Zehrgebiet eines wärmezeitlichen Gletschers an. Terrassenreste sind südlich Dolzer und Obereder sowie am südlichen Gebietsrand erhalten. Umgelagerter Moränenschutt ist im Bereich der Ortschaft Glödnitz östlich vom Glödnitzbach in Form grober Schotter verbreitet.

Die Grenze zwischen den liegenden Quarzphylliten und Biotit-Chloritschiefern einerseits und den schwächer metamorphen hangenden olivgrünen Phylliten und Tonschiefern andererseits ließ sich zwar im Vorjahr vom Blattrand westlich Zwölfer bis Dolzer kartieren, jedoch wegen großflächiger Schuttbedeckung nicht exakt nach Süden weiterverfolgen. Diese Grenze stellt

vermutlich die tektonische Fuge zwischen den Biotit-Chloritschiefern im Norden (Raum Schattseite – Moos – Eselberg, inkl. Aufnahmegebiet E. HEINRICH) und den schwächer metamorphen Phylliten und Tonschiefern im Südwesten (Raum Laas – Bischofsberg – Göschelsberg, inkl. Aufnahmegebiet B. KANNENGIESSER) dar.

Südlich des rechten Glödnitzzuflusses (Ortschaft Glödnitz) werden große Flächen von unterschiedlich ausgebildeten, häufig stark karbonatischen Grünschiefern mit eingefalteten oder eingeschuppten Phylliten gebildet. Südlich der Höhe 1160 und des Hofs Kautzer sind schwach metamorphe, in Farbe und Körnung sehr inhomogen ausgebildete Gesteine verbreitet, die als Metatuffite oder Metagrauwacken anzusprechen sind.

In der Ortschaft Laas konnten zwei Störungen nachgewiesen werden, eine dem Oberlauf des Bachs südlich Keiernegger folgend, die andere etwa N-S streichend und sich mit ersterer westlich Keiernegger scharend.

Im Vorjahr wurde im nördlich anschließenden Gebiet als herrschendes und das Kartenbild bestimmendes Strukturelement eine Schieferung mit NW-SE-Streichen und SW-Einfallen festgestellt. Diese Schieferungswerte schwenken südwärts in die N-S-Richtung ein und zeigen zugleich – besonders in den Grünschiefern – eine starke Streuung. Diese Schieferung wird von einem Krenulations- bzw. ecc-Gefüge mit nach SSE gerichtetem Abschiebungssinn überprägt. Hinzu kommt besonders in Grünschiefern eine weitere Schieferungsschar, die WNW-ESE streicht und steil nach S einfällt. Die Krenulationsachsen fallen meist flach nach SW ein.

9) Lassenberg zwischen Glödnitztal und Zauchwinkel (MÜLLER)

Im Bereich Weißberg – Wh. Reiterer – Tschroschen konnte eine Untergliederung der Grünschiefer erreicht werden: stark karbonatische Grünschiefer mit phyllitischem Habitus und bis zu 5 mm dicken karbonatischen Lagen liegen unter Chloritphylliten und fein- bis mittelkörnigen Grünschiefern. Darunter folgen als tiefste Kartiereinheit des Aufnahmegebietes Quarzphyllite zwischen Weißberg und Biendl. Sie erscheinen nochmals am Unterlauf des Tschroschenbachs in 820 m Sh, wo sie von karbonatischen Grünschiefern überlagert werden. Südlich des Tschroschenbachs kommen Quarzphyllite auch im Hangenden der Grünschieferfolge vor und gehen durch allmähliche Mächtigkeitzunahme von Quarzlagen und Aufhellung der Gesteinsfarbe in die Hellen Phyllite über. Diese stratigraphisch höchsten Gesteine des Kartiergebietes bilden die beiden Höhenrücken Faillacherkreuz – Lassenberg (Höhe 1235) und Faillacherkreuz – Obernagele/Tranacher. Östlich davon tauchen unter den Hellen Phylliten im Zauchwinkel N Tranacher Grünschiefer und Quarzphyllite wieder auf.

Am Westhang des Lassenberges zwischen Weißberg und Glödnitz ist die Gesteinsfolge mehrfach gestört: 400 m NW Wh. Reiterer bei 1125 m SH wird karbonatischer, phyllitischer Grünschiefer ($s_3 = 230/10$) von schwach gefaltetem, plattigem Grünschiefer ($s_3 = 140/15$) überschoben. Ostvergente Kleinfalten weisen mit ihren Lang-Kurz-Beziehungen auf einen Ostschub der Hangendeinheit hin.

Darüber hinaus zerlegen sechs NE-SW bzw. E-W verlaufende Verwerfungen diesen Bereich in 400 bis

500 m breite Schollen, die jeweils um einige Zehnermeter südabschiebend versetzt sind. 400 WNW Reiterer ist eine solche Störungszone durch Siderit und Arsenik mineralisiert, ähnlich eine andere knapp 200 m SE Reiterer in 1010 m Sh.

Schuttbedeckung herrscht vor allem im Gebiet des Zauchwinkels, wo der Schutt aus Hellen Phylliten in den Höhen bis herab auf 900 m Sh die Kartierung behindert. Im Glödnitztal reichen würmzeitliche Erratika bis an die 1060-m-Isopyse hinauf.

10) Mödringbachtal – Zweinitzbachtal (Umgebung des Gurnik)

(BINGEMER)

Das gesamte Gebiet wird aus Gesteinen der Phyllitgruppe aufgebaut. Nordöstlich des Gurnik streichen die Kartiereinheiten NW–SE und fallen mit 25–45° nach SW ein. Feldspatphyllite überlagern hier in etwa 980 m Seehöhe die Quarzphyllite entlang des Zweinitzbachtals. Die Quarzphyllite sind u.a. durch starke Klüftung und ebene s-Flächen gekennzeichnet, die Feldspatphyllite durch intensive Feinfältelung. Südlich des Baches S Latschger folgen über den Quarzphylliten dunkle, quarzitischeschiefer, so daß sich innerhalb des Hangenden der Quarzphyllite ein lithofazieller Wechsel in N–S-Richtung andeutet. Dafür spricht auch, daß die dunklen quarzitischeschiefer feldspatreichere Partien enthalten, die bis 5 m mächtig werden können, jedoch in der Regel auf 0,5 bis 2 cm mächtige Bänder beschränkt sind. Daneben treten Quarzitlagen mit deutlich erkennbaren Helglimmerblättchen auf. Der Grat vom Steindorfer Kreuz zum Gurnik und der Gipfelbereich des Gurnik oberhalb der 1200-m-Isopyse wird durchweg von den dunklen, quarzitischeschiefer eingenommen, der Südausläufer S Punkt 1199 von Glimmerquarzit. Am Westhang des Gurnik werden unter Änderung der Einfallrichtung nach SSW zwischen Steindorf und Lassning Feldspatphyllite von graubraunen Phylliten überlagert, diese wiederum etwa zwischen Santner und Lassning von hellen kalzitführenden Phylliten mit bis zu 2 m mächtigen Quarzitbänken. Der Westhang der Höhe 1199 (südlich Lassnig) wird von einer entsprechenden Abfolge, nunmehr WSW fallend, mit graubraunen Phylliten über Feldspatphylliten eingenommen, allerdings leicht gegenüber dem nördlich anschließenden Gurnikhang versetzt. Die weitere Südfortsetzung dieses Hanges zwischen Höhe 1199 und Moser besteht, soweit die Hangschuttbedeckung dies erkennen läßt, fast ausschließlich aus graubraunem Phyllit. Der Bereich südlich Dörfler gegen Felder wird von Grünschiefern eingenommen, die nördlich gegen Moser von Serizit-Chlorit-Phylliten umrahmt werden.

Schon aus der Gesteinsverteilung ergibt sich, daß das Gebiet von vier größeren Ost-West verlaufenden Störungen durchschnitten wird. Die nördlichste zieht von knapp südlich Steindorf über das Pettacherkreuz entlang des Baches südlich Latschger in das Zweinitztal. Eine weitere verläuft vom Santner im Bacheinschnitt südlich Lassnig in den Südhang des Gurnik. Diese Störung ist nordöstlich Santner von einem etwa 15 m langen und 5 m mächtigen Quarzgang begleitet und im gleichen Raum durch Kakirite belegt. Eine weitere Störung folgt dem Geländeeinschnitt östlich Unteragele. Schließlich ist der Bereich der graubraunen Phyllite durch eine Störung von Moser in Richtung NE von den Grünschiefern und Serizit-Chlorit-Phylliten um Dörfler/Passegger zu trennen.

Die Kartierung wurde durch Hangschuttbedeckung behindert. Sie erreicht örtlich mehrere Meter, z.B. oberhalb 1080 m Sh auf beiden Seiten des Pettacherkreuzes, begleitet von Schuttquellen und Nässezonen. Glaziale Bildungen (Geschiebe) konnten dagegen nicht nachgewiesen werden.

11) Meisenberg – Göschelsberg

(KANNENGIESSER)

Im Nordosten des Aufnahmegebietes (Hang zum Glödnitztal) liegen auf massigen Grünschiefern dunkle, quarzitischeschiefer bis feldspatreiche Phyllite, die sich zum Hangenden hin mit größeren, grauackelähnlichen oder tuffitischen Schieferen verzahnen. Nach Süden schließen sich, getrennt durch einen NW–SE verlaufenden, nicht genau faßbaren Verwerfer, vor allem feinkörnige, ebenflächig teilbare Tonschiefer an, die sowohl Quarz als auch Feldspat in wechselnden Mengen führen. Sie liegen an der Gurk W Kleinglödnitz dunklen, dichten Grünschiefern auf. In die Tonschiefer eingefügte, unreine Quarzite (SW Höhe 901) enthalten auch konglomeratische Lagen mit bis zu 3 mm großen Quarzgeröllchen. Überlagert werden diese Tonschiefer von hauptsächlich oliv bis grauen feldspatreichen Schieferen (Feldspat oft in hellen Flatschen), die auch in quarzitischeschiefer-phyllitischen Typen übergehen können („bunte Phyllite“). Charakteristisch ist ein merklicher Fe-Gehalt, der auf Schieferungs- und Klüftflächen als rote Oxidflecken zur Geltung kommt. Nach N geht diese Einheit fließend über in die homogenen „hellen Phyllite“ von Bischofsberg/Meisenberg (Feldspat- und Serizitschiefer, Feldspat weniger in Schlieren, weniger Fe-Oxide). Beide wurden von BECK-MANNAGETTA (1959) als „Helle Phyllite und Chloritschiefer“ zusammengefaßt. Südöstlich von Deutsch-Griffen anstehende Grünschiefer bilden das größte Grüngesteinsvorkommen im Kartiergebiet und setzen sich jenseits des Griffenbaches in das Gebiet von H.-P. BIALLAS (dieser Bericht, Nr. 12) fort. Südlich Stadlmayer konnten links und rechts des Grabens ca. 20 m lange, nach S abtauchende Quarzitkörper kartiert werden, die als vormals zusammenhängender Zug anzusehen sind. Sie sind in dunkle Tonschiefer und Phyllite eingefügt, die starke Deformation und Quarzmobilisation zeigen, welche sich in zahlreichen Quarzboudins und -gängen äußert. Südlich Lambacher kommen im Verband mit Grüngesteinen zwei weiße Feldspatquarzitkörper vor. Das Gestein ist stark bruchhaft beansprucht, von zahlreichen Quarzgängen durchzogen und führt 2 mm große Quarzeinsprenglinge. Es könnte sich um einen Metarhyolith handeln. Die Höhe 1160 enthält sich miteinander verzahnde Grüngesteine und heterogene (vulkanogene oder tektonische?) Breccien. Sie bilden in den hellen Phylliten N Wandlitscher einen NE-SW streichenden Zug.

Die große flächenhafte Verbreiterung der durchweg flach nach WSW einfallenden hellen Phyllite von Bischofsberg/Meisenberg und das stets erneute Auftreten der stratigraphischen Abfolge in allen sich nach S einkerbenden Tälchen ist durch eine etwa NNW-SSE gerichtete bruchtektonische Zerblocckung bedingt, deren einzelne Verwerfer meist nur als vermutet kartiert werden mußten. Es ergibt sich ein Horst- und Grabensystem aus Auf- und Abschiebungen, deren Versatzbeträge relativ gering sind, d.h. etwa im Zehnermeterbereich liegen.

Insgesamt sind alle Gesteinsserien von einer intensiven kalten Tektonik betroffen. Im Schutt finden sich häufig Harnischbruchstücke, besonders dort, wo Störungen vermutet werden. Blattverschiebungsspuren mit dextralem Bewegungssinn wurden in mehreren Aufschlüssen entlang der Straße im Griffenbachtal eingemessen. Allgemein verbreitet ist die prägende 2. Schieferung, die annähernd senkrecht auf einer 1. Schieferung (Bänderung) steht und diese zerschert. Zusätzlich treten weitständigere, spätere Schieferungen auf, zu denen auch die einheitlichen B-Achsen gehören.

Reliktische Sedimentstrukturen in Form von Schichtung konnten in Partien geringer Deformation verschiedentlich gefunden werden (z.B. zwischen Stadlmayer und Neubauer). Weiterhin sind in Handstücken der hellen Phyllite gelegentlich gradierte Schichtung und in die Schieferung eingeregelter, sedimentäre Glimmer zu erkennen.

Glazigene Sedimente (u.a. helle Gneis-Erratika) treten nur im Ostteil des Aufnahmegebiets auf (bis 1000 m Sh) und belegen den Seitenarm des Murtaler Gletschers. Lediglich vor Deutsch-Griffen und am Mayerhof im Westen gibt es bis 20 m mächtige Talbodenreste einer inter- oder postglazialen Füllung des Griffenbachtals.

Blatt 186 St. Veit an der Glan

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von THOMAS APPOLD
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1988 wurden die Übersichts- und Nachbegehungen fortgesetzt. Schwerpunktmäßig wurde das Gebiet am W-Hang des Steirerbachtales nördlich von Hüttenberg (Baierberg Waldkogel) untersucht, daneben einige kleinere Vorkommen im Görtschitztal bei Knappenberg und südlich von Mösel.

Wie erwartet setzen sich die Gesteine der Plankogelserie nach N fort (vgl. auch Jahresberichte BERG, 1985 und HEEDE, 1986). Typische Plankogel-Glimmerschiefer mit Staurolith gibt es in meist isolierten Aufschlüssen zwischen den Gehöften Grobser und Dörner. Gemäß dem südlichen Einfallen der s-Flächen steigt der Horizont vom Talboden bis auf 1200 m Höhe. Weiter nördlich sind eindeutige Plankogel-Glimmerschiefer nur noch spärlich im Talboden bzw. in Rutschkörpern zu finden. Hier fehlt auch meist die eindeutige St-Führung, Ser-Pseudomorphosen sind dagegen häufig. Im ganzen Bereich sind stark quarzitisches Typen anzutreffen, die sich mit den Plankogel-Glimmerschiefern verzahnen und durch die starke Verwitterung deutlich hervortreten.

Die Plankogel-Glimmerschiefer gehen nach oben hin in dunkle Glimmerschiefer mit wenig oder keinem Granat über. Diese Schiefer enthalten in einigen Lagen gehäuft Chloritoid I. In Dünnschliffen zeigen die Minerale ein Interngefüge, das wahrscheinlich die Schichtung abbildet, die meist einfach gefaltet, selten geschiefert ist.

Über den dunklen Glimmerschiefern folgt, wie in den anderen Gebieten eine Mischzone aus verschiedenen Gesteinen, u.a. Feldspatschiefern, dunklen Glimmerschiefern und mylonitischen Quarziten.

Im Bereich des Baierberges und des Waldkogels fehlt die Kräuping-Serie. Über der Plankogelserie folgt direkt die Schuppenzone, die südlich des Baierberges von quarzitischen phyllitischen Glimmerschiefern aufgebaut wird. Weiter nördlich schalten sich dunkle phyllitische Gra-Glimmerschiefer ein, die den oben beschriebenen dunklen Glimmerschiefern der Plankogelserie sehr ähnlich sind, und in Einzelfällen gehäuft Ctd I enthalten. Helle Quarzite oder Amphibolitlinsen sind selten.

Südlich des Gehöftes Ritter schaltet sich zwischen Plankogelserie und Schuppenzone die Kräuping-Serie mit hellen Glimmerschiefern und Quarzit- bzw. Amphibolitlinsen ein. Die Abfolge wird durch mehrere E-W-streichende Störungen gegliedert. Hierbei handelt es sich teils um Abschiebungen, teils um kleinere Aufschiebungen mit geringem Versatz. Eine N-S-streichende Störung parallel zur Görtschitztal-Störung läßt sich von Hüttenberg bis etwa zum Gehöft Grobser hin auf ca. 1100 m Höhe verfolgen.

Der ganze Bereich zwischen Hüttenberg und der Blattgrenze im Norden wird stark durch pleistozäne Fließerden und großräumige Rutschmassen bestimmt. Auf 1100 m Höhe liegt im ganzen Bereich eine Verebnungsfläche.

Im Gebiet zwischen Knappenberg und Hüttenberg konnte entlang der Verbindungsstraße eine mehrfache Wiederholung der Plankogelserie festgestellt werden. Dies ist auf eine mit dem Großfaltenbau zusammenhängende Verschiebung zurückzuführen. Am Ortseingang von Knappenberg liegt die Grenze zur Kräuping-Serie, die durch mylonitische (?) Quarzite markiert wird. Kräuping- und Plankogelserie liegen überkippt im Liegendschenkel einer Großfalte. Die Plankogelserie enthält nur noch geringe Reste von Staurolith I, an mehreren Stellen dafür aber Chloritoid II und Disthen.

Oberhalb von Knappenberg stehen dunkle, z.T. rötliche Gra-Glimmerschiefer an, bei denen es sich um stark verwitterte Plankogel-Glimmerschiefer mit Staurolith I handelt. Im Görtschitztal südlich von Mösel wurden am Weg zum Gehöft Geier Qz-Fdsp-Mylonite entdeckt, die direkt an der Grenze Gurktaler Decke – Schuppenzone liegen. Im Hangenden folgen karbonatische Phyllite, während im Liegenden feldspatreiche phyllitische Glimmerschiefer anstehen. In der Nähe des Gehöftes Geier verläuft ein Ast der Görtschitztalstörung (THIEDIG, 1962), der die phyllitischen Glimmerschiefer von Bi-Mu-Feldspat-Glimmerschiefern der Plankogelserie trennt.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin nördlich der Wimitz auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von WOLFGANG GRIEM, HANS-UWE HEEDE
& SABINE WOLF
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die im Sommer 1988 bearbeiteten Gebiete liegen ca. 10 km nördlich von St. Veit an der Glan in den östlichen Gurktaler Alpen. Ausgehend vom westlichen Rand des Kartenblattes wurden die südlichen Ausläufer des

Gunzen- und des Osselitzenberges, der Bergwerksgraben und die Probstenhöhe (nördlich der Wimitz) aufgenommen. Eine östliche Begrenzung erfahren die Gebiete durch eine Linie, die in etwa vom Osselitzenberg über die Gehöfte Gerach und Bichlbauer (nordwestlich von Treffling) bis nach Mieselding verläuft. Zahlreiche, überwiegend in NNW-SSE-Richtungen verlaufende Bäche mit z. T. starker erosiver Wirkung gliedern das Gelände auf und finden ihren Abschluß in den W-E-verlaufenden Tälern des Bergwerksgrabens und der Wimitz, die in die Gurk bzw. in die Glan entwässern. Außerhalb der Täler herrscht eine relativ ausgeglichene Morphologie mit Mittelgebirgscharakter vor.

Die in diesem Anteil der Gurktaler Alpen auftretenden und von BECK (1931) einheitlich als Phyllite ausgewiesenen Gesteinsserien sind lediglich im Bereich tiefer eingeschnittener Bach- und Flußläufe gut aufgeschlossen.

Die basale Serie der Gesteine wird von Glimmerschiefern aufgebaut, die v. a. an den unteren, nördlichen Talflanken der Wimitz und des Bergwerkgrabens auftreten. Während lediglich in einem kleinen Vorkommen am westlichen Rand des Kartenblattes innerhalb dunkler, quarzitischer und schwach chloritischer Biotit-Muskovitschiefer mm-große Granate auf den tektonisch stark ausgewalzten s-Flächen beobachtet werden können, wird die Hauptmasse dieser Serie von überwiegend hellen, muskovitreichen Schieferen gebildet, die stark variierende Gehalte von Biotit (bis zu 2 mm), Quarz und sehr verbreitet auch von Karbonat aufweisen. Vereinzelt lassen sich bei einem schwachen Grünlich der Schiefer Chlorit, mm-große Feldspat-Blasten und Erzkörner nachweisen. Neben einigen wenigen und geringmächtig auftretenden Amphiboliten können in dieser Glimmerschieferserie vorzugsweise Marmore als linsenförmige und bis zu mehreren Metern mächtige Einschaltungen auskartiert werden. Überwiegend treten hellgelblich-weiße oder blaugraue, gebänderte und mittel- bis grobkörnige Marmore auf, die bei zunehmenden Glimmergehalten fließend in Glimmermarmore und Karbonatglimmerschiefer übergehen können. Im Wimitztal (östlich Stöftele) treten Marmore im Kontakt mit Milchquarz auf.

Am östlichen Talausgang des Bergwerksgrabens werden die hellen muskovitreichen Glimmerschiefer von deutlich chloritischen, z. T. stark phyllitisierten Glimmerschiefern überlagert, die von kalzitischen Bändchen durchsetzt sein können. Auffällig ist die in diesen Gesteinen besonders intensive Mobilisierung von Quarz in Form von Linsen und Knauern.

Im Bereich der Schlösser Welsbach und Rastenfeld und vermutlich bruchtektonisch von den bisher beschriebenen Glimmerschiefern abgesetzt bilden hellgelbliche, z. T. quarzitische und ganz überwiegend karbonatische muskovitreiche Schiefer die tektonische Basis der aufgeschlossenen Gesteinsserien aus. Die von Muskovit-Serizit-Schüppchen ausgebildeten, überwiegend phyllitisch wirkenden s-Flächen können mitunter auch mit Chlorit belegt sein. Besonders unterhalb des Schlosses Rastenfeld befinden sich die karbonatischen Glimmerschiefer in enger Wechsellagerung mit weißgelblichen, dünnplattigen und feinkörnigen Marmoren. Vereinzelt können ferner Einschaltungen von z. T. feldspatreichen, quarzitischen Muskovit-Biotit-Schiefern und von Glimmerquarziten entwickelt sein. In einem kleinen Abbau nordwestlich des Schlosses

Welsbach enthalten die karbonatischen Schiefer in dm- bis m-mächtigen Lagen eine deutliche dolomitische Komponente.

Die Basisserien der bearbeiteten Gebiete werden von einem lithologisch sehr einformig entwickelten Komplex anthrazitfarbener bis graubrauner phyllitischer Glimmerschiefer tektonisch überlagert. Die stets gut geschieferten Gesteine verfügen auf den s-Flächen über einen makroskopisch kaum wahrnehmbaren phyllitischen Serizit- und Chloritfilm und zeichnen sich durch eine große Variabilität der Gehalte von Quarz, Chlorit, Karbonat und Feldspat aus. Nordöstlich von Unterdeka treten phyllitische Graphitschiefer hinzu. Vor allem in den Basisanteilen diese Komplexes lassen sich in einigen Aufschlüssen (z. B. nordöstlich Kogl; westlich Unterdeka) auch Einschaltungen von Biotit-Muskovit-Schiefern mit ausgeprägt glimmerschieferigem Habitus nachweisen.

Lediglich südlich der Probstenhöhe steht ein heller, leicht gebänderter Quarzit mit einer Mächtigkeit von ca. 3 m an. Sein Vorkommen liegt im Grenzbereich der phyllitischen Glimmerschiefer zur Serie der Phyllonite. Letztere wird hauptsächlich von Chloritschiefern und Phylliten gebildet und steht in den höheren Regionen des Osselitzenberges sowie in kleinen Vorkommen auf der Probstenhöhe an. Die Chloritschiefer kennzeichnet eine seidig glänzende Oberfläche mit einer in verschiedenen Nuancen auftretenden grünen Färbung. In einigen Bereichen tritt Magnetit auf. Die variablen Gehalte von Karbonat, Quarz und Feldspat konnten mittels Übersignaturen auskartiert werden. Im Vergleich zu den in fließenden Übergängen anstehenden Phylliten sind in den Chloritschiefern die Glimmer deutlich größer ausgebildet.

Neben der dunkelgrauen bis schwarzen Farbe in Verbindung mit starker schiefriger Ausbildung ist eine wechselnde Graphitführung für die Phyllite charakteristisch. Nur an den östlichen Flanken des Alexanderberges lassen sich gebänderte Quarz-Feldspat-Phyllite mit Einlagerung dm-mächtiger phyllitischer Marmore beobachten.

Känozoikum

Weite Areale der kartierten Gebiete sind von Lehm bedeckt. Die Lehmbedeckung kann an einigen Stellen Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen. Einzelne Vorkommen von Rotlehmen (z.B. S Woguliner, NW Gerach, W Alexanderberg) legen den Schluß nahe, daß die Bildung der Lehme wesentlich aus einer intensiven, tiefgründigen tertiären Verwitterung resultieren. Die das Landschaftsbild prägenden und u.a. in Höhen um 900 m ü.d.M. (u.a. N Unterdeka, S Schloß Welsbach) zu beobachtenden Verebnungsflächen wurden wahrscheinlich ebenfalls im Tertiär angelegt. Die nördlich von Mieselding („Auf der Eben“) aufgeschlossenen fluviatilen Sande und Schotter werden von VAN HUSEN (1976) als Bildungen der Mindeleiszeit interpretiert.

Tektonik

In allen Gesteinsserien herrschen generell west-östliche Streichrichtungen der dominierenden s-Flächen vor, die mit flachen bis mittelsteilen Winkeln in nördliche und südliche Richtung einfallen. Als lagenkonstantes tektonisches Element erweisen sich die auf den s-Flächen entwickelten Streckungsfasern, die mit geringen Abtauchwinkeln in W-E-Richtung verlaufen. Die meßbaren B-Falten weisen hingegen stärkere Streuun-

gen der Richtungen auf, besitzen allerdings gleichfalls Maxima in W-E-Richtungen.

Besonders in der Serie der grauen phyllitischen Glimmerschiefer sind vereinzelt von ihren Schenkeln abgescherte und in sich verdoppelte Faltenscheitel zu beobachten, die eine in diesem tektonischen Komplex wirksame dritte Faltung und Schieferung indizieren. In der unterlagernden Glimmerschieferserie sind dagegen überwiegend durch Isoklinalfalten einfach verdoppelte Quarzgänge mit einer damit assoziierten und prägend ausgebildeten zweiten Schieferungsgeneration entwickelt.

Die nachgewiesenen bruchtektonischen Strukturen verlaufen in N-S-, untergeordnet auch in NW-SE- und NNE-SSW-Richtungen. Die Störungslinien entsprechen damit der Krappfeld-Westrand-Störung (Möblinger Verwurf). Vermutlich sind vorzugsweise Abschiebungen mit relativen Absenkungen der östlichen Schollen entwickelt.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von HANS-HERMANN NEUMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierarbeiten hatten in erster Linie eine Untergliederung der fast ausschließlich flyschartig ausgebildeten Oberkreidefolge zum Ziel. Soweit es der derzeitige Bearbeitungsstand ermöglicht, ist damit auch eine Gesamtdarstellung der Oberkreidesedimente hinsichtlich ihrer räumlichen Verbreitung verbunden. Als Arbeitsgrundlage dienen Diplomkartierungen vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, die im Zeitraum von 1970–1987 entstanden sind. Der Schwerpunkt dieser Arbeiten lag vor allem in einer geologischen Aufnahme härterer, im Gelände als morphologische Rippen ausgebildeter Schichtpartien, um die geologische Struktur des Oberkreidegebietes sichtbar zu machen. Eine Untergliederung anhand charakteristischer Bestandteile der grobklastischen Schichten wurde bisher nur im Einzelfall durchgeführt.

Für die im Rahmen der Kartierarbeiten angestrebte Unterteilung der Turbiditfazies erwies es sich als zweckmäßig, einen Gliederungsversuch von VAN HINTE (1963) zu berücksichtigen. Die von ihm ausgeschiedene Pemberger Folge, welche die jüngste Einheit der Krappfeld-Gosau darstellt, ist in den grobkörnigeren Sedimenten durch orbitoide Großforaminiferen gekennzeichnet. Eigenen Untersuchungen zufolge sind die älteren Sedimente der Oberkreide durch Kalksteinklasten in Riffschuttfazies (Biogentrümmerkalke) charakterisiert. Ein gemeinsames Auftreten von Kalksteinklasten und orbitoiden Großforaminiferen konnte nicht nachgewiesen werden, so daß diese Bestandteile als Grundlage für die räumliche Gliederung Verwendung finden konnten. Für die durch Orbitoiden gekennzeichnete Einheit wird der Begriff „Orbitoidenfazies“ und für die durch Kalksteinklasten charakterisierten Schichten die Bezeichnung „Kalksteinklastenfazies“ vorgeschlagen. Inwieweit die flyschartige „Kalksteinklastenfazies“ direkt über den sogenannten „Basisschichten“ (Basis-

konglomerate, Dolomitarenite), die von THIEDIG (frdl. Mitt.) als strandnahe Bildungen interpretiert werden, folgt oder eine schmale flachmarine Zone zwischengeschaltet ist, muß vorerst offen bleiben.

Die Resedimente der unterschiedenen Oberkreideeinheiten bilden mit feinkörnigen Beckensedimenten (mergelig-kalkige Hintergrundsedimentation) eine Wechselfolge, wodurch in der Regel keine scharfe Grenzziehung zwischen den genannten Kartiereinheiten möglich ist. Ebenso wirkten sich die vielerorts schlechten Aufschlußverhältnisse negativ auf eine genaue Abgrenzung aus.

In weiten Teilen des Oberkreidegebietes ist zwischen der „Kalksteinklastenfazies“ und der „Orbitoidenfazies“ aufgrund des häufig stark unterschiedlichen Schicht-einfallens und dem deutlich voneinander abweichenden Verlauf morphologischer Geländekanten ein tektonischer Kontakt anzunehmen. Dies gilt besonders für den Bereich des Dachberges, der Zone nördlich von Maria Hilf sowie für den E-Hang des Zedkogels, zwischen Wieting und Wietersdorf. Ähnlich sind die Verhältnisse südlich des Gehöftes Wittwa. Bei Zeindorf und etwa 500 m nördlich des Eggenbauers zeigen Täler, verknüpft mit einer starken tektonischen Beanspruchung des Gesteins in den wenigen Aufschlußpunkten die Störungen an.

Aus den Lagerungsverhältnissen läßt sich zumeist eine Abschiebung der jüngeren Schichten („Orbitoidenfazies“) gegenüber den älteren („Kalksteinklastenfazies“) rekonstruieren. Im Gebiet nördlich von Wietersdorf treten auch einige Staffelfröche auf. Südlich des Vellacher, bei Guttaring, sowie zwischen dem Klinzerhof und Wittwa erfolgt eine Abgrenzung anhand von Lesesteinen. Eine Überprüfung, ob auch in diesen Bereichen eine tektonische Begrenzung der Kartiereinheiten vorliegt, lassen die Aufschlußverhältnisse nicht zu.

Im Gebiet nördlich des Windischberges bis zu den Orten St. Martin und Passering fand eine vollständige geologische Neuaufnahme der Oberkreide statt. Das Gelände nördlich des Windischberges ist durch stark ausgeprägte morphologische Rippen gekennzeichnet. Es handelt sich dabei vorwiegend um grobe Resedimente, die weitgehend aus Kalksteinklasten bestehen. Im oberen Teil dieser Ablagerungen aus gravitativen Sedimentströmen ist eine deutliche Korngrößenabnahme zu verzeichnen. Hier liegen dann die Kalksteinklasten in ihre Einzelbestandteile zerlegt vor. Stellenweise werden die Oberkreidesedimente von einer dünnen Schicht (0,2–0,5 m) aus jungtertiären Lockersedimenten (Waitschacher Schotter) überlagert. Die kleineren Oberkreidegebiete, direkt östlich und nördlich von Passering sowie südlich von Giselsdorf, lassen sich ebenfalls der „Kalksteinklastenfazies“ zuordnen.

Des weiteren wurden etwas grobkörnigere Sedimentströme und Lesesteine am Göritz, Kulm und 200 m NNE von Silberegg auf charakteristische Bestandteile hin untersucht. Im letztgenannten Gebiet konnten weder orbitoide Großforaminiferen noch Kalksteinklasten in Riffschuttfazies beobachtet werden. Doch spricht hier die geographische Lage für eine Zuordnung zur „Orbitoidenfazies“. Im Bereich südlich von Kappel waren Oberkreidesedimente, entgegen älteren Kartendarstellungen, nicht festzustellen.

Blatt 189 Deutschlandsberg

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Koralmkristallin auf Blatt 189 Deutschlandsberg

Von PETER BECK-MANNAGETTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Wenn auch die restlichen Aufnahmen auf Blatt 189 der Einmessung der Lineation galten, so zeigten sich doch noch Korrekturen in der Verbreitung der Gneise und vor allem der Störungen an. In der Mitte des Blattes konnten die Störungen, die das Jungtertiär vor allem im W begleiten, im Raum Bad Gams – Rosenkogel – in S–N-Richtung verfolgt werden. NW Deutschlandsberg beim Laufenegg wurden plattige, feinkörnige Gneise mit großen Muskovit-Porphyrblasten als „Laufenegggneis“ (P. BECK-MANNAGETTA, 1942) abgetrennt werden. Diese Gesteine NW Laufenegg weisen eine Steilstellung der Lineation bis 90° auf, was an die Steilstellung der Zentralen Gneisquarzite SE Kramer (Rosenkogel) erinnert. Die Hebalpenstraße weiter nordwestwärts, SW Farmer, NE K. 794, in ca. 805 m an der W-Seite der Straße, erscheint ein fast tischgroßer Block eines Eklogit-Gabbros (lose); dieser Block stellt den Rest eines Vorkommens dieses seltenen Gesteines dar, das früher in dem Ausmaß von ca. 4x4 m die Hebalpenstraße zu einem entsprechenden Umweg zwang. Mühsam wurde das zähe Gestein 1939 zersprengt und als widerstandsfähiger Straßenschotter verwendet. Da die Aufbereitung dieses extrem harten Eklogites sich als unrentabel erwies, wurden einzelne Blöcke an den Straßenrand geschafft. Dieses Gestein wurde von F. HERITSCH (1922) und P. BECK-MANNAGETTA (1942) als Eklogit beschrieben, jedoch erst jetzt als Eklogit-Gabbro erkannt, was W. POSTL als Spezialist bestätigte.

N Kloster, beim Gehöft Kautz, wurde am Randbereich des Plattengneises im Gneis-Glimmerschiefer eine ca. 5 m lange Linse eines Kalksilikatschiefers (Marmor) beim Stallbau ausgegraben. Die Umstellung des Plattengneises des westlichen Wildbachgrabens von steilem S-Fallen mit W-fallender Lineation zum steilen N-Fallen mit NNE–NNW-fallender Lineation über ca. 90° konnten in Ermangelung von Aufschlußreihen nicht durchgehend verfolgt werden.

Im Graben der Niederen Laßnitz W Deutschlandsberg wurde die Verbreitung des Aufbruches von Granatglimmerschiefer verfolgt. N des Stulneggrabens wurden im Aufbruch von Rostock auch Paramorphosenschiefer im Liegenden des Plattengneises entdeckt. Beide Aufbrüche zeigen keinen Marmor an der Grenze zum Plattengneis.

Im Einzugsgebiet der Schwarzen Sulm war die Abgrenzung von Gneis-Glimmerschiefer, Zentralen Gneisquarziten und Schwanbergergneis (A. KIESLINGER, 1928) vorzunehmen. Die Verbreitung der Gesteine zeigt einen ±E–W-Verlauf an, der gegen E bis NE unter die Schwanberger Blockschotter reicht, diese in spitzem Winkel untertäuft und im Stulnegbach wieder erscheint.

Durch einen neuen Güterweg wurde am N-Ufer der Schwarzen Sulm (im Zusammenhang mit der neuen

Gasleitung) auf ca. 100 m Länge ein Kalksilikatschieferzug ähnlich dem Skapolithmarmor im S aufgeschlossen, der eine ± schwach gegen E einfallende Lineation zeigt. Der Fahrweg wenige Meter oberhalb verläuft im Schwanbergergneis mit einer gegen NNE einfallenden Lineation. Die Abgrenzung von Zentralen Gneis-Quarziten und Schwanbergergneis zwischen Schmuckbauerwirt und Schichler Moor ist nur willkürlich gezogen. Der Übergang von Schwanbergergneis zu Plattengneis W Schmuckbauerwirt ist gleitend, obwohl der Plattengneis, W Schmuckbauer, durch etliche S–N-verlaufende Brüche vertikal verstellt ist.

Auch die fluvioglazial verschleppten Moränenreste des Gipfelgebietes ragen nicht mehr in das Blatt Deutschlandsberg gegen E herein. Derartige Moränenreste N der Handalm (Blatt Wolfsberg N) konnten als der Beweis der Vergletscherung (D. VAN HUSEN, 1987) nicht aufgefunden werden.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf den Blättern 195 Sillian und 196 Obertilliach

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1988 konnten die Arbeiten im Kristallinanteil von Blatt Obertilliach abgeschlossen werden. Eine zusammenfassende Darstellung des strukturellen Baus und der tektono-metamorphen Geschichte des Kristallins wird in den Erläuterungen erfolgen.

Die Überprüfung der vorliegenden Kompilation im Maßstab 1 : 25.000 mit Dünnschliffdaten ist im Gange, die letzte noch laufende Diplomarbeit (W. FERNECK, 1989) steht unmittelbar vor dem Abschluß. Damit liegen auch aus dem Zentraltail von Blatt Obertilliach umfangreiche petrographische und mikrostrukturelle Daten vor, die noch in die Enddarstellung eingebracht werden können.

Ergänzende Detailaufnahmen waren im Grenzbereich zu Blatt Sillian notwendig. Hierbei wurde im N des Granitgneises vom Pfannegg eine feinkörnige Randfazies gegen Paragneise abgegrenzt und die Fortsetzung des Granitgneises auf Blatt Sillian auskartiert. Bereits in der Scharte oberhalb des Gritschenbachs wird dieser markante Leithorizont durch bruchhafte Querstörungen abgeschert. Der Granitgneis ist damit in W–E-Richtung auf insgesamt 1 km Länge verfolgt.

Weitere Änderungen im Vergleich zur Darstellung des Vorjahres ergaben sich bezüglich der Verbreitung der Oligoklas-Blastengneise und der Staurolithführung zwischen Gostenwald und Leitner Wiesen – Dorfberg. Hier wurde zusätzlich der Bereich der Blattgrenze auf Blatt Sillian aufgenommen, um eine einheitliche Darstellung zu gewährleisten. Generell nimmt innerhalb des Kristallins die Intensität der duktilen und kataklastischen De-

formation nach W zu. Die Zone der Phyllonite und Diaphthorite nahe der Drauzug-Südrandstörung erreicht auf Blatt Sillian bis zu 800 m Breite.

Die Kartierung von Kristallinspänen innerhalb des Drauzug-Permomesozoikums erwies sich zum Teil als technisch schwierig - das Vorkommen im Bachriß zwischen Alplspitz und Breitenstein (Griesbach) konnte bisher nicht beprobt werden. Der Drauzug-Westrand fällt durch einen ungewöhnlichen tektonischen Baustil auf: Innerhalb mächtiger Mitteltrias-Riffkomplexe und Dolomitzüge treten unvermittelt wenige Meter bis Zehnermeter lange und wenige Dezimeter bis Meter breite Späne aus kataklastischem Kristallin auf. Sie sind perl-schnurartig innerhalb einer ursprünglich zusammenhängenden, W-E-streichenden, kataklastischen Scherzone aufgereiht (Vorkommen am Auenbach, Badbach, Jochbach, Sattel nördlich Spitzenstein, Sattel zwischen Alplspitz und Breitenstein, Sattel nördlich Kofelspitz, Guntrunsattel). Es handelt sich vornehmlich um Amphibolit-Kataklasite, wie sie beim Bau des TIWAG-Stollens unterhalb St. Oswald angefahren wurden, untergeordnet um quarzreiche Glimmerschiefer. Mit hoher Wahrscheinlichkeit entstammen diese Kristallinspäne daher dem Bereich westlich des Drauzug-Westendes.

Selbst bei vorsichtiger Schätzung ergäbe sich nach diesem Modell für die Trias-interne Scherzone ein lateraler Bewegungsbetrag von 8 km. Die triadischen Sedimente südlich und nördlich der Scherzone stehen steil bis saiger; die Schichtfolge ist unvollständig und tektonisch amputiert. Ohne Kenntnis der Mikrofazies und der genauen stratigraphischen Position läßt sich der strukturelle Bau nicht weiter entwirren.

Dieses W-E-Streifenmuster wird durch NNW-SSE-streichende, steilstehende Querstörungen versetzt; durch fortschreitende tektonische Reduzierung verlieren die Sedimentfolgen nach Westen zunehmend an Vollständigkeit und Mächtigkeit. Eine Schar derartiger NNW-SSE-Verwerfungen verursacht letztlich auch die endgültige Amputation des Drauzug-Permomesozoikums etwa auf der Höhe des Auenbachs.

Die Versatzrichtung dieser NNW-SSE-Störungen ist fast ausschließlich dextral. In unserem derzeit favorisierten Modell lassen sich diese Störungsscharen als antithetische, dextrale Riedelbrüche der Drauzug-Südrandstörung zuordnen. Für diese übergeordnete Scherfläche läßt sich daraus ein sinistraler Bewegungssinn ableiten (SPRENGER, in Vorber.). Diese Aussage darf nicht auf den Bewegungssinn am Periadriatischen Lineament extrapoliert werden.

Eine befriedigende Lösung des tektonischen Drauzug-Puzzles ist nur zu erhoffen, wenn detaillierte faziell-stratigraphische Arbeiten mit den strukturellen Spezialaufnahmen unserer Arbeitsgruppe koordiniert werden. Dies gilt insbesondere, als bereits in der Untertrias ungewöhnliche Faziestypen auftreten und die höhere Trias wegen der Dominanz monotoner Dolomitfolgen lithofaziell extrem schlecht gliederbar ist. Somit fällt ein komplizierter tektonischer Bau mit einer komplizierten stratigraphisch-faziellen Situation zusammen. Ein entsprechender Datenaustausch wäre zur Gewährleistung eines aktuellen, mit modernen Methoden erarbeiteten Kartenbildes der Blätter Obertilliach und Sillian sehr hilfreich.

Bericht 1988 über strukturelle Untersuchungen am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung auf den Blättern 195 Sillian und Blatt 196 Obertilliach

Von WOLFGANG SPRENGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Jahr 1987 begonnene strukturelle Aufnahme des Periadriatischen Lineaments wurde im Jahr 1988 fortgesetzt und um ein Profil längs des Obergailbaches SW' Liesing ergänzt. In die kinematische Analyse wurde auch die Drauzug-Südrandstörung einbezogen, da die Bewegungen an Periadriatischem Lineament und Drauzug-Südrandstörung nur bei gemeinsamer Betrachtung beider Schersysteme sinnvoll analysierbar erscheinen. Drei für die strukturelle Datenerhebung an der Drauzug-Südrandstörung ausgewählte Profile liegen an der Forststraße NE' des oberen Badbaches, längs des Tuffbaches und am Oberlauf des Pallaser Baches.

Es handelt sich bei der Drauzug-Südrandstörung offensichtlich um ein sehr junges bzw. jung reaktiviertes Störungssystem, wie die TM-Satellitenbild-Auswertung zeigt. Deshalb wurden im Gelände schwerpunktmäßig Anzeichen für eine bruchhafte Deformation, v.a. Harnischflächen und -striemungen, aufgenommen. Die Interpretation der Scherrichtung erfolgte nach PETIT (1987), HANCOCK & BARKA (1987) und MEANS (1987). Außerdem wurden jeweils strukturelle Detailprofile durch die Schuppenzone, einschließlich der Entnahme orientierter Proben, angefertigt.

Lokalität Badbach (ÖK 195 Sillian)

Die Aufschlüsse liegen N' des Kartitscher Sattels längs eines Straßenprofils NE' des Badbaches in 1440 bis 1610 m Höhe. Das Profil reicht von mächtigen Permoskyth-Sandsteinen und -Konglomeraten im NW bis zu einem quarzitischem Gneis des Gailtalkristallins im SE. Die Gesteinseinheiten streichen i.a. 30-40° mit steilem Einfallen nach NW bzw. SE oder stehen saiger.

Bei den Gesteinen innerhalb der Scherzone handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Proto- bis Ultrakataklasite kristallinen Ursprungs mit bis zu 2 cm großen Porphyroklasten. In die Ultrakataklasite ist in 1600 m Höhe eine 20 m mächtige Schuppe aus verfaltetem diaphthoritischem Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet. Die Hauptschieferung innerhalb dieser Schuppe streicht E-W und steht saiger, die B-Achsen streichen ebenfalls E-W und pendeln geringfügig um die Horizontalrichtung.

In den permoskythischen Gesteine gibt es ebenfalls deutliche Anzeichen von Kataklase. Die Auswertung der Harnischflächen und -lineare ergibt Hinweise auf eine sinistrale Scherbewegung entlang der Drauzug-Südrandstörung. Dieses Ergebnis koinzidiert mit den Befunden aus den Meßbereichen „Tuffbach“ und „Pallaser Bach“. Auch die Harnischauswertung in den Ultrakataklasiten läßt auf einen sinistralen Versatz schließen.

Lokalität Tuffbach (ÖK 196 Obertilliach)

Das Profil folgt dem unteren Abschnitt des Tuffbaches bei Tuffbad und reicht bis in den Wettersteindolomit. Die Hauptfoliation des Kristallins, die Schichtung

des Permoskyth-Sandsteins sowie die Hauptstörungsrichtung streichen E-W und fallen steil nach N ein.

Die Gesteinsfolge von S nach N:

- Gailtalkristallin: Diaphthoritische Granat-Glimmerschiefer mit Quarz-Rods und lokal bis 1 cm großen geplätteten („pure shear“) und chloritisierten Granaten; 70–80° streichend, steil nach N einfallende bis saigere Foliation; B-Achsen mittelsteil nach W abtauchend. Innerhalb der diaphthoritischen Granat-Glimmerschiefer liegt ein großräumig gefalteter Amphibolitkörper mit deutlichem tektonisch überprägtem Kontakt.

- Permomesozoikum des Drauzuges: Die diaphthoritischen Granat-Glimmerschiefer stehen in tektonischem Kontakt mit einem ca. 30 m mächtigen Quarzporphyrzug.

Darüber folgen mit ebenfalls tektonisch überprägtem sedimentären Kontakt anchimetamorphe rote Sandsteine des Permoskyth (65 m mächtig), die mit einem Basiskonglomerat einsetzen. In den Sandsteinen ergab die Harnischauswertung sinistrale „strikslip“-Bewegungen entlang der E-W streichenden Drauzug-Südrandstörung. Dies stimmt gut mit dem jungen N-S-Störungsmuster in dieser Region überein, das als Schar antithetischer dextraler „Riedelbrüche“ bezüglich der E-W-Hauptscherrichtung interpretiert wird.

Der ab 1470 m Höhe einsetzende Wettersteindolomit steht in tektonischem Kontakt zu den unterlagernden Sandsteinen. Im Kontaktbereich sind geringmächtige brekziierte Kalke (vermutlich Raibler Schichten) eingeschuppt. Der Wettersteindolomit wird bezüglich der Permoskyth-Sandsteine an der steilen, nach N einfallenden Störungsfläche abgesenkt, wie dies auch innerhalb der triadischen Serien mehrfach zu beobachten ist.

Lokalität Pallaser Bach (ÖK 196 Obertilliach)

Im Pallaser Bach W' Liesing wurde ein Bachprofil aufgenommen, das vom sehr gut aufgeschlossenen Gailtalkristallin über die Drauzug-Südrandstörung bis in den Wettersteindolomit reicht. Das Kristallin nahe der Scherzone besteht aus überwiegend diaphthoritischen, z.T. Staurolith-führenden Granat-Glimmerschiefern mit einer Amphibolit-Einschaltung. Der Kontakt zu den permoskythischen Basiskonglomeraten ist nicht aufgeschlossen; er liegt in ca. 1260 m Höhe.

Die beobachtete Kaltdeformation in der permoskythischen Folge und im darüberfolgenden Wettersteindolomit (1480 m Höhe) und die davon abgeleiteten Bewegungen sind am besten als Schrägabschiebung der N-Scholle nach NW zu deuten.

Lokalität Obergailbach (ÖK 196 Obertilliach)

Die Aufschlüsse durch das Periadriatische Lineament liegen in 1275 m Höhe zu beiden Seiten des Obergailbaches SW' Liesing. Die Hauptfoliation streicht E-W und fällt steil nach S ein.

Die Gesteinsfolge von N nach S:

- Gailtalkristallin: Diaphthoritische Granat-Glimmerschiefer mit hellen Glimmerquarzit-Einschaltungen gehen nach S in schwarze Ultrakataklasite und frisch durchbewegte Kakirite über. In diesen Gesteinen konnte eine Anzahl von Harnischflächen und -lineationen gemessen werden, deren Bildung offenbar in Zusammenhang mit der NNE-SSW-Störung steht, die auch für den kartierbaren dextralen Versatz der

weiter südlich gelegenen Tonalit-Lamelle verantwortlich zu machen ist. Die Interpretation dieser Störung als antithetische sinistrale Riedelfläche läßt für das Hauptstörungssystem des Periadriatischen Lineaments auf eine dextrale Scherbewegung schließen. Dieser Befund stimmt gut mit den Ergebnissen der kinematischen Analyse in den Tonaliten des nahegelegenen Archerlebaches überein, wo aufgrund der Harnischmessungen von einer Schrägaufschiebung nach NW ausgegangen werden muß.

- Tonalit-Lamelle: Der Tonalit mit einer Mindestmächtigkeit von 4 m zeigt W' des Gailbaches ein noch gut erhaltenes grobkristallines magmatisches Gefüge mit geringfügigen Domänen gestrainter Quarzkristalle. Der Tonalit auf der E-Seite wurde einer extremen Kataklastose mit lokaler Bildung von Pseudotachylit unterzogen. Am S-Rand ist er innig verschuppt mit ultrakataklastischen paläozoischen Tonschiefern.
- Permoskyth-Lamellen: In diesen ultrakataklastischen südalpinen Tonschiefern liegen auch mehrere 1 bis 3 m mächtige permomesozoische Schuppen aus Zelendolomit und Gips.
- Südalpines Paläozoikum: dunkle Tonschiefer und Phyllite mit deutlichem bruchhaftem S-C-Gefüge. Die Hauptfoliation streicht 60–90° und fällt im Scherzonenbereich sehr steil, in größerer Entfernung mittelsteil bis flach nach S ein; B-Achsen tauchen flach nach E ab.

Zusammenfassend ist anzumerken, daß die Bewegungen an Periadriatischem Lineament und Drauzug-Südrandstörung nach bisherigem Kenntnisstand eine gegenläufige Tendenz mit deutlich kompressiver Komponente zeigen. Die Richtungsangabe ist jedoch noch nicht endgültig gesichert. Die laufenden strukturgeologischen Untersuchungen sollen noch weitere Anhaltspunkte liefern, das gegenwärtige kinematische Modell zu erhärten.

Die geochemischen Untersuchungen an den Tonaliten bezüglich der Ermittlung von Stoffverschiebungen bei zunehmender Deformation sind ebenfalls noch im Gange.

Um zu eindeutigen Aussagen über das Ausgangsmaterial der Pseudotachylite zu gelangen, wurden zusätzlich die Pseudotachylit-Vorkommen von Hollbruck, Leiten, Seebach und Archerlebach geochemisch beprobt. Die Messung mobiler Spurenelemente (incl. REE) soll Aufschluß über Stoffverschiebungen während der Deformation und Aufschmelzung geben.

Blatt 196 Obertilliach

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den südlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 196 Obertilliach

VON BEATE GRÜN & MICHAEL SENFF
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1988 wurde im Rahmen einer Diplom-Kartierung vom Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig Universität, Giessen/BRD, der nördliche Bereich des Kartenblattes 196 Obertilliach neu aufgenommen. Begrenzt wird das Kartierge-

biet im Süden durch die Grenze Permomesozoikum – Gailtalkristallin etwas südlich des Tuffbaches, im Norden durch die Linie Leisacher Alm – Zochenpaß. Die östliche Begrenzung bildet der Wildsenderbach, die westliche der Eggenbach.

Während der Kartierarbeiten wurden folgende Punkte besonders beachtet:

- 1) Neuaufnahme und detaillierte Untergliederung der jurassischen Schichtenfolge.
- 2) Aufnahme bisher im Kartiergebiet nicht beschriebener kretazischer Abfolgen.
- 3) Entnahme eines lückenlosen Gesteinsprofils vom Osthang des Alpl für mikropaläontologische Untersuchungen anhand von Dünnschliffserien und deren stratigraphische Auswertung.

Der tektonische Bau des Kartiergebietes wird von mehreren WNW–ESE-streichenden Großstrukturen bestimmt. Von N her gesehen folgt auf das Hauptdolomit-Massiv des Eisenschuß, das den Südfügel der großen Lienzer Hauptantiklinale bildet, eine vom Riebenkofel über das Alpl zum Oberalpl ziehende Synklinale. Die obertriassischen–kretazischen Serien dieser Mulde stehen im Süden zwischen Oberalpl und Unteralpl an einer großen Störungzone im direkten Kontakt mit Wettersteindolomiten des Ladin. Diese wiederum werden von der großen Tuffbach-Südrandstörung begrenzt, an deren südlicher Seite permische, bereichsweise auch skythische Serien aufgeschlossen sind.

So findet man am östlichen Ufer des Eggenbaches, oberhalb der Lotteralm, ein vollständiges Profil durch die intensiv roten Sandstein- und Konglomeratserien des Perm, sowie das wohl beste Profil der Werfener Schichten in den westlichen Lienzer Dolomiten. Letzteres zeigt sehr deutlich die Wechsellagerung von bunten, tonigen und sandigen Bänken von meist geringer Mächtigkeit. Im hangenden Teil sind Zellendolomittuffhorizonte zwischengeschaltet. Weiter östlich, am „Sattel“ und im Bachbett des Tuffbaches, fallen violett gefärbte Quarzporphyre des Rotliegend auf, die sich auch in Form von aufgearbeiteten Komponenten in überlagernden Konglomerathorizonten finden. An mehreren Stellen wurden Sandsteine, die im direkten Kontakt mit den vulkanischen Serien stehen, durch eindringende, heiße silikatische Lösungen in sehr harte, morphologisch herausragende, bräunliche Hornsteine umgewandelt.

Am Nordufer des mittleren Tuffbaches ist das einzige anstehende Vorkommen von Gesteinen des unteren Ladin im Kartiergebiet aufgeschlossen; es handelt sich um sehr dunkle, stark bituminöse Kalkbänke mit zwischengeschalteten, mm-mächtigen Mergellagen. Da sich diese in mittleren Beckentiefen abgelagerten Gesteine durch ihren sehr hohen Karbonatanteil deutlich von der stark tonigen Tiefwasserfazies der Partnachschichten unterscheiden, wird hier die Bezeichnung „Fellbacher Kalke“ (sensu Th. BECHSTÄDT, 1976) verwendet.

Der Schwerpunkt der Kartierarbeit lag auf der detaillierten Auskartierung der vom Alpl über das Oberalpl nach WNW ziehenden Synklinalkonstruktion, die nach älteren Arbeiten (v. BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; W. SCHLAGER, 1963) ausschließlich liassische Sedimente enthalten sollte. In der vorliegenden Kartierung erfolgte aufgrund lithologischer und mikropaläontologischer Aspekte eine Gliederung des Muldenkerns in folgende Einheiten:

- Lias-Fleckenmergel (Hettang/Sinemur).
- Lias-Rotkalke (Pliensbach).
- Rote und grüne Radiolarite (Oxford).
- Aptychenkalke (Kimmeridge–Berrias).
- Grünlich-rötliche Kreidefleckenmergel (Oberes Berrias–Hauterive).

Mittlerer Jura (Dogger) konnte nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise ist dieser tektonisch reduziert oder aber liegt hier eine Schichtlücke vor. Im Hangenden der kretazischen Fleckenmergel, östlich des Alpl, sind wenige Zentimeter des Kreidefelses der oberen Unterkreide (Apt/Alb) aufgeschlossen; dieser zeichnet sich durch eine reiche Foraminiferenfauna aus.

Ein vollständiges, tektonisch relativ wenig beanspruchtes Profil der Muldensedimente streicht vom Beilsandgraben in westlicher Richtung auf das Alpl zu. In diesem, von dichtem Nadelwald bewachsenen Hang sind beide Muldenflügel aufgeschlossen. Die sehr verwitterungsresistenten Gesteine der Lias-Fleckenmergel, der Rotkalke und der Aptychenkalke sind als steile Rippen herauspräpariert, in den morphologischen Depressionen befinden sich die bevorzugt erodierten zergrunten Radiolarite und stark tonige Kreide-Fleckenmergel.

Die in diesem Bereich aufgeschlossenen Rotkalke weisen eine reiche, allerdings schlecht erhaltene und meist deformierte Cephalopodenfauna auf, die oberen Lias (Pliensbach) anzeigt. Weiter westlich sind infolge der tektonischen Ausquetschung der Synklinale alle oben angeführten Serien stark verschuppt und so in ihrer Mächtigkeit deutlich reduziert, wobei die Beanspruchung der Schichten in westnordwestlicher Richtung stark zunimmt. Hier keilen die Serien bereichsweise aus, um dann in Form einzelner Phacoide wieder zu erscheinen. So ziehen die jurassisch-kretazischen Serien vermutlich auch über die westliche Grenze des Kartiergebietes hinaus.

Im Sommer 1989 ist eine Anschlusskartierung in diesem Bereich geplant, mit dem Ziel, den Westteil der Synklinalkonstruktion aufzunehmen.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 196 Obertilliach

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die früheren Aufnahmsarbeiten wurden 1988 der Bereich des Ober- und Niedergailtales und der Rücken des Mittagkofels kartiert.

Aus der Zeit des Eiszerfalles finden sich im Obergailtal mächtige Staukörper. So sind der lang gestreckte Hügel oberhalb „In der Lette“ und bei Rohrbach der Rest einer mächtigen Talverbauung, die bis weit nach Süden (ca. östlich Marthahütte) reichte. Sie wird von nur kantengerundetem, lokalem und feinstoffreichem Schutt ohne gekritzte oder facettierte Gerölle aufgebaut und liegt der Grundmoränenauskleidung des Tales auf. Der ehemals wohl auch nicht sehr einheitliche Staukörper wurde von den Seitengräben gegen das schmelzende Eis geschützt und ist heute, stark zerschnitten, nur in einzelnen Kanten erhalten. Dieser Tal-

verbau entstammt einer Zeit, als der Lokalgletscher des Obergailtales noch mit Eismassen des Lesachtales in Verbindung stand. Er stellt möglicherweise eine ähnliche Situation dar, die südlich Frohn zu der lokalen Staukante und dem scharfen Erosionstal führte.

In der Grundmoräne, die am Talboden in großer Mächtigkeit einem hohen Felssockel aufliegt, sind durch die scharfe Erosion ausgreifende Massenbewegungen entstanden, die bis hoch in den Hang zurückgreifen.

Aus der Periode, als die Lokalgletscher noch mit dem Eis des Haupttales vereinigt waren, dürfte auch die mächtige Grundmoränenverbauung des Gossengrabens stammen, die bis in die Hänge zu beiden Seiten ausgreift. Hier ist das Moränenmaterial wesentlich geringer mächtig und nur flächenhaft erhalten und wird weitgehend von Hangschutt bedeckt. Auch hier greift eine tiefgreifende Massenbewegung in den Hang östlich des Gossengrabens bis in eine Höhe von 1160 m zurück, die durch die Unterschneidung durch diesen und die Gail entstanden ist.

Wesentlich jüngeren Datums sind die Staukörper entlang der Gail, die bis zu 100–150 m über dem heutigen Talboden zu finden sind (Liesinger Hochwald, NW Steineckeralm). Es sind dies fluviale Kiese und Sande der Gail, die in Nischen und Mulden abgelagert wurden, als der freie Abfluß im heutigen Talboden noch durch Moränen-, Muren- und Toteismassen behindert war und oberhalb der engen, tief eingeschnittenen Talsohle erfolgte.

Im oberen Gailtal ist auf dem ebeneren Talboden unter „In der Lette“ eine wallartige Anhäufung großer Erratika zu finden, die in ihrer Höhenlage dem deutlichen Moränenwall unterhalb der Zufahrtsstraße zur Steineckeralm entspricht. Beide zeichnen eine spätglaziale Gletscherzunge nach, die dem Stand angehören dürfte, der auch in den westlichen Nebentälern durch Moränen und Staukörper nachweisbar war. Ebenso diesem Stand könnten die Staukörper und riesigen Erratika im Niedergailtal knapp vor seinem Ausgang ins Lesachtal entstammen.

Dem nächst jüngeren spätglazialen Gletscherstand entstammen die grobblockigen, mehrgliedrigen Moränenwälle unter dem Wandzug Edigon – Letterspitz. Sie zeichnen einen Gletscher nach, der den Raum unter den Felswänden einnahm und mit seiner Zunge noch den Boden der Obergailalm erreichte, wo er eine sehr grobblockige Endmoräne aufschüttete. Der Eisrand wird sonst noch von den schön ausgebildeten Wällen östlich der Enterberghütte und bei der Knolihütte und dem kleinen See oberhalb der Obergailalm markiert. Zur selben Zeit dürften auch die Wälle westlich der Enterberghütte im Kar unterhalb des Edigon und der Randenspitze entstanden sein. Jünger sind die sehr grobblockigen Endmoränen SW der Knolihütte, die von kleinen Eisfeldern unter den Felswänden aufgeschüttet wurden.

Weitere Spuren spätglazialer Gletscherzungen finden sich um den Mittagskofel. So erfüllte ein kleiner Kargletscher das NW-Kar und lagerte mächtige, grobe Moränenwälle ab, die bis auf das Niveau der Kaserfeldhütte reichen. Ebenso war das Nordkar bis auf die Höhe der Bodenhütte mit Eis erfüllt und hat den obersten Gossengraben mit einem mächtigen Moränenverbau erfüllt.

Nach dem Abschmelzen des hochglazialen Eisstromes im Niedergailtal bildete sich im Bereich der Liesinger Hochalm eine riesige Bergzerreißen aus, die die gesamte Ostflanke des Mittagskofels bis weit nach Norden (bis östlich Bodenhütte) erfaßte. Der Hang ist in seinem südlichen Teil zur Alphütte durch hangparallele tiefe Gräben und Spalten gegliedert, die eine tiefgreifende Massenbewegung anzeigen. Weiter im Norden sind in den Hohlformen kleine Nackenseen entstanden.

Siehe auch Berichte zu Blatt 195 Sillian von H. HEINISCH, von W. SPRENGER und von A. WARCH.

Bericht 1988 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Geländeaufnahme erbrachte eine Erweiterung nach Süden, sodaß nun, angefangen vom östlichen Blattende (Niedergailergraben), eine durchgehende Aufnahme der schattseitigen Einhänge des Lesachtales und der äußeren rechtsseitigen Zubringer bis Maria Luggau besteht.

Der Schwerpunkt der im Sommer 1988 durchgeführten Geländearbeiten lag auf

- der Erfassung des periadriatischen Lineamentes und dessen geotechnische Bedeutung für die Geschiebeherdbildung,
- der genauen Kartierung und der Untersuchung der Eigenschaften der z.T. sehr mächtigen glazialen Lokermassen und
- der Kartierung und Darstellung der Großhangbewegungen.

Der Verlauf des Periadriatischen Lineamentes und dessen Bedeutung für die Geschiebeherdbildung

Im Untersuchungsbereich läßt sich diese tektonische Zone folgendermaßen von Ost nach West festlegen: Aufgeschlossen im Niedergailergraben bei ca. 200 m nordöstlich P. 980 in der Grabensohle in Form einer Permoskythschuppe, verläuft sie mit etwa 105° streichend, weitgehend von glazialen Lockermassen verdeckt, zu den Grabeneinhängen des Obergailbaches und ist dort bei ca. 965 m in den untersten Grabeneinhängen aufgeschlossen. Gut kartierbar ist sie im letztgenannten Abschnitt nur im Archerlebach bei ca. 1050 m bis 1090 m. Am orographisch linken Einhang des äußeren Obergailtales tritt sie dann unter einer mächtigen glazialen Überdeckung erst wieder oberhalb des Gehöftes Rohrach bei ca. 1270 m zu Tage und läßt sich dann mit kleinflächigen Vorkommen bis in die Grabensohle des Frohntales bei ca. 1150 m östlich P. 1142 verfolgen. Am orographisch linken Hang des Frohntales ist sie wieder bis ca. 1400 m von glazialen Lockermassen verdeckt. Weiter nach Westen ist sie deutlich südlich des Untergrantsl P. 1484 als morphologischer Rücken entwickelt. An den orographisch rechten Einhängen des Mooser Baches östlich P. 1290 und an den rechten Einhängen des Luggauer Baches westlich P. 1496 ist sie deutlich aufgeschlossen. An der orogra-

phisch linken Talseite kann das Auftauchen der Zone wieder ab ca. 1360 m beobachtet werden.

Die geotechnische Bedeutung ist mit der petrographischen Ausbildung und Mächtigkeit dieser Zone und dem Auftreten der sie begleitenden Meerbach-Formation verknüpft.

Besonders die Bereiche extremer Kataklyse innerhalb der Tonalitzüge und der nach Süden anschließenden Meerbach-Formation sind der Ausgangspunkt zahlreicher ergiebiger, wenn auch räumlich beschränkter Massenbewegungen.

Als typisch kann folgende geotechnische Situation angesehen werden:

- Bildung von kleinflächigen Felsanbrüchen in den hochteilbeweglichen Gebirgsverbänden.
- Abtransport in Form von Murgängen im Streichen der Zone.
- Bildung von tiefeingeschnittenen Gräben mit hohen Uferanbruchswänden.

Letztgenannter Fall ist z.B. unterhalb des Schwendereckes am ersten großen linksufrigen Seitenzubringer des Luggauer Baches zu beobachten.

Die geotechnischen Eigenschaften der glazialen Lockermassen

Wie schon am Ausgang des Niedergailertales sind in den äußeren Bereichen des Obergailertales und des Frohntales mächtige, sehr heterogen aufgebaute glaziale Serien entwickelt. So lassen sich im Bereich des Obergailertales ca. 500 m südlich P. 1144 bis zum Mündungsbereich am orographisch linken Einhang durchgehend glaziale Lockermassen beobachten. In etwa gleicher Position treten solche Lockergesteinskomplexe im Siedlungsgebiet von Frohn auf.

Typisch für den Aufbau und die geotechnischen Verhältnisse solcher glazialer Lockermassen kann ein Profil im Siedlungsgebiet von Frohn angesehen werden (siehe Originalbericht im Archiv der Geologischen Bundesanstalt):

- Sockel von Kristallin (ca. 6 m oberhalb der Grabensohle).
- Ca. 10 m Stausedimente, die als schwach sandige, tonige Bänderschluße mit Wechsellagerung von Feinsanden und kiesigen Lagen vorliegen; entsprechend den geotechnischen Kennwerten (Kornverteilung, Reibungswinkel, Wassergehalt) ergeben sich vor allem oberflächliche Kriecherscheinungen.
- Oberhalb der Stausedimente Entwicklung einer mächtigen Grundmoräne (typische Ausbildung: Feinanteil <0,06 mm 50 %, Sandanteil 25 %, Kiesanteil 25 %); einzelne neue und zahlreiche alte kleinere Hangbewegungen in Form von Muschelanbrüchen mit nachfolgenden Murgängen (herrührend von der Niederschlagskatastrophe 1966).
- Ab ca. 1200 m Ansetzen des Gailtalkristallins mit einer wechselnd mächtigen Verwitterungs- und Hangschuttdecke.

Großhangbewegungen in Form von Talzuschüben

Im untersuchten Gebiet konnten zwei, wahrscheinlich aktive Großhangbewegungen identifiziert werden, die beide im Obergailtal liegen.

Talzuschubsmasse an der orographisch rechten Talflanke des Obergailtales östlich der Obergailertalbrücke P. 1426

Die Hangbewegung liegt zur Gänze in den phyllitischen Schieferen der Nostra-Formation (siehe Profil im

Originalbericht im Archiv der Geologischen Bundesanstalt).

Der Abrißbereich äußert sich durch eine 200 m lange und bis zu 15 m hohe Steilstufe. Unterhalb der Anbruchskante erstreckt sich ein ca. 80 m breiter Gürtel aus Bergsturzmaterial mit Blöcken bis zu 500 Kubikmeter. Die Höhenlage von 1850 bis 1660 m ist gekennzeichnet durch übersteile Felsanbrüche, Ausstriche von über mehrere Zehner m durchhaltenden Bewegungsbahnen in Form von Spalten und Nackentälern. Teilweise ergibt sich durch die hangtektonischen Prozesse eine Zerlegung des Gebirgsverbandes bis in eine Grobblockschutthalde. Der unterste Bereich der Hangbewegung zwischen 1600 m und 1660 m ist stark übersteilt und bildet die Talzuschubsstirn.

Talzuschubsmasse

südwestlich der Obergailertalm P. 1426

Das von der Hangbewegung betroffene Areal (phyllitische Schiefer der Nostra-Formation) hat eine Fläche von ca. 0,25 km² bei einem Höhenunterschied von 350 m.

Deutlich läßt sich ab 1600 m eine Gliederung in Abrißbereich und Sackungsmasse i.e.S. vornehmen. Wie aus dem Profil (Originalbericht im Archiv der Geologischen Bundesanstalt) hervorgeht, beträgt die Durchschnittsneigung der Sackungsmasse 27–28° und läßt sich mit diesen Werten sehr gut in übrige alpine Großhangbewegungen einordnen. Nach den Geländeaufnahmen dürfte die maximale Mächtigkeit des kriechenden Gebirgskörpers bei 50 bis 70 m liegen.

Die Talzuschubsstirn reicht bis 30 m an das Bachbett heran und bildet im unteren Bereich Hangböschungswinkel bis 45° aus. Wie sensibel die übersteilte Talzuschubsstirn in stark verstellten Schieferen der Nostra-Formation auf destabilisierende Eingriffe reagiert, zeigten staffelförmige Böschungsanbrüche beim Güterwegebau 1987.

Ab 1540 m folgen mehrere, z.T. über 100 m durchhaltende Nackentäler, die auf Ausstriche von Bewegungsbahnen schließen lassen. Der obere, wesentlich flachere Teil der Sackungsmasse ist von nachgestürzten Phyllit- und Marmorblöcken bedeckt, die bis zu 10 Kubikmeter erreichen können.

Blatt 198 Weißbriach

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Massenbewegung im Gebiet des Reißkofels und der Jochalm (Gailtal/Kärnten) auf Blatt 198 Weißbriach

Von MICHAEL LANG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet wurde im Zuge einer Diplomarbeit am geologischen Institut der Universität Wien unter der Leitung von Doz. Dr. VAN HUSEN im Sommer 1988 kartiert. Der Schwerpunkt der Kartierung (M = 1 : 10.000) lag auf der detaillierten Untersuchung der Massenbewegung im Gebiet des Reißkofels und der Jochalm.

Reißkofel (NN 2371)

Das Gebiet, in dem die Massenbewegung auftritt, umfaßt den Kamm W und E des Gipfels des Reißkofels, den südlich anschließenden Karbereich mit dem Alplspitz, die westliche Flanke des Kares (Biwackschachtel) und den östlichen Teil des Kares (Sitzau).

Felsmechanisch ist der Bereich charakterisiert durch inkompetente, „weiche“ Gesteinsserien im Liegenden (Glimmerschiefer, Grödener Schichten, Buntsandstein und Werfener Schichten), auf denen im Hangenden kompetente, „harte“ Serien (Muschelkalk, Plattenkalk und Wettersteinkalk bzw. Wettersteindolomit) auflagern (s. R. POISEL & W. EPPENSTEINER, Felsbau, 6/4, 1988).

Südlich des Kammes zieht sich eine Abrißlinie von der Biwackschachtel im W bis zum Alplspitz im E hin. An dieser Linie hat sich ein Teil des Kalkstockes nach Süden, zur freien Oberfläche, in das Kar hinein abgesetzt. Die Versatzhöhe konnte aufgrund der lokalen (steile, unbegehbare Bereiche) und geologischen Verhältnisse (Fehlen eines markanten Horizontes im massigen Wettersteinkalk) nicht festgestellt werden. Die beiden Flanken des Kares sind gekennzeichnet durch das Auftreten von Zerrspalten. Im Gebiet des Alplspitzes führt die Zerrspalte wahrscheinlich zu einem Wegkippen des Pfeilers von der Hauptmasse des Kalkstockes nach Süden.

Im Gebiet W der Biwackschachtel treten zwei Hauptrichtungen von Zerrspalten, N-S und W-E streichend, auf, die diesen Bereich in einen rechtwinkeligen Raster zerlegen. Die W-E streichenden Spalten, zu denen man aufgrund der Breite (die nördlichste erreicht eine Breite von etwa 20 m) schon Kluffgassen sagen sollte, sind deutlicher ausgeprägt. Sie werden durch die N-S streichenden Spalten, deren Maximalabstand im dm-Bereich liegt, weiter zerlegt. Diese Tatsache läßt die Vermutung zu, daß die W-E streichenden Zerrspalten älter sind als die N-S streichenden. Zur weiteren Beobachtung der Spalten wurden von Dr. POISEL (TU Wien) im Herbst 1988 in den beiden Bereichen Konvergenzmeßstrecken gelegt.

Gefüge

Die Einfallswerte sehen für die einzelnen Gesteinsserien sehr einheitlich aus. Die Gesteine fallen durchschnittlich mit $40^\circ(\pm 1^\circ)$ nach N ein, wobei die Fallrichtungen bei $360^\circ(\pm 20^\circ)$ liegen. Im Bereich von Störungen, Felsgleitungen und Versetzungen können die Fallwerte lokal streuen (vor allem im Gebiet des Kares). Generell zeigt sich dabei die Tendenz, daß sich die westlichen Bereiche „im Uhrzeigersinn“ nach E zur freien Oberfläche bewegen und im östlichen Karbereich „gegen den Uhrzeigersinn“ nach W.

Das Klufsystem zeigt ebenfalls im großen und ganzen eine einheitliche Ausbildung. Man kann zwei Hauptrichtungen beobachten. Ein Klufsystem, das mit etwa $70^\circ-90^\circ$ nach S einfällt und ein Klufsystem, das mit etwa 80° nach W oder, wenn es gekippt ist, nach E einfällt. Dieses System entspricht gut den randparallelen Vertikalklüften und Vertikalklüften normal zum Rand nach R. POISEL & W. EPPENSTEINER (Zitat s.o.). In allen Gesteinen des Mesozoikums (mit Ausnahme der Wettersteinkalke bzw. Wettersteindolomite, hier nur an den großen Störungen) findet man Versetzungen mit Harnischen im cm-dm-Bereich, vor allem an den steil nach W oder E einfallenden Klüften. Die Tendenz der Kluffausbildung ist in den sich „duktil verhaltenden“ Gesteinen (Buntsandstein, Grödener und Werfener Schichten)

geringer als in den „starren“ Karbonaten. Zudem herrscht in den Karbonaten ein rechtwinkeliges Klufsystem vor, während in den Grödener und Werfener Schichten die Klüfte einen Winkel von etwa $60^\circ-70^\circ$ einschließen. In den Karbonaten zeigen vor allem die dünnbankigen Plattenkalke eine große Tendenz zur Kluffbildung, gefolgt vom Muschelkalk und dem Wettersteinkalk.

Im Karbereich wurde durch das Ausscheiden von verschiedenen Schuttbereichen der Versuch unternommen, die Größe der abgegangenen Gesteinsmassen zu bestimmen. Die Zonen, wo Blöcke aus Wettersteinkalk $>10\text{ m}^3$ auftreten, finden sich in den steilen Rinnen des Kares, die durch die N-S streichenden Störungen angelegt worden sind. Blöcke, die zur Gänze überwachsen sind, findet man im westlichen Karbereich und im östlichen Teil (Steig nach Sitzau). Diese Blöcke sind Zeugen eines größeren Felssturzes oder Bergsturzes in der nahen Vergangenheit. Je höher und näher man von der Sitzau zu den steilen Wänden des Wettersteinkalkes gelangt umso mehr häufen sich die „frischen“, noch nicht überwachsenen Blöcke.

Der Abtransport des Materials erfolgt derzeit ausschließlich über den Rinsbach. Im westlichen Karbereich kommt es zur Ansammlung des Materials. Die überwachsene Zone reicht hier bis an die steile Karflanke E von Welzberg heran.

Jochalm (NN 1565)

Dieses Almgebiet liegt im E des Reißkofelkares. Die Grenzen bilden jeweils in das Gailtalkristallin eingeschnittene Gräben. Im Norden reicht das Gebiet bis zu dem Gerinne, das in der Wurzen entspringt und mit einzelnen Seitengerinnen aus dem Kristallin (Zuläufe aus dem Kalk sind größtenteils trocken) in den Pattellgraben entwässert. Im NE und E bilden der Pattellgraben und der tiefeingeschnittene Kirchbachgraben die Grenzen. Die bewaldeten Hänge dieser beiden Hänge sind relativ steil (Hängeigung etwa 35°). Im S bilden das Gailtal und im W der Rinsbach die Grenzen. Die Jochalm besteht zum vorwiegenden Teil aus Sericit-Chlorit-Schiefern (Deformationszone in der Generalkarte), die tektonisch stark beansprucht sind. An den Südhängen schließen diaphthoritische Glimmerschiefer mit einem eingeschalteten Band aus Grünschiefern.

Gefüge

Die Schichten fallen mit etwa 50° nach N ein. Die Fallwinkel nehmen zur Höhe hin stetig zu und erreichen auf der Jochalm Werte um 80° . Es ist in diesem Gebiet schwierig, eindeutige Meßwerte zu bekommen. Die Gesteine sind tektonisch stark durchbewegt, neigen an manchen Stellen zum Hakenschlagen (im NE der Jochalm) und sind in Straßenaufschlüssen verstellt.

Die Abrißkanten streichen mit etwa 310/130 und greifen deutlich schräg über das sf hinweg. Im Bereich der Alm können zwei größere Formen beobachtet werden. Abrißkanten, die scharf ausgeprägt sind, und auf dem Almgebiet selbst Formen, deren Morphologie weniger scharf hervortritt und die wannenförmig ausgebildet sind.

Die Unstetigkeitsflächen, die zur Ausbildung dieser Hangformen führten, könnten einerseits die Schieferungsflächen sein und andererseits ac-Klüfte nach SANDER. Neben diesen Formen findet man im westlichen Teil (Gebiet um Jenitzen) zwei Bereiche, die durch star-

ke Verwitterung und Hangkriechen gekennzeichnet sind.

Ein auslösendes Moment für die Massenbewegung ist wohl in den übertieften Tälern nach dem letzten glazialen Ereignis zu finden.

In beiden Fällen ist zur sicheren Klärung der Ursachen und Mechanismen eine zweite Begehung erforderlich.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen zwischen Guggenberg und Kirchbach auf Blatt 198 Weißbriach

Von JÜRGEN REITNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Diese Arbeit ist ein vorläufiger Zwischenbericht einer von D. VAN HUSEN betreuten Diplomarbeit über die großräumigen Massenbewegungen in diesem Abschnitt des Gailtalkristallins.

Ich unterteile das Gebiet zwecks der Übersichtlichkeit in 3 Bereiche.

Sattelle – Hochwarter und Schimanberger Höhe

Dieses Almgebiet ist zum überwiegenden Teil aus phyllitischen Glimmerschiefern, welche immer wieder Lagen von dünnblättrig zerfallenden Serizit-Phylliten beinhalten, aufgebaut. Untergeordnet kommen auch Linsen von Grünschiefer, Feldspat-reichem diaphthoritischen Glimmerschiefer sowie Kalzitschiefer vor. Augengneise wurden im Gipfelbereich und an der N-Flanke des Sattelle auskartiert.

Auf der Schimanberger und auf der Hochwarter Höhe wurden einige mehrere hundert Meter lange, NW-SE-streichende flache Treppen und Mulden erfaßt. Diese sanfte Morphologie wird von scharfen, annähernd E-W-streichenden Gräben zerschnitten. Diese markanten Gräben wurden auch am Bergrücken zum Sattelle erfaßt. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse konnte festgehalten werden, daß die NW-SE-verlaufenden Bergzerreißen im Streichen der Schieferungsflächen (s1) sind. Dagegen greifen die scharf ausgebildeten und damit jüngeren Formen quer über das s-Gefüge.

Durchspring – Kreuther Höhe – Maißwald

Vom Durchspring bis zur Kt. 1234 dominieren phyllitische Glimmerschiefer bzw. Phyllite, die wegen ihrer geringen Verwitterungsresistenz kaum Aufschlüsse bieten.

Die NW-SE streichende, tw. vernähte Bergzerreißen vom Durchspring bis zur Kreuther Höhe ist, soweit die Aufschlußverhältnisse diesen Schluß zulassen, parallel zum Schieferungsgefüge angelegt. Nördlich des Durchspring, sowie nördlich der Kreuther Höhe und des Maißwaldes ist die Landschaft durch eine unruhige und absitzige Morphologie gekennzeichnet. Markant sind die langgezogenen sanften treppenförmigen Absätze, welche an Hand der Morphologie und des Gefüges (bis auf 2 Ausnahmen N-Fallen) als Translationsrutschungen gedeutet wurden. Auf der Südseite der Kreuther Höhe wurde eine 1 km lange Bergzerreißen erfaßt. Die Gefügeaufnahmen lassen den Schluß zu, daß jene Form im Zuge einer Rotation der ursprünglich mit 80° gegen Süden einfallenden Phyllite um bis zu 30° gegen das Gailtal hin entstanden ist.

Hinterwinkel – Kameritscher Berg – Guggenberg

Der Bereich um den Hinterwinkel ist aus quarzreichen diaphthoritischen Glimmerschiefern mit Übergängen zu Quarzphylliten aufgebaut. Das Gelände ist durch tiefe, wannenförmige Bergzerreißen gekennzeichnet, welche lateral gegen E in einen Abriß übergehen. Die Gefügesituation am Kamm ist durch ein Einfallen der Schiefer mit 70–80° gegen N charakterisiert, womit, bedingt durch die hohe potentielle Teilbeweglichkeit dieses Materials, ein Zergleiten des ganzen Hanges in Richtung Norden bis auf 1000 m ü.NN einhergeht.

Der Kameritscher Berg, sowie die Rücken bei den Gehöften Huber und Kilzer bestehen aus phyllitischen Glimmerschiefern. Alle drei Gebiete sind durch zum Gailtal („freie Oberfläche“) parallele Bergzerreißen gekennzeichnet. Soweit Daten vorliegen, sind diese Formen mehr oder weniger parallel zum Streichen der Schiefer. Bei der Ortschaft Guggenberg wurden ebensolche Formen erkannt. Das Material ist in diesem Fall graphithaltiger Schiefer bzw. Graphitschiefer. Beachtenswert ist die Änderung des Fallwinkels von 005/30 in Höhe 1080 m ü.N.N. im Gegensatz zu 360/60 auf 1140 m Seehöhe. Dies ist im Zusammenhang mit der Morphologie und der Situation (freie Fläche zum Gailtal) ein entscheidender Hinweis auf ein großflächiges Herausrotieren der Schichten, wobei im Zuge dieses Mechanismus solche markanten Gräben entstanden sind. Analog dazu ist dieser Mechanismus sicherlich für die Situation bei den Gehöften Huber und Kilzer, sowie am Kameritscher Berg zutreffend.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels

Von BERNHARD KRAINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmsgebiet wird im N durch den Remschniggkamm (Pronintsch – Montikogel – Hochenegg), im E durch den Hl. Geist-Bach, im S durch den Seitengraben Wh. Spitzmühle – Obergueß und schließlich im W durch die Staatsgrenze abgegrenzt.

Die miozäne Schichtfolge des Kartierungsgebietes baut sich von liegend nach hangend aus Arnfelser Konglomeraten – Leutschacher Sanden – Steirischer Schlier auf, wobei nach WINKLER-HERMADEN diese Schichteinheiten z. T. als zeitgleiche Entwicklungen anzusehen sind, die in lateralen Faziesdifferenzierungen des „Schliermeeres“ begründet sein sollten. Demzufolge stellte WINKLER-HERMADEN (1938: 32, Erläut. Geol. Karte, Blatt Marburg 1 : 75.000) auch fest, daß eine scharfe Grenzziehung zwischen den drei Einheiten unmöglich erscheint. Stratigraphisch wird die Schichtfolge ins Karpatium gestellt (vgl. K. KOLLMANN, 1965, Taf. 3), wobei aus dem engeren Aufnahmsgebiet keine biochronostratigraphisch oder faziell verwertbaren Fossilfunde vorliegen.

Die Geländeaufnahmen ergaben, daß die Erfassung und Abgrenzung der Leutschacher Sande vom Schlier

nach Korngrößenunterschieden, Sedimentstrukturen etc. im Areal südlich des Remschniggkammes nicht durchführbar ist. Die Arnfelder Konglomerate werden am Südhang des Remschnigg unmittelbar von der für den Schlier in diesem Bereich typischen Wechselfolge von Silt-/Sandsteinen mit Einschaltungen von oft matrixgestützten, Fein- bis Mittelkieskomponenten führenden Konglomeraten überlagert, wobei in den Silt-/Feinsandsteinen verbreitet Bioturbationsphänomene bzw. Spurenfossilien auftreten. Die (?Wurm-)Spuren, welche mehreren Morphotypen angehören, bilden oft mehrere m² große Spurensysteme auf den Schichtflächen (z. B. am Waldrand N vom Ghft. Grill [400 m], Güterwegkehre NW Ghft. Krainz [500 m]).

Die hangendsten, dem Typus der Arnfelder Konglomerate zurechenbaren massigen Konglomeratbänke treten am Südhang des Remschnigg im Bereich Montekogel – Hohenegg bei rund 440 m auf. Es handelt sich um bräunlich-graue korngestützte Konglomerate mit meist mäßig gerundeten Komponenten von Grobkiesgröße. Neben diversen Karbonaten fallen hier neogene Vulkanitgerölle (grünlich-graue Hornblendeporphyre) auf, die in einzelnen Lagen 10–30 % der Komponenten ausmachen können.

Im Gipfelbereich des Montikogels (633 m) treten im Liegenden der Arnfelder Konglomerate gut sortierte Quarzkonglomerate (Quarzanteil über 90 %) auf, deren karbonatisch zementierte Komponenten meist im Mittelkiesgröße vorliegen. Es dürfte sich um Äquivalente des Transgressionskonglomerates des Schlier im Bereich Großwalz handeln.

Nach WINKLER-HERMADEN (Blatt Marburg 1 : 75.000) setzen sich die Arnfelder Konglomerate im hinteren Teil des Weißenbachgrabens (Krainz – Grillgraben – Fiki) auch auf die orographisch rechte Grabenseite fort. Die hier eingeschalteten Grobklastika sind jedoch mit denen im Bereich Montekogel – Hohenegg nicht vergleichbar. Aus den überwiegend matrixgestützten, z. T. verschiedenartig gradierten Konglomeratbänken ergeben sich in einzelnen Aufschlüssen klare sedimentologische Hinweise auf subaquatische Massenbewegungen (high-density turbidity currents), sodaß diese Ablagerungen als proximale Anteile des Steirischen Schliers aufzufassen sind, der hier direkt an das Grundgebirge des Remschnigg auflagert. Im Süden des Aufnahmegebietes (Bereich Dobay – Obergueß) ist die Abgrenzung des Schliers zu den Schichten vom Hl. Geist (= Arbeitsbegriff Bericht 1987) noch ungeklärt; ein direkter Übergang zwischen beiden Einheiten erscheint möglich.

Schwermineraluntersuchungen (35 Proben) zeigen keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Spektren der Schichten von Hl. Geist, dem Steirischen Schlier und den Arnfelder Konglomeraten. Es dominiert Granat (65–90 %), daneben findet sich Ap, Hb, Ep, Bio, Chl, Cd und Ti. Die resistenten Schwerminerale Tu, Ru und Zr liegen gemeinsam meist unter 10 %; der Opakanteil am Gesamtspektrum ist gering (6–30 %). Schwermineralproben aus dem Schlier ca. 3 km östlich von Leutschach (Straßenbau beim Striegel, 470 m) ergaben ebenfalls über 90 % Granat.

Im gesamten Aufnahmegebiet ist vereinzelt mittransportiertes Pflanzenmaterial (Pflanzenhäcksel bis über 1 m große Stamm-/Astreste) anzutreffen, dessen Inkohlung im Steinkohlenbereich liegt. Nach Untersuchungen von R. SACHSENHOFER, MUL (FWF – Projekt

zur Inkohlung Steirischer Braunkohlen) liegen Proben aus dem Grillgraben (430 m) bzw. vom Fiki (530 m) als Gaskohle, sowie aus den Arnfelder Konglomeraten (S-Seite Montikogel, 520 m) als Flammkohle vor.

Die miozänen Ablagerungen sind deutlich tektonisch beansprucht. Am S-Abfall des Remschnigg überwiegt mittelsteiles bis steiles (40–80°) S–SSE-Einfallen, wobei in Annäherung an das Grundgebirge das Einfallen steiler wird. Im Kammbereich des Montikogels fallen die Schichten hingegen nach N ein; in den südlichen Teilen des Aufnahmebereichs überwiegen ebenfalls nördliche Einfallrichtungen. An Störungen sind häufig steilstehende, nach W–NW einfallende, z. T. staffelförmige (im Aufschlußbereich) Abschiebungen beobachtbar, daneben treten NE einfallende Störungen auf. Lokal ist das Schichteinfallen diesen Störungen angepaßt. Insgesamt dürfte der tektonische Bau durch eine horst- und grabenartige Bruchtektonik geprägt sein; eine nähere gefügekundliche Untersuchung ist geplant.

Bei der W-Ausfahrt Gamlitz (Gh. Fastl, 390 m) waren im Zuge des Straßenneubaus blau- bis olivgraue Feinsilte (SS: 235–250/25–30) aufgeschlossen. Die im dm-Bereich gebankten, tw. bioturbat verwühlten Sedimente führten neben Seeigelresten kleine, glattschalige Lamellibranchiaten und undeutliche, inkohlte Pflanzenreste.

Die beim Gh. Moser (692 m) in Großwalz anstehenden roten Feinkonglomerate wären nach Dünnschliffuntersuchungen von K. KRÄINER (Innsbruck) mit den tieferen Anteilen der Werchzirmformation (St. Pauler Berge, Mittelkärnten) vergleichbar.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 207 Arnfels

Von NORBERT PLASS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt im Bereich zwischen Gamlitz, Ehrenhausen und Aflenz a. d. Sulm.

Folgende lithologische Formationen lassen sich vom Liegenden zum Hangenden unterscheiden:

- 1) Steirischer Schlier (Karpas),
- 2) Marine Mergel (Baden),
- 3) Marine sandige Mergel (Baden),
- 4) Leithakalke mit verschiedenen Lithofaziestypen (Baden),
- 5) Obere Sande (Baden)

Über den tertiären Formationen liegen an einigen wenigen Stellen quartäre Terrassen.

Der Steirische Schlier (Karpas) als tiefste Einheit tritt im nördlichsten Abschnitt des Arbeitsgebietes, bei Aflenz/Sulm und im Steinbruch Retznei auf.

Der Schlier ist bei Aflenz im stillgelegten Ziegelwerk Guidasoni mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 40 Metern aufgeschlossen. Charakteristisch ist das Schichteinfallen des Schliers mit 20 Grad/SE und die diskordante Überlagerung sandiger Mergel und Sande.

Der Schlier ist makrofossilarm, meist gut geschichtet und zeigt oftmals Einschaltungen dm-mächtiger Sandsteinbänke.

Im Steinbruch Retznei findet man an der Grenze zwischen Schlier und aufliegenden Nulliporenkalcken bzw.

-mergeln (Baden) einen „Aufarbeitungshorizont“, in dem Schlierbrocken und Gerölle angereichert sind.

Überlagert wird der Schlier von Leithakalken und marinen Mergeln/Sanden (Baden).

Die unterschiedlichen Leithakalkausbildungen treten im Kartiergebiet als „Inseln“, „Schollen“ oder Riffe, jedoch nicht als einheitliche Platte, auf.

Die Leithakonglomerate als tiefste Einheit der Leithakalke, führen neben verschiedenen Geröllen (Quarz, Gneis, Kieselschiefer, Dazite etc.) auch viele Makrofossilien (Bivalven, Korallen, Bryozoen etc.). Sie sind an der Straße zwischen Ehrenhausen und Gamlitz an mehreren Stellen gut aufgeschlossen. Darüber lagern Nulliporenkalke, -mergel (im Bereich der Weinleiten) wie auch marine Mergel und marine sandige Mergel.

Im Steinbruch Retznei erlangen die Nulliporenkalke, -mergel im Bereich des Riffkörpers eine Gesamtmächtigkeit von 40–50 Metern. Eine umfassende Fossilliste der Makrofossilien liegt von A. SCHOUPE (1949) vor. Das Riff (es wird als Saumriff interpretiert) besteht aus einer Wechsellagerung gewachsener Algen-, Korallenkalke mit Schutt-, Mergelkalken. Im südlichen Teil des Steinbruches ist in marinen Tonmergeln ein Biotit-Andesitgang eingeschaltet (A. HAUSNER, 1951).

Eine weitere Varietät der Leithakalke stellen die detritären Leithakalksandsteine (Aflenzer Stein) dar, die als Baustein häufige Verwendung fanden. Das mächtigste Vorkommen des Aflenzer Sandstein liegt nördlich vom Kalksteinbruch Retznei an der Straße zwischen Retznei und Aflenz. Der Detritus setzt sich aus biogenem Schutt und lithischen Komponenten zusammen.

Getrennt werden die „Leithakalkinseln“ durch marine Mergel, die flächenmäßig einen großen Anteil im Kartiergebiet ausmachen. Die marinen Mergel sind vom Steirischen Schlier oft schwer zu unterscheiden und wurden deshalb in älteren Arbeiten auch als jüngerer Schlier bezeichnet (WINKLER-HERMADEN, 1938).

Diese Mergel sind an der Straße von Retznei nach Ehrenhausen (neben dem Bahndamm) und nördlich der Weinleiten im Tal auf Sh. 250 in einem Bachbett gut aufgeschlossen.

Von den marinen Mergeln lassen sich die aufliegenden marinen sandigen Mergel gut unterscheiden (in der Literatur wird auch der Terminus „Gamlitzer Tegel“ verwendet). Der Fossilreichtum, die hellbraune Farbe und der erhöhte Sandgehalt sprechen für diese Abtrennung.

Als stratigraphisch jüngstes Glied der tertiären Schichtfolge wurden bereits von D. STUR (1871) die „Oberen Sande“ ausgeschieden. Sie überlagern die marinen Mergel, den Aflenzer Sandstein und die Leithakalke.

Im Gelände findet man sie zumeist als lose, rötlichbraune bis hellbraune Sande mit teilweise verfestigten Sandgeoden vor. Eine mergelige Matrix im Liegenden der Sande konnten an manchen Stellen (z. B. im Bereich Brennerstock) beobachtet werden.

Als charakteristische Merkmale können kleine Kohleschmitzen bzw. Pflanzenreste, millimetergroße Glim-

merblättchen und vereinzelte Fossilbruchstücke angeführt werden.

Das Quartär ist im Bereich von Retznei, Ehrenhausen und an der Straße von Gamlitz nach Ehrenhausen in Form von Terrassen ausgebildet. Die intensive landwirtschaftliche Nutzung und zunehmende Verbauung der quartären Flächen hatte eine Nivellierung der Morphologie und somit den Verlust einer charakteristischen Terrassenmorphologie zur Folge.

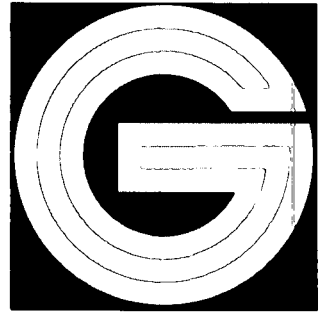
Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels

Von DAGMAR WOLF
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Abgesehen von tertiären Hüllgesteinen wird der Rücken des Remschnigg am westlichen Rande des Blattes 207 Arnfels von Gesteinen der Glimmerschiefergruppe (Glimmerschiefer, Amphibolite) und im Hangenden davon von Altpaläozoikum (phyllitische Tonschiefer, Tonschiefer, Grünschiefer) gebildet. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist nur schwer genau zu fassen. Denn in der Regel sind die Gesteine aus dem Grenzbe- reich durch die mit der Deckenüberschiebung einhergehende Kataklyse bis zur Unkenntlichkeit verändert. Vom östlichen Altenbachgraben zieht sich ein solcher Glimmerschieferkataklysit gegen Südwesten den Hang hinauf bis zur Straße Pilch – Doppler. Bei etwa 640 m Sh. ist dieses Gestein in der Straßenböschung aufgeschlossen. Auch entlang der Straße am Remschniggkamm östlich Doppler trifft man immer wieder auf Kataklysite. Der Grenzverlauf zwischen Glimmerschiefer und Grünschiefer ist hier wegen der dichten Vegetation an dem flachen Hang nur sehr unsicher festzulegen. Grünschieferlesesteine legen jedoch nahe, daß die Glimmerschiefergruppe entlang der Staatsgrenze nahezu durchgehend von Altpaläozoikum tektonisch überlagert wird.

Auf dem Berghang zwischen Doppler und Pilch fehlen Aufschlüsse. Taleinschnitte unterhalb 600 m Sh. zeigen, daß der Hangschutt hier über 3 m mächtig wird. Westlich davon sind im Bachbett nahe dem Kartenblattrand bis ca. 600 m Sh. nach Norden einfallende, etwa hangparallel streichende Glimmerschiefer aufgeschlossen, überlagert von massigen, felsbildenden Grünschiefern.

Etwas besser sind die Aufschlußverhältnisse am Bergrücken zwischen Lackner und Doppler. Der hier besonders quarzreiche und daher relativ massige Glimmerschiefer liefert außerdem zur Kartierung hinreichend Lesesteine. In Bachbetten wird als Liegendes der Glimmerschiefer mehrfach Amphibolit angeschnitten.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1989

BAND 132/4

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn, N.Ö.

Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.

Satz: Geologische Bundesanstalt.

Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

GLAWE, U. & MOSER, M.: Erste Untersuchungsergebnisse zur Kinematik der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (Karnische Alpen). Mit 12 Abbildungen	629
HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G.: Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). Mit 8 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln	645
KACHROO, R. K.: Uppermost Triassic Conodonts from the Kössen Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria). With 2 Figures and 2 Plates	665
KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Echinoderm Remains from the Middle Permian (Wordian) from Sosio Valley (Western Sicily). With 1 Text-Figure and 2 Plates	677
MOSTLER, H.: Mikroskleren hexactinellider Schwämme aus dem Lias der Nördlichen Kalkalpen. Mit 6 Abbildungen und 4 Tafeln	687
MOSTLER, H.: Mit „Zygomien“ ausgestattete Dermalia von Kieselschwämmen (Desmospongiae) aus pelagischen Sedimenten der Obertrias und des unteren Jura (Nördliche Kalkalpen). Mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln	701
NEBERT, K.: Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). Mit 13 Abbildungen und 8 Tabellen	727
PREY, S.: Ein steilstehendes Störungssystem als Westbegrenzung des Tauernfensters. Mit 12 Abbildungen	745
REITZ, E., DANECK, Th. & MILLER, H.: Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel	751
REITZ, E. & HÖLL, R.: Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). Mit 3 Abbildungen, 2 Tabellen und 4 Tafeln	761
SCHULZ, B.: Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Defereggan-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). Mit 6 Abbildungen und 1 Tafel	775
SYLVESTER, H.: Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. Mit 5 Abbildungen, 4 Tabellen und 3 Tafeln	791
Buchbesprechungen	823

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

Erste Untersuchungsergebnisse zur Kinematik der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (Karnische Alpen)

Von ULRICH GLAWE & MICHAEL MOSER*)

Mit 12 Abbildungen

*Kärnten
Karnische Alpen
Naßfeldgebiet
Bergzerreißung
Blockbewegungen
Kinematik
Mikroseismizität*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 198

Inhalt

Zusammenfassung	629
Abstract	629
1. Einführung	630
2. Bergzerreißung vom Blocktyp	630
3. Bergzerreißung Treßdorfer Höhe	632
3.1. Geologische Situation an der Treßdorfer Höhe	632
3.2. Geotechnische Zonierung des Bergzerreißungsfeldes	632
3.2.1. Abrißbereich	632
3.2.2. Blockfeld	636
3.2.3. Schutthalde	636
3.3. Die Untersuchungen zur Kinematik	636
3.3.1. Konvergenz- bzw. Divergenzmessungen	636
3.3.2. Bewegungserfassung mit dem Präzisionsextensometer	637
3.3.3. Korrelation der Bewegungsaktivitäten mit Niederschlagsmessungen	638
3.3.4. Interpretation der Meßergebnisse	641
3.4. Nachweis der mikroseismischen Aktivität im Blockfeld	641
4. Ausblick	643
Dank	643
Literatur	643

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über mögliche Bergzerreißungsformen der geotechnischen Konstellation „Spröde Deckplatte auf nachgiebiger Unterlage“ und stellt erste Ergebnisse meßtechnischer Untersuchungen an einem Fallbeispiel vor. Die Ausführungen beziehen sich auf das Bergzerreißungsfeld Treßdorfer Höhe – Naßfeldgebiet (Kärnten). An der Westabdachung kriechen bzw. gleiten mächtige karbonatische Blockmassen auf einer inkompetenten Schichtserie der Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten abwärts. Es treten großflächige Gebirgsbewegungen vom Block-Typ auf, wobei innerhalb des Bergzerreißungsfeldes geotechnische und kinematische Homogenbereiche unterschieden werden können. Die Bergzerreißung gliedert sich in eine Abrißzone, ein Blockfeld und eine von Felsstürzen herrührende Schutthalde. Die mittels kontinuierlicher Messungen ermittelten Zeitdeformationskurven zeigen eine Überlagerung einer scheinbar stetigen Gebirgsbewegung mit Beschleunigungsphasen, die sich direkt mit dem Einsetzen und der Intensität der Niederschläge korrelieren lassen. Die Auswertungen über den gesamten bisherigen Meßzeitraum sprechen für primäre Kriechbewegungen, die einem jährlichen Zyklus von fröhsum-

merlicher positiver Beschleunigung und anschließender Geschwindigkeitsabnahme bis in die Wintermonate unterworfen sind. Untersuchungen zum Nachweis der mikroseismischen Aktivitäten im Bereich des Blockfeldes ließen zwei Typen von Mikrobeben erkennen, die auf einen einheitlichen Beanspruchungsplan hinweisen.

Abstract

This paper summarises possible forms of mountain splitting of the geotechnical constellation "brittle slab upon yielding base" and presents the first results of gauging surveys with the help of a typical example. The expositions refer to the area of mountain splitting called Treßdorfer Höhe (Carinthia, Austria). On the western slope are creeping or sliding hill-downwards or massive carbonate blockmasses upon a yielding series of stratum of the Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten. There are extensive block type slope movements, in which within this area of mountain splitting can be distinguished geotechnical as well as cinematal homogeneous areas. The mountain splitting subdivides into a so-called "rifting zone", a "block field" and a "debris field" resulting from rock falls. The graphs of deformation which were determined by continuous gaugings show an overlying of an apparently steady rock movement inclusive phases of acceleration, which correlate directly with the starting and intensity of precipitation. The evaluations about the whole period of time of gauging up to now are evidence of primary creeping which is

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. ULRICH GLAWE, Prof. Dr. MICHAEL MOSER, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

subjected to an annual cycle of an early summer positive acceleration and an ensuing decrease in velocity until the winter month. Surveys for the proof of microseismical activities within the area of "block-field" made two types of micro-earthquakes discernable, which refer to an unified plan of use.

1. Einführung

Sowohl in alpinen Bereichen als auch in Mittelgebirgen stellen Bergzerreibungen eine weitverbreitete Form von Massenbewegungen dar. Trotzdem wurde diesem Phänomen von geotechnischer Seite bisher nur geringe Aufmerksamkeit geschenkt. Dazu trägt einerseits die Abgelegenheit, die meist unmerkliche Bewegungsgeschwindigkeit (mit Ausnahme resultierender Bergstürze) und die geologisch-geotechnische Komplexität bei. Auf der anderen Seite steht der nötige erhebliche meßtechnische und zeitliche Aufwand zur Erkundung von Kinematik, Dynamik und letztendlich der Mechanik der Bergzerreibungsvorgänge. Sind jedoch infolge großflächiger und tiefgreifender Massenbewegungen Siedlungen oder infrastrukturelle Einrichtungen wie beispielsweise in der Slowakei (ZARUBA & MENCL, 1969) gefährdet, so wird dem Phänomen näher nachgegangen (PASEK & KOSTAK, 1977).

Bereits Ende der dreißiger Jahre befaßte sich AMPFERER (1939, 1940, 1941) mit Bergzerreibungen indem er aus geologisch-morphologischen Beobachtungen erste Rückschlüsse auf die Mechanik dieser meist großflächigen Massenbewegungen zog. Vor allem in jüngerer Zeit wandte man sich der Untersuchung von Bergzerreibungen vom Block-Typ zu ("block-type mountain splitting") bzw. mit den sich anschließenden Hangbewegungen vom Block-Typ ("block-type slope movements", PASEK & KOSTAK, 1977), wobei geodätische (z.B. CACON & KOSTAK, 1974), allgemein ingenieurgeologische (z.B. NEMČOK & SVATOS, 1974) und Untersuchungen mittels Modellversuchen (z.B. KOSTAK, 1977; POISEL & EPPENSTEINER, 1988 u. 1989) erste Ergebnisse zum Verständnis der Mechanik von Bergzerreibungen vom Block-Typ brachten.

Basierend auf einer geologisch-geotechnischen Geländeaufnahme, meßtechnischen und mikroseismischen Untersuchungen werden in der vorliegenden Arbeit erste Ergebnisse zur Erkundung der geotechnischen Verhältnisse und der Kinematik einer Bergzerreibung vom Block-Typ am Beispiel der Treßdorfer Höhe (Kärnten) vorgestellt.

2. Bergzerreibungen vom Block-Typ

Unter dem Begriff „Bergzerreibungen vom Block-Typ“ lassen sich alle atektonischen Zerlegungserscheinungen in den Gipfel- und Kammregionen zusammenfassen, wobei diese Zerlegung durch das Auftreten mächtiger, blockiger Felskörper charakterisiert ist. An diese eigentlichen Bergzerreibungsvorgänge im Sinne AMPFERER's schließen sich häufig übergangslos Hangbewegungen vom Block-Typ an.

Massenbewegungen vom Block-Typ lassen sich folgenden Extremfällen zuordnen:

① Geotechnische Konstellation: „Duktile Unterlage – Spröde Deckplatte“

Die Kausalkette „Duktile Unterlage – Spröde Deckplatte – Zerlegung der Deckplatte zu Blöcken – Massenbewegung vom Block-Typ“ wurde bereits häufig phänomenologisch beschrieben, wobei die Arbeit von ACKERMANN (1959) stellvertretend genannt werden soll. Die Genese und das Erscheinungsbild dieser Massenbewegungen bei der geotechnischen Konstellation „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988) läßt sich wie folgt beschreiben:

In den Mittelgebirgsbereichen setzt die Gebirgsbewegung mit dem erosiv-fluviatilen Anschnitt der fließfähigen Unterlage ein. Im nun freigelegten Unterlager wird der allseitig gleiche Druckzustand geändert, es treten Scherspannungen auf und das Gebirge reagiert mit dem Fließen und Auspressen der duktilen Gesteinsabfolge (PASEK & KOSTAK, 1977). In alpinen, glazial überprägten Arealen ist mit der Aktivierung der Bergzerreibungsvorgänge bzw. Blockbewegungen nach dem Rückzug der Gletscher zu rechnen, worauf bereits AMPFERER (1939) besonders hingewiesen hat. Da Täler fast immer entlang tektonischer Schwächezonen angelegt sind, die von einer Schar parallelstreichender Trennflächen (Störungen, Brüche, Klüfte) begleitet werden, ist die Ablösung von Blöcken von der spröden Deckplatte begünstigt bzw. vorgezeichnet.

Da der duktil reagierende Gebirgskörper zu Beginn nur einen Freiheitsgrad besitzt, nämlich die Translation zur freigelegten Talseite, ist mit einer anfänglichen translativen Bewegung der Blöcke zu rechnen. „Die sich vom Massiv loslösenden und durch Abrißspalten begrenzten Blöcke führen zunächst nur horizontale, also Translationsbewegungen aus“ (JOHNSEN & KLENGEL, 1973:242). Es sei jedoch bemerkt, daß bei waagrechter Schichtlagerung nur vertikal gerichtete Kräfte (Gewicht) angreifen und sich die horizontale Bewegung nur mit einer extrem tiefgreifenden Sockeldeformation erklären läßt. In diesem Zerlegungsstadium ("block rifts"; MALGOT et al., 1974:179) findet man im Gelände frischgeöffnete Klüfte, die im Verlauf der Bewegungen zu „Trockenklammen“ (MÜLLER, 1963:411) bzw. „Riesenkluftgassen“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988:190) erweitert werden. Im weiteren Verlauf der Blockbewegungen entsteht durch fortwährende Auflockerungsprozesse ein Blockfeld ("block field"; MALGOT et al., 1974:179) in dem die Gebirgskörper unterschiedlichsten Bewegungsformen (Translationen- und Rotationen) unterworfen sind. Talwärts schließt meist ein Bereich sekundärer Rutschungen an, die sich im bindigen bis schwach bindigen Hang- und Verwitterungsschutt einstellen.

Vor allem aus den Mittelgebirgen des süddeutschen Juras, Thüringens und der Slowakei sind diese Formen der Bergzerreibung vielfach beobachtet und beschrieben worden, aber auch aus den Alpen wird von ähnlichen Massenbewegungen berichtet.

Sowohl aus rein wissenschaftlichem Interesse, als auch zur Erkundung einer möglichen bautechnischen Nutzung wurden bei diesem geotechnischen System verschiedene Untersuchungsmethoden zur Erfassung der Kinematik angewandt. Hierbei stehen die geodätische Überwachung (z.B. MALGOT et al., 1974) und die relative Bewegungserfassung mittels Targetmeter TM 71 (z.B. KOSTAK, 1988) und Bandextensometer (z.B. JOHNSEN & KOSTAK, 1980) im Vordergrund. Auch ver-

BEISPIELE:

Wellenkalkstufe (DDR); z.B. ACKERMANN 1959
 Malmkalkstufe (D); z.B. TSCHIERSCHE 1987
 Handlová (ČSSR); z.B. ZÁRUBA & MENCL 1969

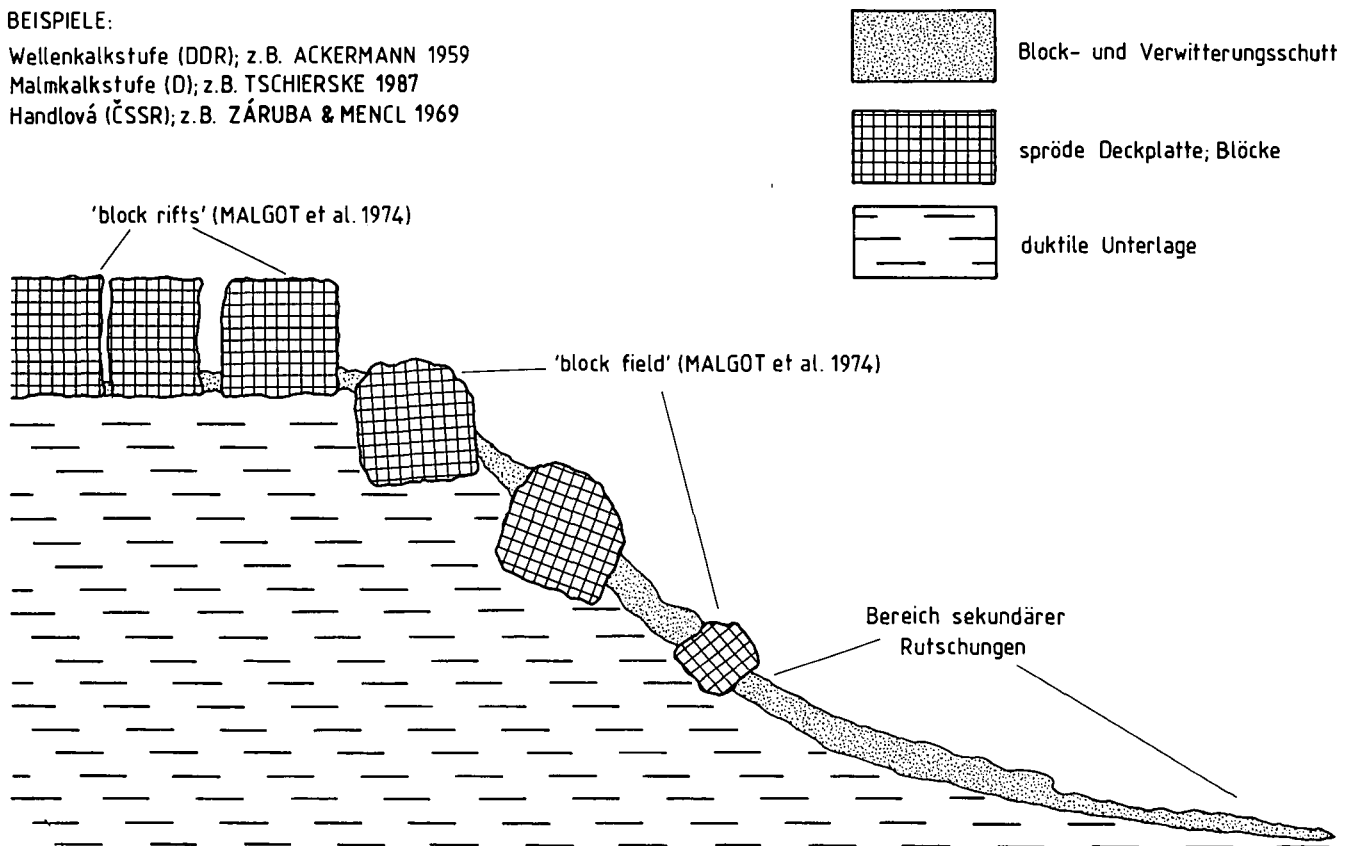


Abb. 1. Schematische Darstellung der geotechnischen Konstellation „Hart auf Weich“ mit auftretenden Bergzerreiungserscheinungen und anschließenden Hangbewegungen vom Block-Typ. Talwärts schließt sich ein Bereich mit sekundären Rutschungen im Hang- und Verwitterungsschutt an.

BEISPIELE:

Drevenik (ČSSR); z.B. NEMČOK & SVATOŠ 1974
 Sivý vrch (ČSSR); z.B. NEMČOK & BALIAK 1977
 (?) Treßdorfer Höhe (A)

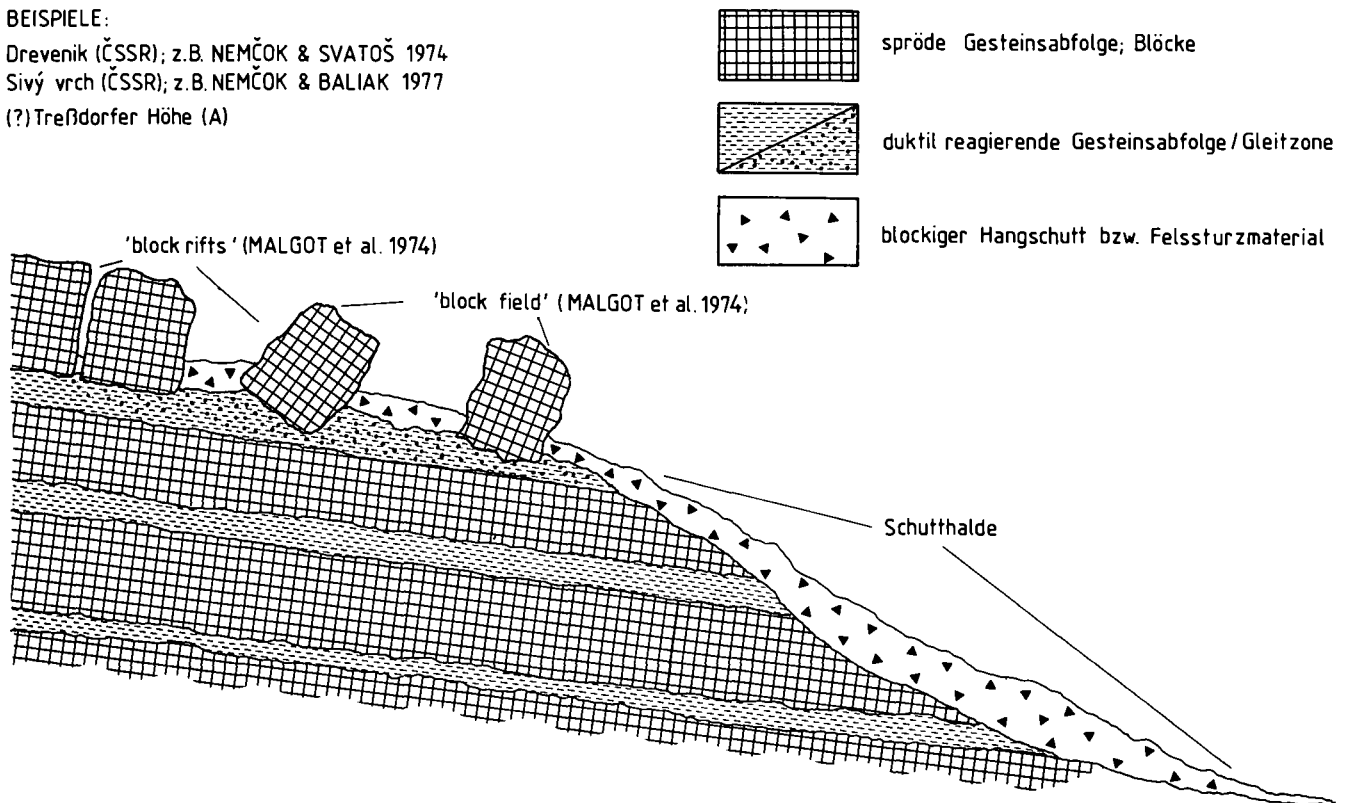


Abb. 2. Schematische Darstellung der geotechnischen Konstellation „Geringmächtige duktil reagierende Gleitzone - Spröde Deckplatte“ mit auftretenden Bergzerreiungserscheinungen, einer anschließenden Hangbewegung vom Block-Typ und der Anlage einer Blockhalde durch abstürzende Blöcke.

suchte man bereits mittels Modellversuchen (z.B. KOSTAK, 1977; POISEL & EPPENSTEINER, 1988 u. 1989) und theoretischer Überlegungen (z.B. TSCHIRSKE, 1987) die Mechanik dieser Gebirgszerlegungen zu erforschen.

② **Geotechnische Konstellation:**
„Geringmächtige, duktil reagierende (geneigte) Gleitzone – spröde Deckplatte“

Diese geotechnische Variante, bei der es zu einer Ausbildung einer duktil reagierenden Gleitzone kommen kann, ist in der Natur weit weniger verbreitet, da die geologischen Voraussetzungen stark spezifiziert sind. Anders als bei dem System „Hart auf Weich“ können hier die Blockbewegungen bereits bei einem vollständigen erosiven Anschnitt der spröden Deckplatte einsetzen. Ursache ist nicht eine „plastische Deformation“ der zur Gleitzone prädestinierten unterlagernden Gesteinabfolge, sondern das Einsetzen eines Kriech- bzw. Gleitvorganges von Felsblöcken entlang der mechanisch schwächsten Schicht in dieser Abfolge.

Dieses Zerlegungsstadium läßt sich dem von MALGOT et al. (1974) als „block rifts“ bezeichneten gleichsetzen. Mit den rein translationsförmigen Bewegungsvorgängen ist eine ständige Änderung des Spannungsfeldes in den unterlagernden Schichten verbunden. Daraus können im Bereich der auflastenden Blöcke Brüche resultieren (z.B. Grundbrüche unter deren Rändern) und sukzessive schließt sich eine fortwährende hangtektonische Zerlegung des Unterlagers zu einer Gleit- bzw. Kriechzone an („shear zone“; NEMČOK & BALIAK, 1977). Zudem ist diese Schichtabfolge zwischen den Blöcken einer verstärkten Erosion ausgesetzt, „Selbstverstärkungseffekt“ im Sinne POISEL's & EPPENSTEINER's (1988). Mit dem Zerschneiden dieser nachgiebigen Gesteinsabfolge sind die ersten Blockrotationen verbunden, die jedoch von der Mächtigkeit der Scherzone beschränkt sein können. Beißt die Gleitzone an der Talflanke aus, schließen sich an die Gleit- und Kriechbewegungen Fels- und Bergstürze des Blockfeldes an, die zur Anlage von Blockhalden führen können. Vor allem aus der ČSSR wird von dieser geotechnischen Konstellation berichtet, wobei jedoch nur wenige Arbeiten dieses Phänomen eingehend beschreiben (z.B. NEMČOK & SVATOS, 1974). Auch hier standen Untersuchungen mit dem Targetmeter (FUSSGÄNGER, 1985) und eine phänomenologische Beschreibung im Vordergrund.

3. Bergzerreißung Treßdorfer Höhe

Im Bereich des Naßfeldes (Karnische Alpen) können zahlreiche Großhangbewegungen beobachtet werden (MOSER et al., 1988; GLAWE & MOSER, 1989), die von sehr schnellen (Reppwandberg- und felsstürze) bis hin zu langsamen Massenbewegungen reichen (Reppwand-Gleitung, Schlanitzenalm-Gleitung). An der Westflanke des nord-/südverlaufenden Rückens der Treßdorfer Höhe finden sich sehr langsame Hangbewegungen in Form von Blockbewegungen, an die sich rasch ablaufende Berg- bzw. Felsstürze anschließen.

Bereits FELSER & KAHLER (1956:206) beschrieben geologisch-morphologisch dieses Phänomen und stellten dabei fest, daß „man alle Stadien des Verbruches beobachten kann“. Auch KAHLER & PREY (1963:75) weisen auf die Zerreißungserscheinungen hin: „Die Treßdorfer Höhe vor allem zeigt das Zerfallen einer Kalkplatte auf nachgiebiger Unterlage und Abrutschung oder Absturz der losgetrennten

Teile. Die ausgedehnten Blockmassen des Westhanges sind ein Ergebnis dieser Vorgänge“. Auf der geologischen Karte von Österreich Blatt 198 Weißbriach werden die Blöcke treffend mit „Große Wanderblöcke“ beschrieben (SCHÖNLAUB, 1987).

3.1. Geologische Situation an der Treßdorfer Höhe

Die Treßdorfer Höhe wird im Bereich des Bergzerreißungsfeldes von den unterpermischen Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten aufgebaut. Dieser Schichtkomplex besteht aus vier Sedimentationszyklen, die jeweils mit einer „klastischen“ Abfolge einsetzen und im Hangenden von mächtigeren Karbonaten abgelöst werden (HOMANN, 1972):

- Die „klastischen“ Abfolgen bestehen aus geringmächtigen Karbonaten, Sandsteinen, Siltschiefern und unverfestigten max. 30 cm mächtigen siltigen Tonsteinen. Die härteren rein klastischen Schichtanteile sind häufig engständig geklüftet. Die Gesamtmächtigkeit der „klastischen“ Abfolgen kann bis in den 10 m-Bereich reichen.
- Die karbonatischen Abfolgen dagegen sind bedeutend mächtiger und treten an der Ostflanke der Treßdorfer Höhe als markante Steilstufen hervor. Die S_0 -Flächen sind wellig-rauh ausgebildet, treten im dm- bis m-Bereich auf und weisen bisweilen pelitische Schichtbesteige auf. Bei der massigen Ausbildung handelt es sich um Riffkörper („algal mud mounds“, E. FLÜGEL, 1987), die Mächtigkeiten bis zu 30 m erreichen können.

Aufgrund einer intensiven alpidischen, bruchhaften Deformation der Schichtabfolgen des Naßfeldgebietes besteht das Trennflächengefüge der Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten an der Treßdorfer Höhe aus vier Trennflächen; drei Klufscharen und den S_0 -Flächen. An der Ostflanke der Treßdorfer Höhe beträgt die Schichtlagerung ca. 270/10–20. Die Existenz der Klufscharen läßt sich ausschließlich tektonisch erklären, d.h. sie sind nicht hangtektonischen Ursprungs. Auffällig tritt eine etwa NNE–SSW-streichende Klufschare in Erscheinung, auf die schon KAHLER & PREY (1963) hingewiesen haben. Ebenfalls findet sich in den Erläuterungen der Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes für die WNW–ESE- und die SSE–NNW-streichenden Klufscharen eine tektonische Erklärung.

Aus den an der Schipiste „Leiternabfahrt“ anstehenden Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten kriechen bzw. gleiten mächtige Blockmassen nach W. Die Bergmassen werden im Lauf der Hangbewegungen verstellt und zerlegen sich dabei. In Höhe 1670 m ist eine konvexe Hangkante ausgebildet, die das Blockfeld (mittlere Hangneigung 12°) von der Felssturzhalde (mittlere Hangneigung bis 30° trennt (s. Abb. 4). Die Bergzerreißungsvorgänge charakterisieren die Westflanke der Treßdorfer Höhe von 1440 m bis 1750 m.

3.2. Geotechnische Zonierung des Bergzerreißungsfeldes

3.2.1 Abrißbereich

Dieses Areal ist durch das Aufgehen von Klüften gekennzeichnet. Sie werden verbreitert und mit nachbrechendem Blockschutt der Begrenzungswände erfüllt.

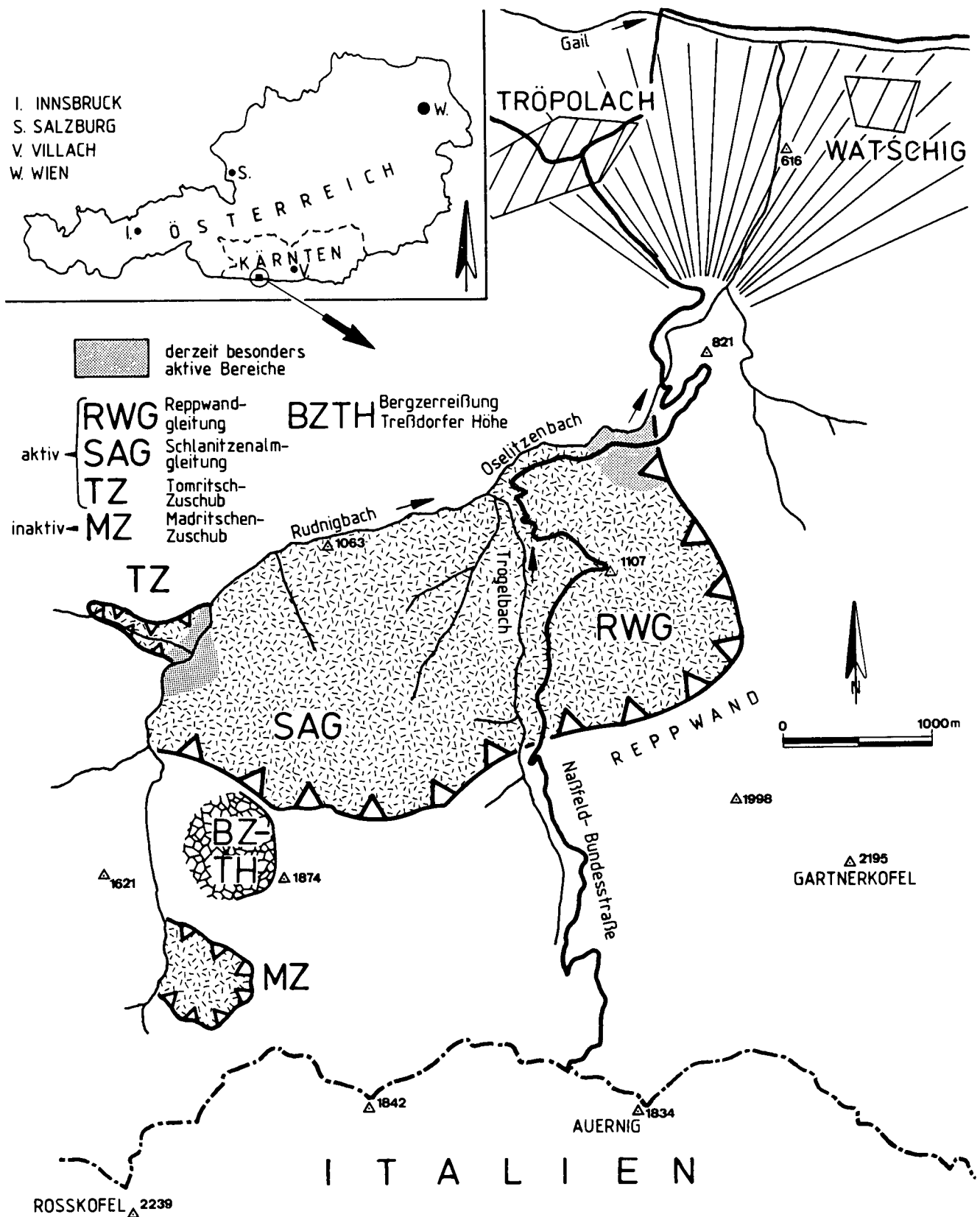
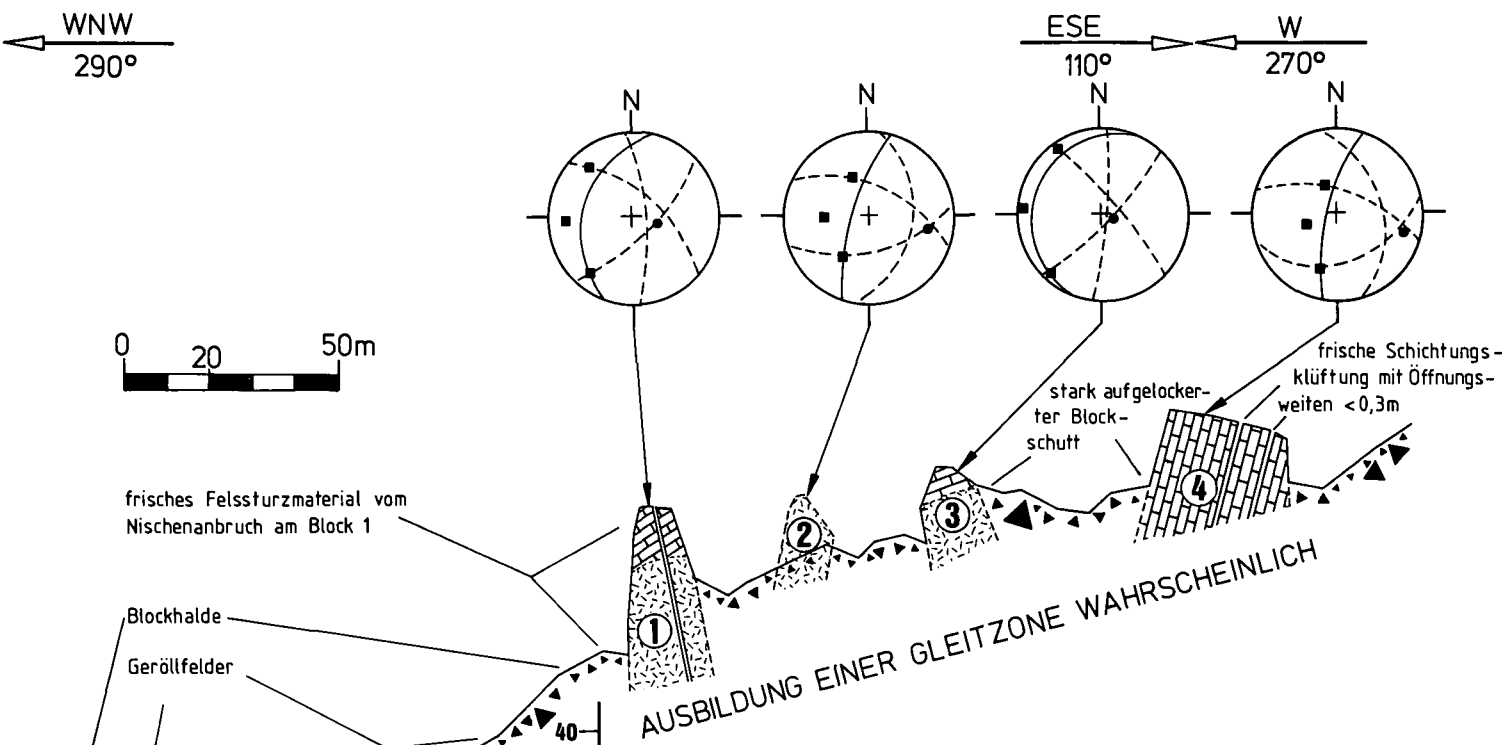


Abb. 3. Übersicht über die wichtigsten großflächigen Massenbewegungen im Naßfeldgebiet (Kärnten).

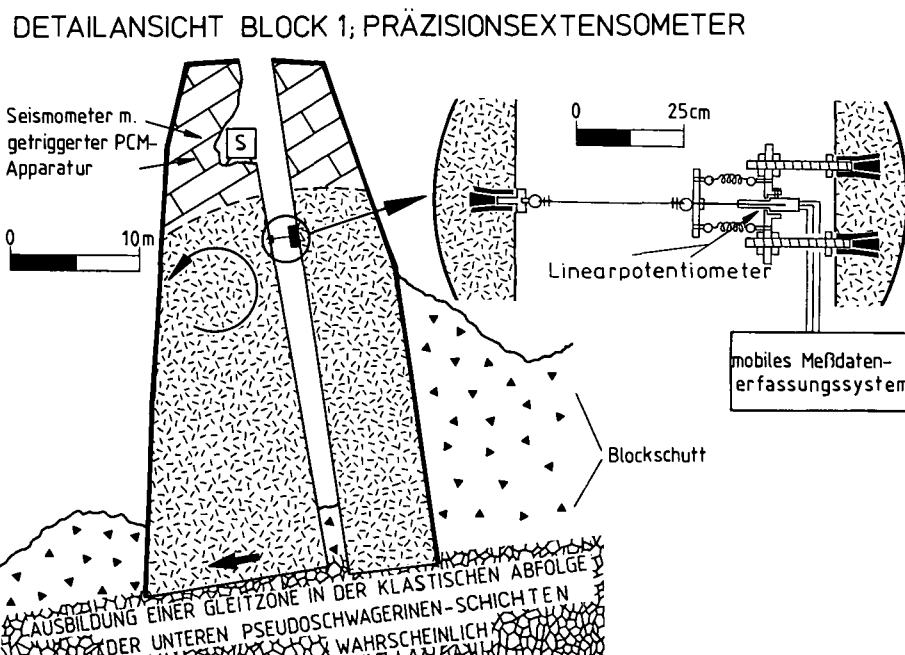
Es entstehen sogenannte „Trockenklammen“. Die Raumstellung der Trennflächen an den entstandenen Blockzügen entspricht etwa dem des anstehenden, nicht bewegten Gebirges. Die oberste „Trockenklamm“ ist 300 m lang, mit Blockwerk erfüllt und von bis zu 15

m hohen Steilabbrüchen begrenzt. Im Bereich des geotechnischen Profils ist die Abrißkluff nur undeutlich ausgebildet (s. a. Abb.4). Die derzeitigen Klufföffnungsbeiträge liegen nach den bisherigen Messungen unter der Signifikanzgrenze.

GEOTECHNISCHER LÄNGENSCHNITT ÜBER DIE TRESSDORFER HÖHE / BERGZERREISSUNGSVORGÄNGE / BLOCKBEWEGUNGEN IN DEN UNTEREN



DETAILANSICHT BLOCK 1; PRÄZISIONSEXTENSOMETER



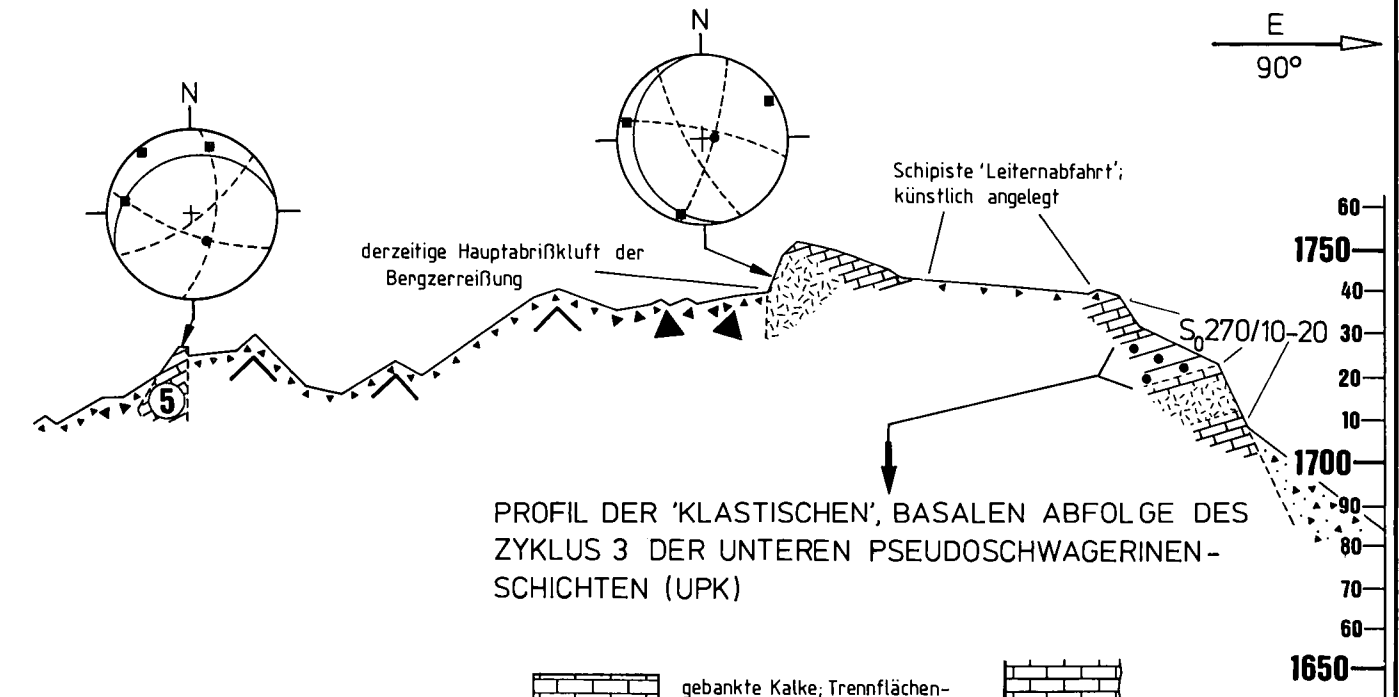
LEGENDE ZUM GEOTECHNISCHEN FESTGESTEINE

- karbonatische Abfolge der UPK; gebankt, Trennflächenengefüge deutlich
- karbonatische Abfolge der UPK; massig, Trennflächenengefüge falls vorhanden undeutlich
- klastische Abfolge des Zyklus 3 der UPK

LOCKERGESTEINE

- $\approx 0,05m^3$
 - $\approx 0,5m^3$
 - $\approx 10m^3$
 - $> 10m^3$
 - steinig-blockiger Hangschutt
- Blockschutt der UPK

NASSFELDGEBIET / KARNISCHE ALPEN PSEUDOSCHWAGERINEN - SCHICHTEN; U - PERM

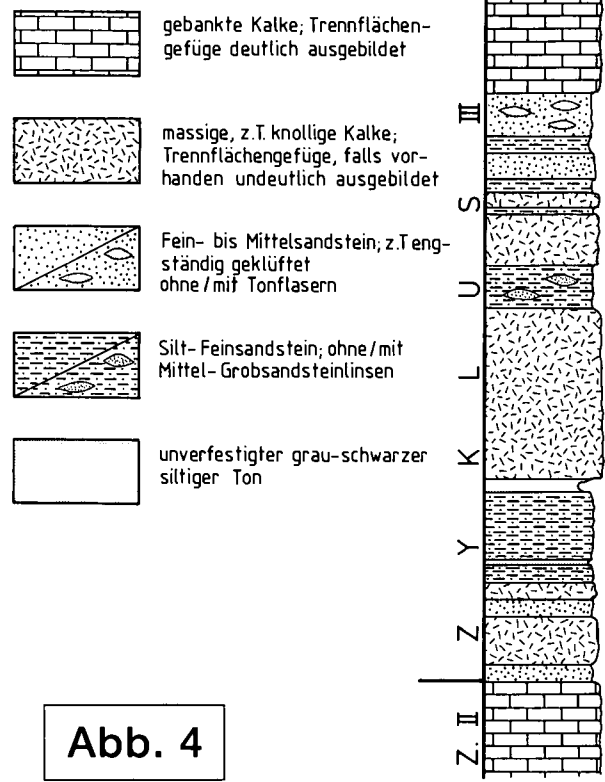


PROFIL DER 'KLASTISCHEN', BASALEN ABFOLGE DES ZYKLUS 3 DER UNTEREN PSEUDOSCHWAGERINEN-SCHICHTEN (UPK)

LÄNGENSCHNITT
SONSTIGES

Hangkante, läßt sich über mehrere 10-er m senkrecht Profil verfolgen

Block, numeriert; Gefügeaufnahme



ERLÄUTERUNG DER GEFÜGE-DIAGRAMME; RAUMSTELLUNG DER TRENNFLÄCHEN
(Projektion in die untere Lagenkugel)

- S_0 -Flächenpolpunkt (Maximum) mit entsprechendem Großkreis
- Klufflächenpolpunkt (Maximum) mit entsprechendem Großkreis

Abb. 4

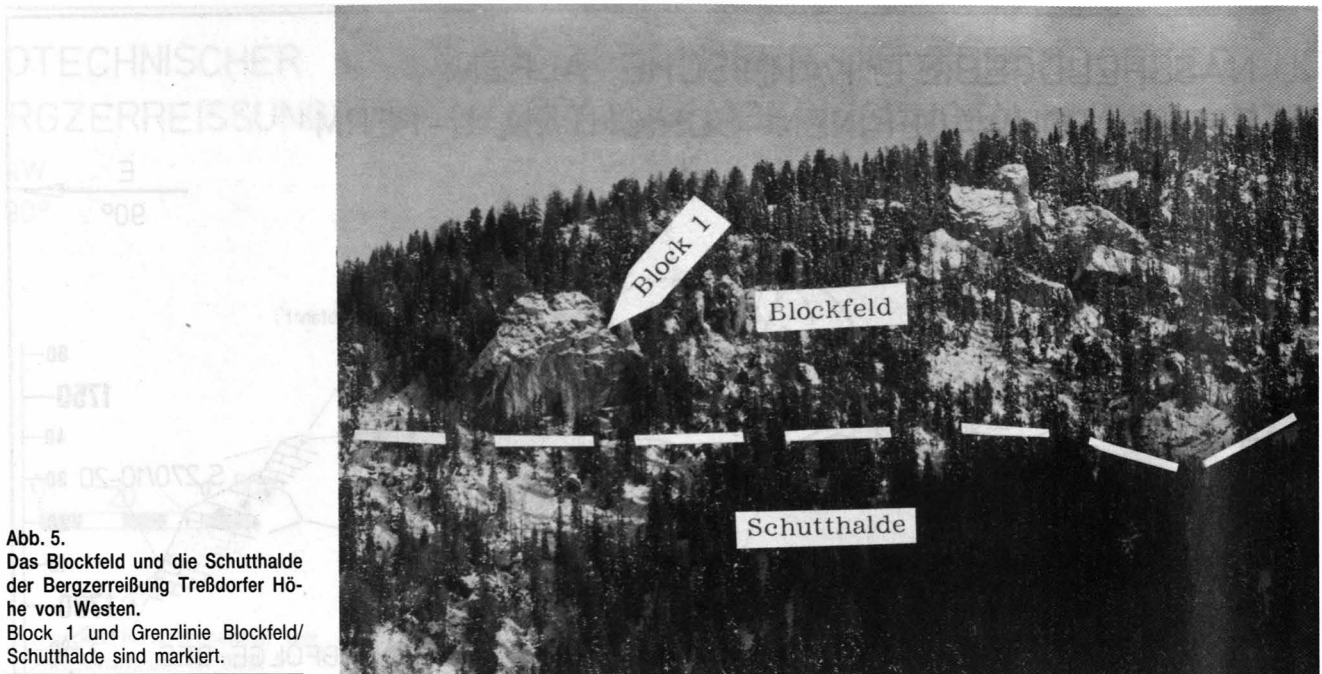


Abb. 5.
Das Blockfeld und die Schutthalde der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe von Westen.
Block 1 und Grenzlinie Blockfeld/Schutthalde sind markiert.

3.2.2 Blockfeld

Unterschiedliche Bewegungsraten in den Blockzügen bedingen das Auflösen der Blockzüge zu Einzelblöcken; es entsteht ein Felslabyrinth. Die isolierten Blöcke (häufig massig ausgebildet) drehen sich und kippen. Die Kippbewegungen sind vorwiegend als Externrotationen im Sinne PUTSCHER's et al. (1978) zu bezeichnen. Als Folge der Kippungen resultieren planare Rutschungen entlang der S_0 -Flächen. Vor allem kleine Blöcke weisen z.T. erhebliche Rotationsbeträge auf; sie haben sich vermutlich von ihrer Unterlage gelöst und führen ein Eigenleben im Blockschutt (s. Abb. 4, Block 5). Bei gebankten Blöcken ist die Raumstellung des Trennflächengefüges gut zu erkennen und dient bereits im Gelände der Abschätzung des Rotationsbetrages bzgl. des anstehenden, unbewegten Gebirges. Die isolierten Blöcke werden infolge der Gebirgsbewegungen weiter zerlegt, so daß sich im Blockfeld nur noch vereinzelt größere Blöcke ($>10.000 \text{ m}^3$) befinden, außerdem verbleiben Blockstümpfe. Bei stark verstellten, gebankten, noch im Verband befindlichen Blöcken brechen ganze Schichtpakete an den S_0 -Flächen ab. Im Bereich der konvexen Hangkante kippen noch vorhandene Großblöcke in die darunterliegenden Hänge. Das Blockfeld „kalbt“. Bemerkenswert ist das Bewegungsverhalten des Blockes 1. Der an der Hangkante (Höhe 1670 m) befindliche, absturzgefährdete Großblock (s. Abb. 4) weist eine etwa 40 m hohe Talseite auf und stellt derzeit einen Teil der Grenzlinie Blockfeld/Schutthalde dar. Der Block wird von massigen und gebankten Karbonaten aufgebaut; er weist eine Kubatur von ca. 50.000 m^3 auf.

Der Großblock spaltet sich entlang einer mächtigen N-S-verlaufenden, mit der Hangkante streichenden Kluft auf, wobei der talseitige Teil talwärts kippt. Dies belegt die V-förmig geöffnete Kluft.

3.2.3. Schutthalde

Die Felsblöcke werden bei den auftretenden Felsstürzen bis zur Kluftkörpergröße zerlegt. Die durch

postglaziale Fels- und Bergstürze angelegte, rein steinig-blockige Schutthalde erstreckt sich von der Hangkante über 230 Höhenmeter bis an die Sohle des Rudnigrabens (Höhe 1440 m).

3.3. Die Untersuchungen zur Kinematik

3.3.1. Konvergenz- bzw. Divergenzmessungen

Bei den durchgeführten Distanzmessungen wurde die Länge der Strecke zwischen zwei im Fels befestigte Bolzen mit einem im Tunnelbau zur Konvergenzmessung verwendeten Stahlband-Extensometer der Marke ROCK INSTRUMENTS (Tape-Extensometer MK II) ermittelt. Die Ablesegenauigkeit beträgt 10^{-2} mm ($= 10 \mu\text{m}$), die effektive Genauigkeit etwa $\pm 0,3 \text{ mm}$.

An der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe wurden zwei besonders geeignete Gebiete für die Einrichtung von Meßstrecken bestimmt. Mit sechs im Bereich der obersten Abrißkluft angebrachten Meßstrecken soll in erster Linie das Ablösen des obersten Blockzuges vom anstehenden Massiv erfaßt werden. Um erste Aussagen über die Kinematik des Blockfeldes oberhalb der Hangkante Höhe 1670 m treffen zu können, wurden dort 16 Meßstrecken angelegt.

In der Zeit von Oktober 87 bis Mai 89 waren im Bereich der obersten Abrißkluft keine die Meßgenauigkeit wesentlich übersteigenden Distanzänderungen zu verzeichnen. Dagegen sind die relativen Bewegungsbeiträge im Bereich der Hangkante signifikant. An fast allen Meßstrecken wurden relative Dislokationen im mm-Bereich/Monat festgestellt. Lediglich Meßstrecken, die etwa im Streichen des Hanges liegen, weisen keine meßbaren Distanzänderungen auf. Markant ist der Öffnungsbetrag der Großkluft, die den Block 1 (s.a. Abb. 4) spaltet. Die Distanzmessungen, die in unregelmäßigen Abständen durchgeführt wurden und einen Zeitraum von ca. 19 Monaten umfaßten, zeigen einen Kluftöffnungsbetrag von 100 mm (s. Abb. 6). Bei Betrachtung der Zeit-Deformationskurve kann eine gewisse Linearität abgelesen werden mit einer durchschnittlichen Kluftöffnungsgeschwindigkeit von 0,17 mm/d. Die Beziehung zu den Niederschlägen kann nur sehr bedingt

hergestellt werden. Auffällig ist von Ende Mai bis Ende Juni 1988 die hohe Öffnungsrate von 0,25 mm/d. Erst mit dem Einsatz eines kontinuierlich aufzeichnenden Präzisionsextensometers wird eine sachgerechte Auflösung der Gebirgsdeformation erfolgen und ein erster Bezug zu den steuernden externen Faktoren hergestellt werden können (s. Kap. 3.3.3). Dies wiederum wird die Aussagemöglichkeit hinsichtlich der Mechanik der Bergerreißungsvorgänge wesentlich erleichtern.

Mit den festgestellten relativen Dislokationsbeträgen (ca. 0,17 mm/d = 62 mm/a) sind die Gebirgsbewegungen wesentlich größer als sie z.B. KOSTAK (1988) von horizontal gelagerten, etwa in der gleichen Dimension auftretenden Blockbewegungssystemen auf duktiler Unterlage an der Schwarzmeerküste (Bulgarien) mitteilt (0,25 bis 0,7 mm/a). Weitgehende Übereinstimmung besteht dagegen mit den max. Bewegungsbeträgen an der Wellenkalkstufe (Nordthüringen), wo von JOHNSEN (1981) Werte von ca. 50 mm/a ermittelt wurden.

3.3.2. Bewegungserfassung mit dem Präzisionsextensometer

Um die Frage nach dem Bewegungsablauf (kontinuierlich, Beschleunigungsphasen, Korrelation mit externen Faktoren etc.) klären zu können, wurde von den Autoren ein kontinuierlich aufzeichnendes Präzisionsextensometer konstruiert und an der Großkluft am Block 1 installiert (s.a. Abb. 4).

Als Weggeber dient ein Linearpotentiometer mit 5 cm Hub und einer Abweichung von der Linearität von 0,1 %. Der analoge Abgriff erfolgt relativ (prozentual), d.h. es werden genauigkeitsmindernde Einflüsse wie Temperaturänderung und Spannungsänderungen gerätintern kompensiert. Anschließend werden die Meßwerte mit einer Auflösung von 12 bit digitalisiert (A/D-Wandler) und in einem handlichen mobilen Datenerfassungssystem abgespeichert. Die Genauigkeit der Elektronik liegt im 10 µ-Bereich. Die Messungen vom Juni 88 bis Mai 89 erfolgten im Zweiminutentakt; in zehnmütigen Abständen wurde ein arithmetisch gemittelter Wert dem Speicher zugeführt, wobei eine kontinuierliche Meßreihe gewonnen werden konnte. Die tem-

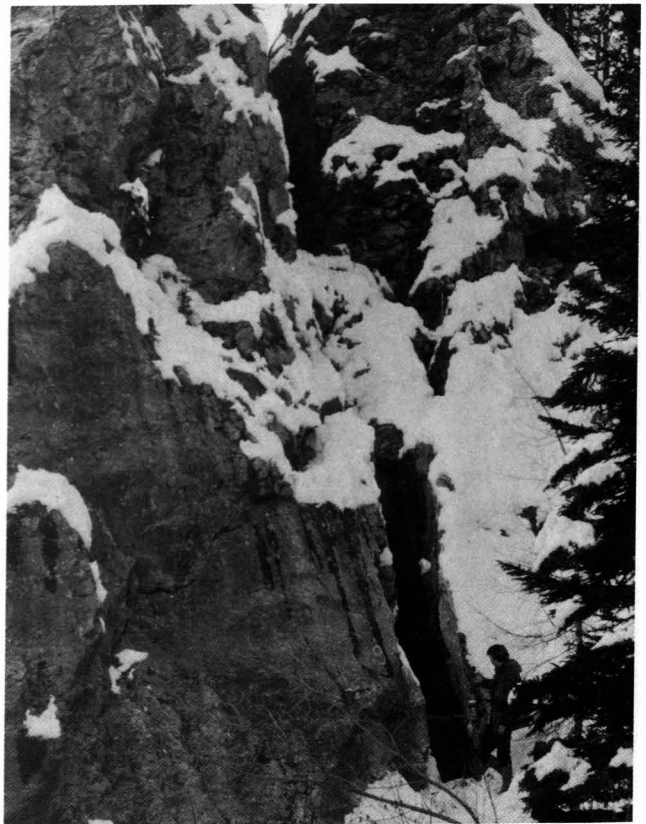


Abb. 7. Blick von Süden auf den oberen Teil des Blockes 1, der von einer mächtigen sich öffnenden Kluft gespalten wird. Die Divergenzmeßstrecke 9/10 befindet sich ebenso wie das Präzisionsextensometer im rechten unteren Bildteil, knapp links der als Größenvergleich dienenden Person.

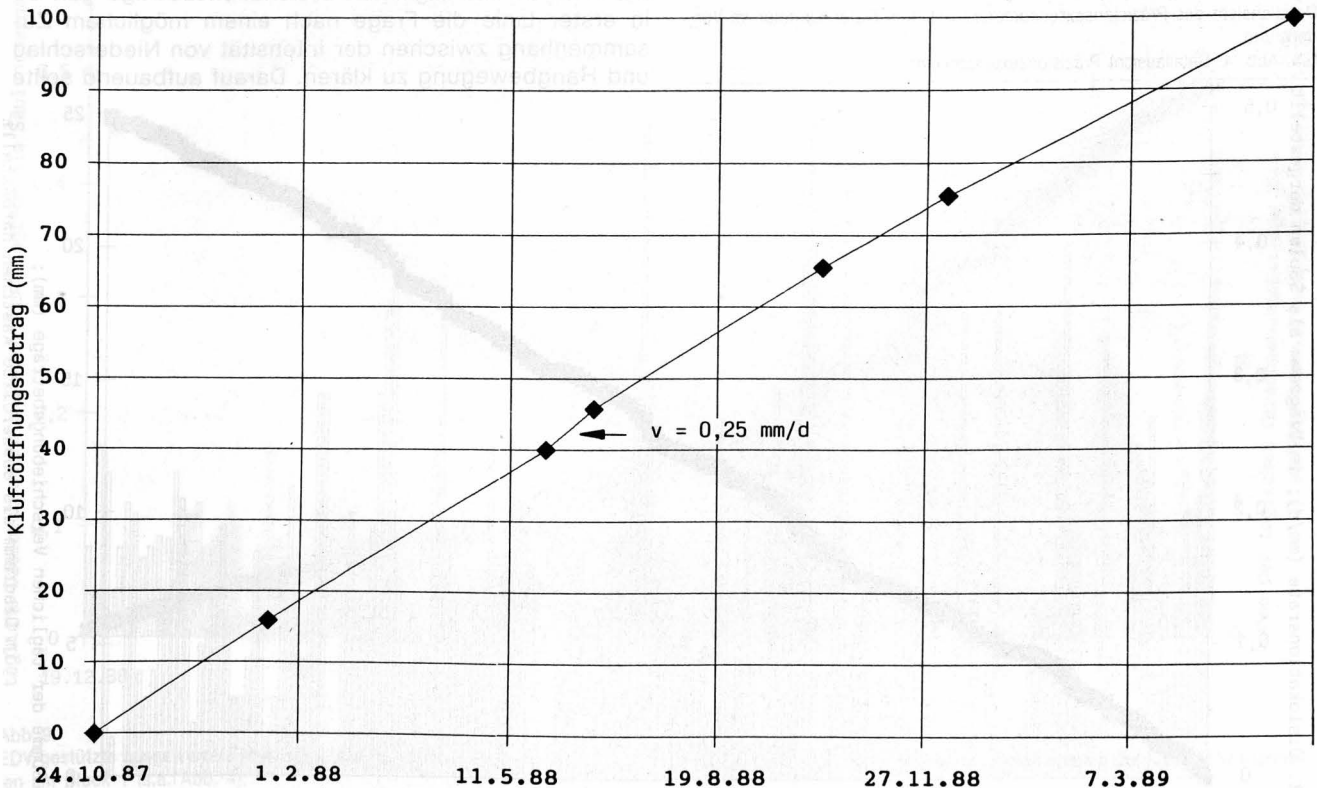


Abb. 6. Ergebnisse der Stahlband-Extensometermessungen an der Großkluft des Blockes 1. Die Meßpunkte sind als Rauten dargestellt.



Abb. 8.
Detailansicht des Präzisionsextensometers mit dem Datensammler im Vordergrund.
S.a. Abb. 4; Detailansicht Präzisionsextensometer..

peraturabhängigen Längenänderungen der Geräteaufhängung und des Gebirges wurden bislang nicht herausgefiltert; dies wird aber die Aussagekraft der Messungen über längere Zeiträume (Bewegungsbeträge im mm- bis cm-Bereich) nicht sonderlich beeinflussen. Die Meßwerte werden vor Erreichen der Speicherkapazität (224 kB, ca. 150.000 Werte) mittels portablen PC abgegriffen und können noch vor Ort weiterverarbeitet werden.

Für den Meßzeitraum (Juni 88 bis Mai 89) ergibt sich nun folgendes Bewegungsbild:

Wie aus Abb. 9a ersichtlich schwanken die täglichen Dislokationsbeträge während der Sommermonate z.T. erheblich, sie belaufen sich zwischen 0 und 0,5 mm/d. Dies bedeutet, ein linearer Bewegungsablauf, wie eventuell infolge der Konvergenzmessungen angenommen werden könnte, ist zumindest für kleine Zeitintervalle widerlegt. Betrachtet man jedoch die Zeitspanne von Juni bis Oktober 88, so läßt sich die Kurve der Klufföffnungsgeschwindigkeit als Gerade mit durchschnittlichen täglichen Bewegungsbeträgen von 0,16 mm deuten. Mit dem Einsetzen der Wintermonate im November sinken die durchschnittlichen Bewegungsbeträge um 0,05 auf 0,11 mm/d (s. Abb. 9b) und weisen im Januar/Februar 1989 mit 0,086 mm/d den tiefsten Stand des Jahres auf (s. Abb. 9c). Gerade während dieser Zeitspanne fällt die Linearität der Summenkurve der Verschiebungsraten besonders auf. Mit dem Beginn der Schneeschmelze im März steigen die Dislokationsbeträge erheblich an und erreichen von Mitte März bis Mitte Mai einen Betrag von 0,225 mm/d.

3.3.3. Korrelation der Bewegungsaktivitäten mit Niederschlagsmessungen

Mit Hilfe der Niederschlagsmeßwerte der meteorologischen Station am Naßfeldpaß und der EDV-gestützten Analyse der täglichen Dislokationsbeträge galt es in erster Linie die Frage nach einem möglichem Zusammenhang zwischen der Intensität von Niederschlag und Hangbewegung zu klären. Darauf aufbauend sollte

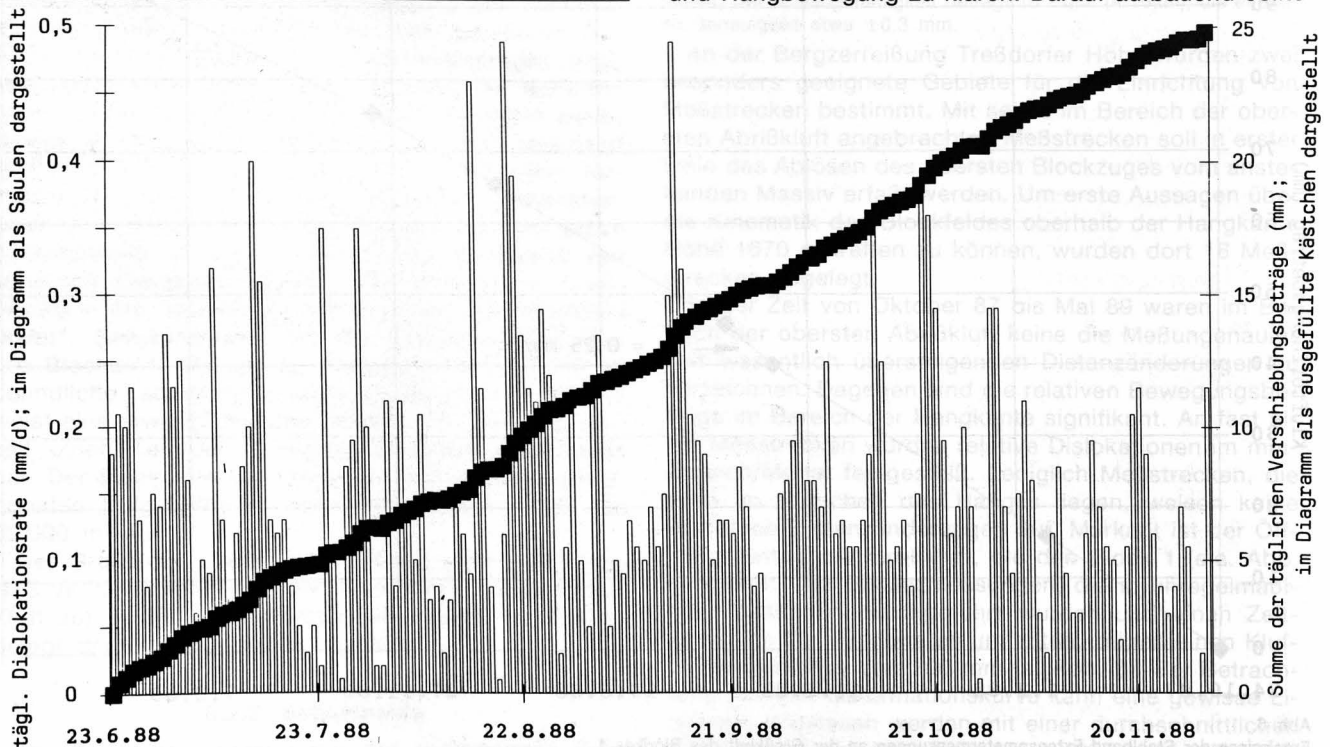
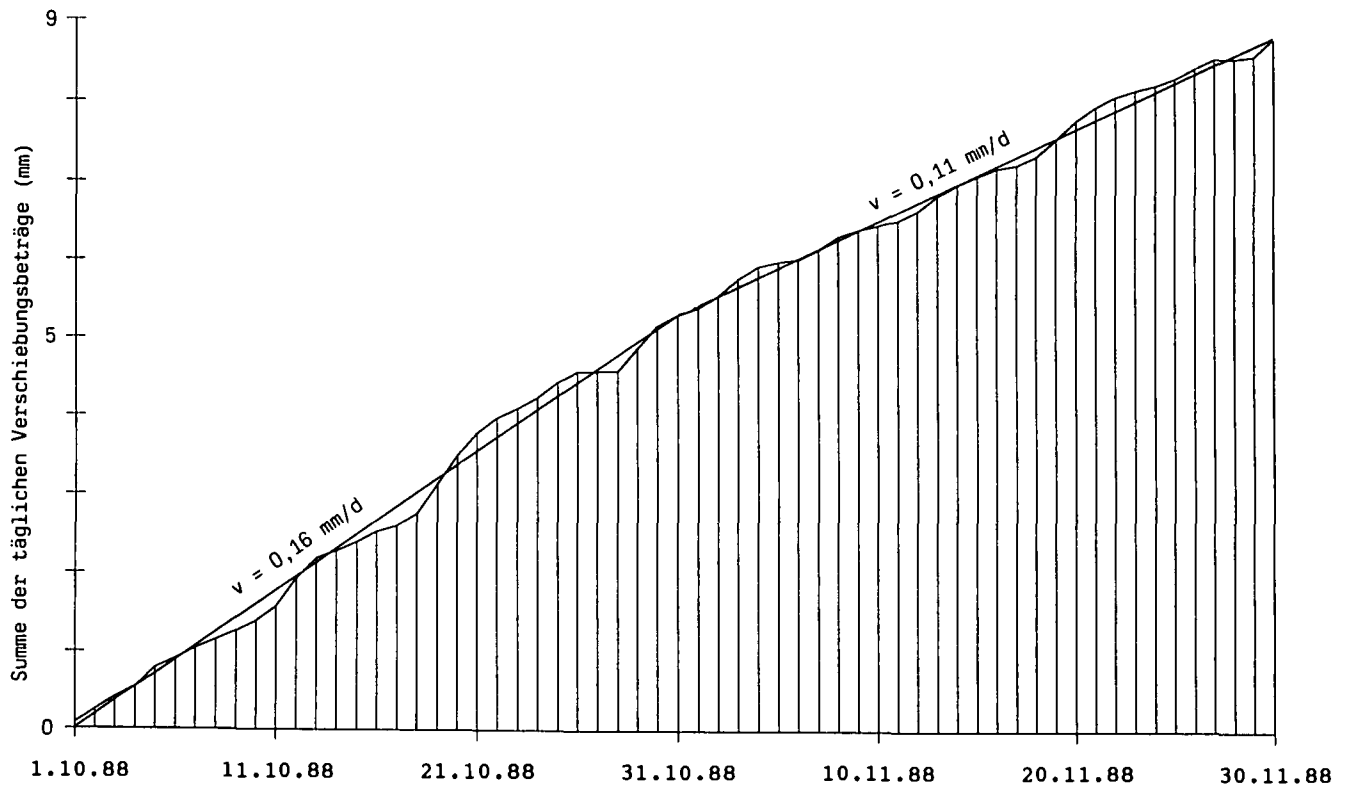


Abb. 9a ▲



▲ b

c ▼

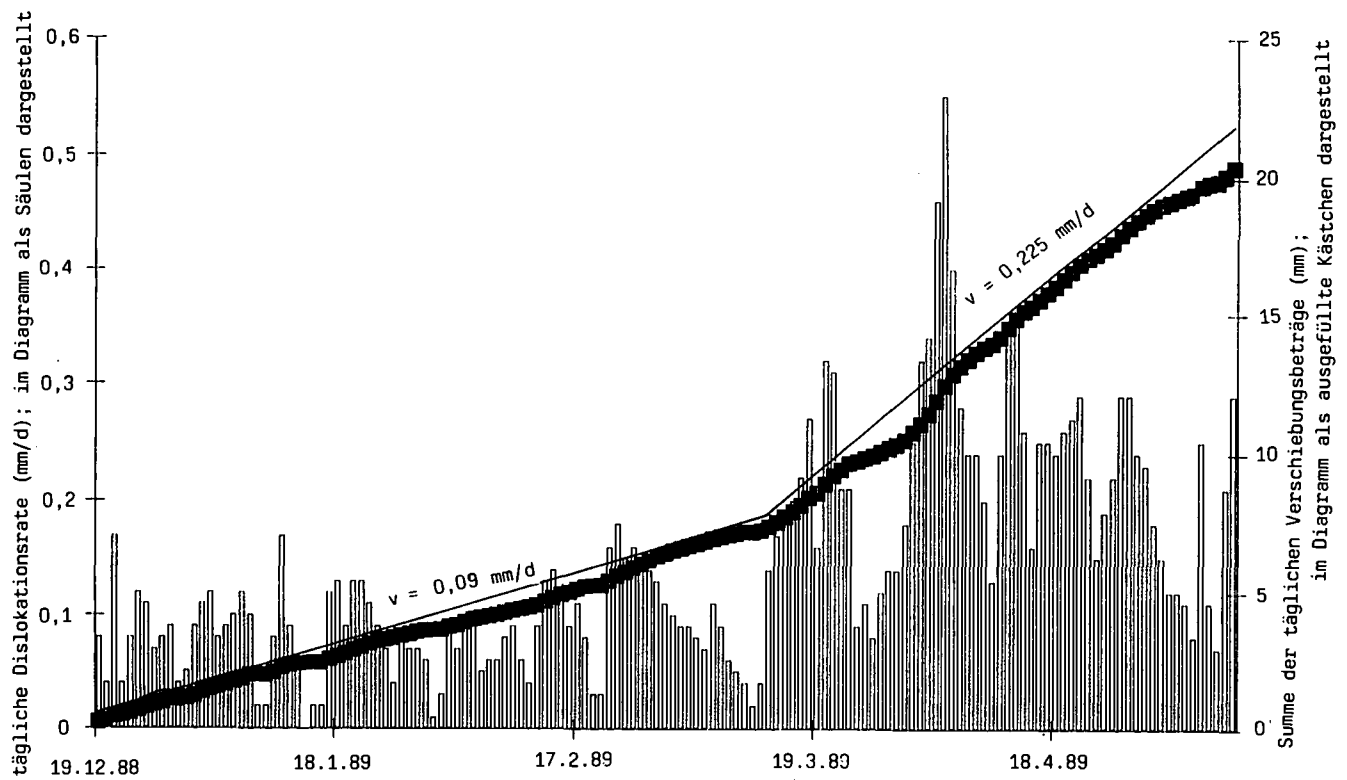


Abb. 9.

EDV-gestützte ausgewertete Meßergebnisse der Präzisionsextensometer-Messungen zur Erfassung der Dislokationsbeträge entlang der Klüftflächennormalen am Block 1 (s.a. Abb. 4).

a) Zeitraum vom 23. 06. 1988 – 30. 11. 1988 (ca. 23.000 Meßwerte).

b) Zeitraum vom 01. 10. 1988 – 30. 11. 1988 (ca. 8.600 Meßwerte).

c) Zeitraum vom 19. 12. 1988 – 10. 05. 1989 (ca. 20.000 Meßwerte).

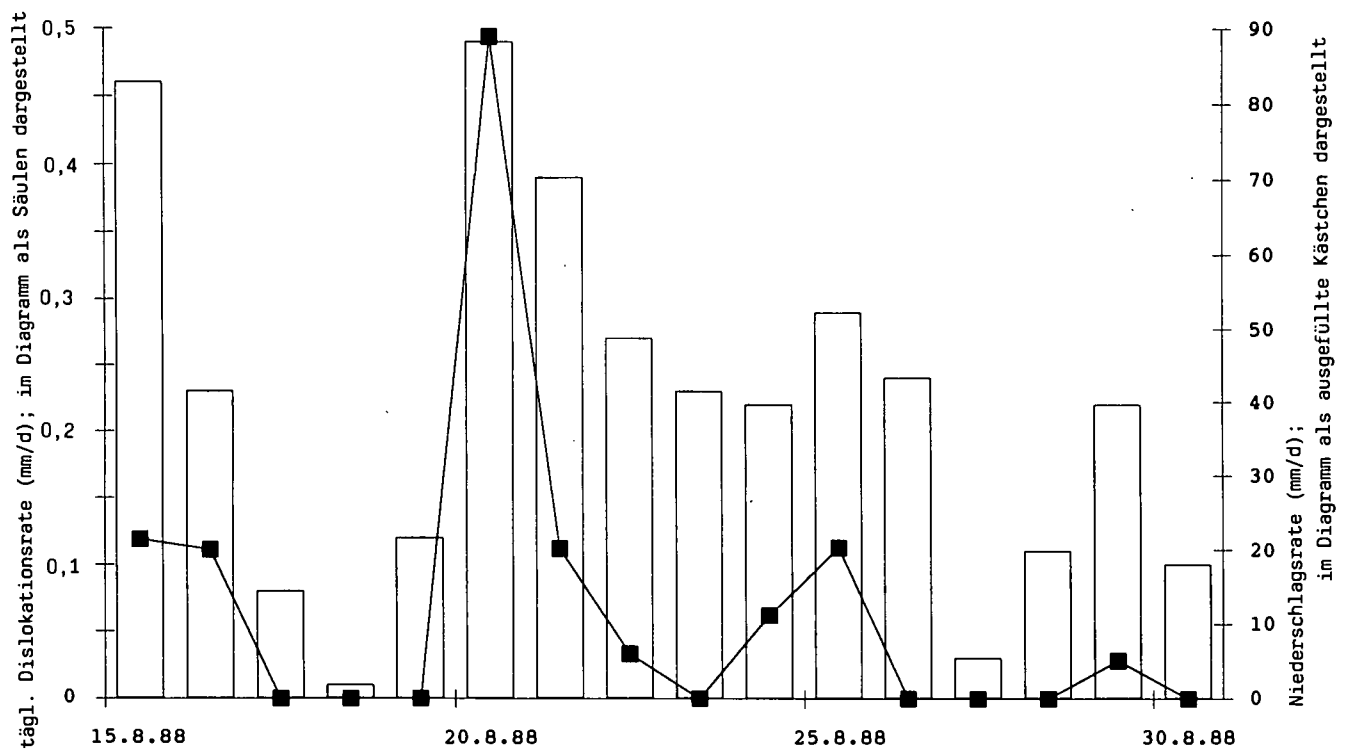
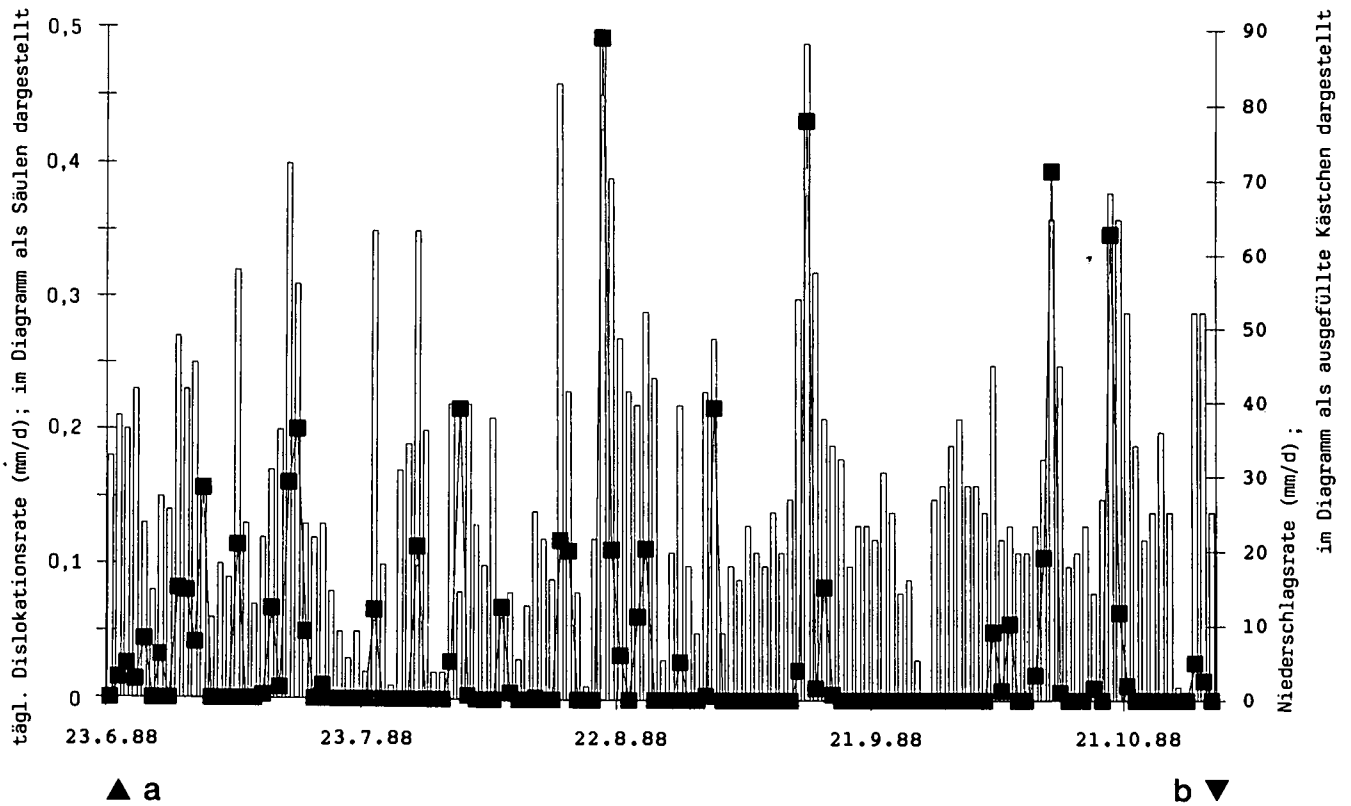


Abb. 10.
 EDV-gestützte ausgewertete Meßergebnisse der Präzisionsexstensometer-Messungen und der Niederschlagsmessungen der meteorologischen Station am Naßfeldpaß.
 a) Zeitraum vom 23. 06. 1988 - 30. 11. 1988.
 b) Zeitraum vom 15. 08. 1988 - 30. 08. 1988.

der zeitliche Versatz zwischen dem Einsetzen des Niederschlags und der Beschleunigung der Hangbewegung erkundet werden. Es wurde der Zeitraum von 23. 06. 1988 bis 20. 11. 1988 für die Untersuchungen ausgewählt, da in dieser Zeit der Niederschlag ausschließlich als Regen fiel. Wie aus Abb. 10a ersichtlich, treten

hohe Verschiebungsbeträge offensichtlich zeitgleich mit großen Niederschlagsmengen auf. Die positive Beschleunigung der Hangbewegung setzt umgehend, zumindest am selben Tag ein. Die erhöhten Gebirgsbewegungen klingen langsam in den Tagen danach ab (s. Abb. 10a u. 10b).

Da die Niederschläge an der Meßstation am Naßfeldpaß nicht kontinuierlich, sondern nur die Tagessummen aufgezeichnet werden, konnte der zeitliche Versatz zwischen dem Einsetzen des Niederschlags und der Erhöhung der Hangbewegung, d.h. das temporäre Einsetzen der externen Aktivierung der Gleit- bzw. Kriechprozesse, nicht weiter präzisiert werden.

Bewegungsmessungen und ihre Korrelation zu externen Faktoren (z.B. Niederschlag) wurden innerhalb des Typs „Blockbewegungen“ nur selten durchgeführt. Für die Interpretation hinsichtlich des Einflusses externer Faktoren wirkt sich bei den bekannt gewordenen Untersuchungen die Tatsache ungünstig aus, daß sowohl bei den Niederschlags- als auch bei den Bewegungsmessungen keine kontinuierlichen Aufzeichnungen erfolgten. So sind nur Aussagen allgemeiner Natur möglich. In diesem Zusammenhang muß die Arbeit von JOHNSON & KOSTAK (1980) erwähnt werden. Es wird berichtet, daß an der Wellenkalkstufe (Kraja/Nordthüringen) die mit Hilfe eines Stahlband-Extensometers ermittelten Bewegungsbeträge bei überdurchschnittlichen Niederschlagssummen auf den doppelten Betrag anstiegen. Dabei wird jedoch deutlich darauf hingewiesen, daß die Erhöhung der Verschiebungsgeschwindigkeit phasenverschoben zur Periode der überdurchschnittlichen Niederschläge einsetzt.

3.3.4. Interpretation der Meßergebnisse

Obwohl bei den Konvergenzmessungen nur eine 19-monatige und bei den Präzisionsexensometer-Messungen nur eine elfmonatige Beobachtungszeit vorliegt, lassen sich doch hinsichtlich der Kinematik der talseitigen Begrenzung des Bergerzerrungsfeldes gewisse Aussagen treffen.

Bei Betrachtung des zeitlichen Verlaufes der Gebirgsdeformation mit Hilfe diskontinuierlicher Meßmethoden (Konvergenzmessungen) ergeben sich im Bergerzerrungsfeld linear ablaufende Bewegungen, die in der Größenordnung von 5 mm/Monat liegen (s.a. Abb. 6). Bei einer kontinuierlicher Auflösung der Klüftöffnungsgeschwindigkeit am Block 1 erhält man dagegen ein weit differenzierteres Bild, das Zeiträume mit ver-

schieden großen, weitgehend linearen Bewegungsabläufen umfaßt („Wintergeschwindigkeit“ = 0,086 mm/d, „Frühjahrs- und Frühsommergeschwindigkeit“ = 0,225 mm/d; s.a. Abb. 9 a-c). Deutlich wird aber auch, daß sich besonders innerhalb kürzerer Zeiträume Beschleunigungsphasen (mit Deformationsgeschwindigkeiten bis 0,5 mm/d) beobachten lassen, die an Niederschläge stärkerer Intensität gebunden sind. Ein Anstieg der Dislokationsrate setzt dabei fast zeitgleich mit den Niederschlägen ein (s.a. Abb. 10b). Die nun fast zweijährige Meßreihe läßt unter Vorbehalten erste Aussagen zur Deutung des Bewegungsvorganges zu. Die Hangbewegung befindet sich insgesamt gesehen vermutlich in einer primären Kriechphase, die einem jährlichem Zyklus unterworfen ist. Nach einem relativ plötzlichem Anstieg in den Frühjahrs- und Frühsommermonaten nehmen die Kriechgeschwindigkeiten zu den Wintermonaten hin ab. Von Anfang Dezember an stellt sich eine ziemlich konstant anhaltende Bewegungsgeschwindigkeit von ca. 0,086 mm/d ein, die in den Frühjahrsmonaten von erhöhten Dislokationsraten abgelöst wird. Sowohl die Phasen relativ konstanter Geschwindigkeiten, als auch die Beschleunigungsphasen können sinnvoll mit externen Faktoren in Zusammenhang gebracht werden. Aus Kriechversuchen (HÖWING 1984) ist bekannt, daß neben dem Tongehalt, Wassergehalts- bzw. Konsistenzänderungen die größten Auswirkungen auf das Kriechverhalten gefüllter Gesteinstrennflächen haben.

3.4. Nachweis der mikroseismischen Aktivität im Blockfeld

In der Zeit von 17. bis 22. Juni 1988 wurde eine ereignisgetriggerte 3-Komponenten-PCM-Station am Block 1 (s.a. Abb. 4) betrieben. Dabei konnte eine Rei-

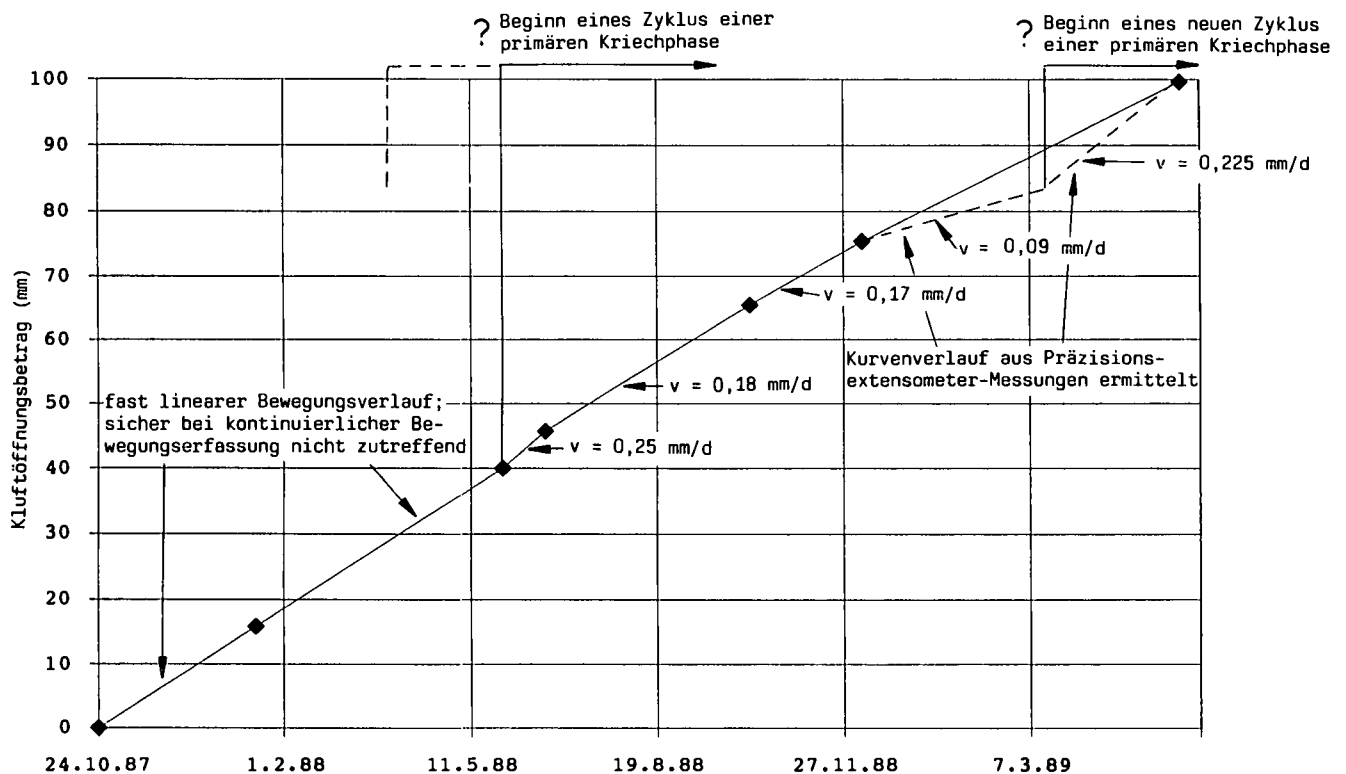


Abb. 11. Mittels Konvergenzmessungen und Präzisionsexensometer ermittelte Kriechverschiebungen und Kriechgeschwindigkeiten. Die Meßpunkte der Konvergenzmessungen sind als Rauten dargestellt.

he verschiedener seismischer Ereignisse registriert werden. Überraschenderweise sind darunter einige Lokalbeben mit Herden im Umkreis von ca. 10 km verzeichnet worden.

Interessanter ist jedoch der Nachweis einer lokalen Mikrobeben-Aktivität im Bereich des Blockfeldes. Möglicherweise handelt es sich dabei um Bruchvorgänge innerhalb der Blöcke oder um Dislokationsvorgänge an

ihrer Basis. Aufgrund des Erscheinungsbildes der Seismogramme und der Polarität ihrer Ersteinsätze ist eine solche Deutung für den Ereignis-Typ 1 naheliegend, der auf Abb. 12a dargestellt ist. Insgesamt wurden 20 solche Ereignisse beobachtet, die untereinander sehr große Ähnlichkeit aufweisen und auf einen einheitlichen Beanspruchungsplan schließen lassen. Charakteristisch sind scharfe Ersteinsätze, die von gedämpften

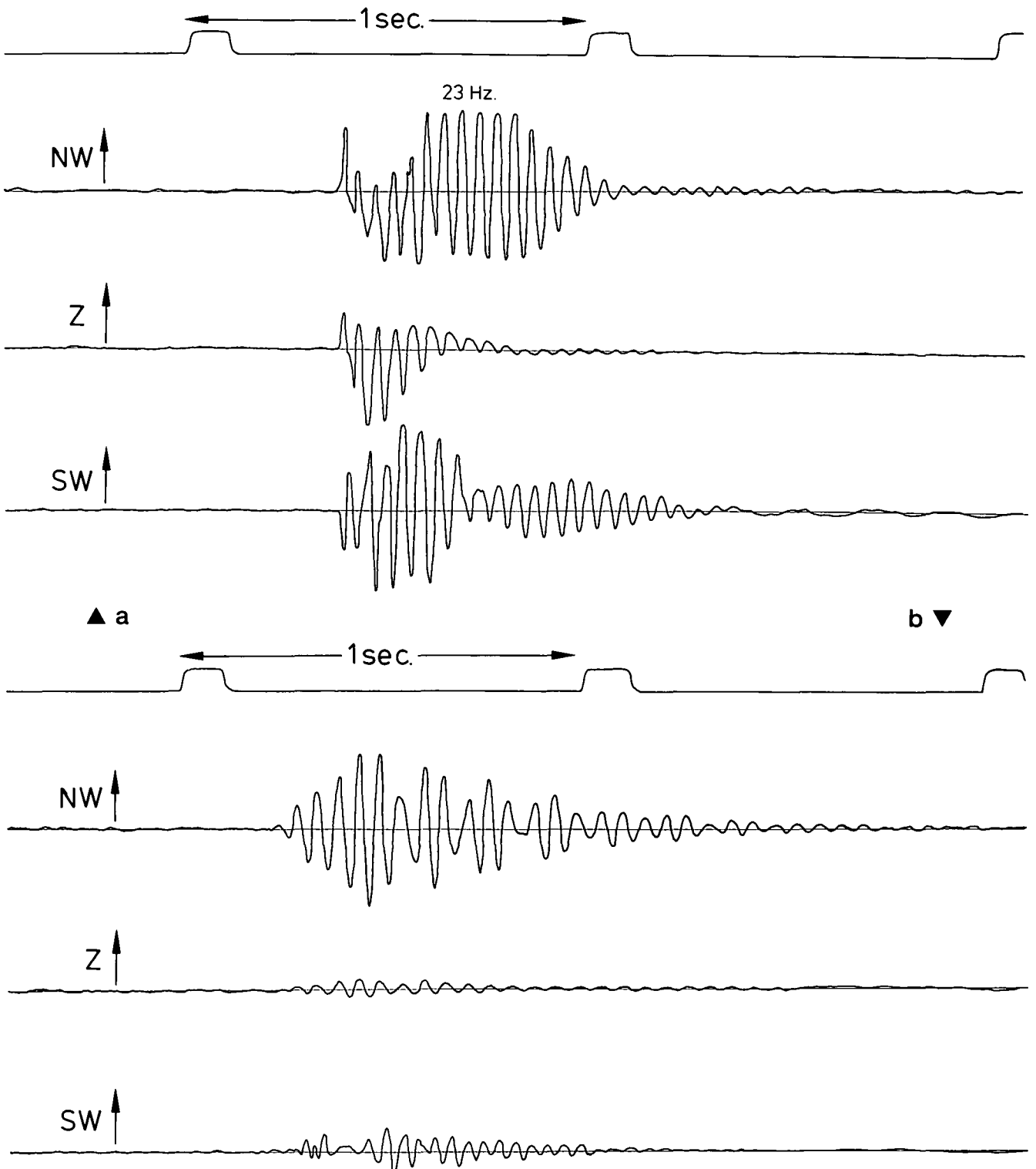


Abb. 12.

Mikroseismische Ereignistypen 1 und 2.

- Den mikroseismischen Ereignistyp 1 charakterisiert ein scharfer Ersteinsatz, der von einer gedämpften Schwingung (ca. 23 Hz.) gefolgt wird (vermutlich Eigenschwingungen des Blockes 1 senkrecht zu seiner Längsachse).
- Der Ereignistyp 2 wird durch ein nicht exakt zu definierendes Ersteinsetzen gekennzeichnet. Ähnliche Ausschwingfrequenz wie beim Ereignistyp 1.

Schwingungen mit einer Frequenz von ca. 23 Hz gefolgt werden; möglicherweise handelt es sich dabei um Eigenschwingungen des Blockes 1 senkrecht zu seiner Längsachse (NS-Richtung). Man kann vermuten, daß sich die Eigenfrequenz mit fortschreitender Labilität und Auflockerung des Blockes ändern wird.

Neben den Ereignissen vom Typ 1 gibt es in vergleichbarer Zahl andere seismische Ereignisse, die anscheinend auch lokalen Ursprungs sind, sie weisen aber keine scharfen Ersteinsätze auf (Typ 2; Abb. 12b). Diese Ereignisse sind seismologisch weniger leicht zu verstehen. Sie zeigen untereinander auch größere Unterschiede als die Ereignisse vom Typ 1; d.h. sie bilden eine weniger definierte Klasse. Gemeinsam ist ihnen aber mit diesen, daß sie Ausschwingungsvorgänge mit ähnlichen Frequenzen anregen. Windböen oder Steinerschlag kommen als Ursachen in Betracht. Eine Lokalisierung der Herde der Mikrobeben ist mit dem vorliegenden Beobachtungsmaterial nicht möglich. Um die Frage aufzuklären, ob sich die Gesamtbewegung als Summe vieler kleiner diskontinuierlicher seismischer Bewegungen ergibt oder ob es daneben noch einen kontinuierlichen aseismischen Anteil gibt, wurde während des Meßzeitraumes die Abtastfrequenz des Präzisionsextensometers auf einen Sekundentakt erhöht, um eventuell sprunghafte Dislokationen bei der Klüftöffnung mit beobachteten Mikrobeben korrelieren zu können. Dieser Versuch scheiterte, da aufgrund eines mangelhaften Zeitzeichenempfangs das zeitliche Auftreten der Mikrobeben nicht absolutiert werden konnte.

4. Ausblick

Die weiteren Untersuchungen werden vor allem eine detaillierte Auflösung der Kinematik und der Erarbeitung der geotechnischen Parameter der Gleitzone im gesamten Bergzerreibungsfeld zum Ziel haben. Hierzu gilt es, neben der Erstellung eines Meßnetzes zur absoluten Bewegungserfassung, das ein Festpunkt- und Objektpunktnetz erfordert, die meßtechnischen Untersuchungen an den einzelnen Blöcken in Form von weiteren Extensometerstationen und Horizontalinklinometern auszubauen. Desweiteren soll die Art und der zeitliche Verlauf der externen Faktoren erkundet werden, um deren Einflüsse auf den Bergzerreibungsprozess herausfiltern zu können. Hinsichtlich der Abklärung der Mechanik der Gebirgsdeformationen sind Bohrungen im Bergzerreibungsfeld vorgesehen, da nur mit einer quantitativen Erfassung der felsmechanischen Parameter der unterlagernden Gleit- bzw. Scherzone die derzeit noch offenen Fragen bezüglich der Mechanik von Bergzerreibungen vom Block-Typ einer Lösung zugeführt werden können.

Dank

Für bereitgestellte Meßgeräte und die Übernahme von Reisekosten sind wir der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet. Herr Dr. H. GEBRANDE vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München war maßgeblich bei der Auswertung der geophysikalischen Messungen beteiligt. Weiterhin gilt unser Dank der Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Kärnten, für die Überlassung von topographischen Unterlagen.

Literatur

- AMPFERER, O.: Über einige Formen der Bergzerreibung. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., **148**, Wien 1939.
- AMPFERER, O.: Zum weiteren Ausbau der Lehre von Bergzerreibungen. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., **149**, Wien 1940.
- AMPFERER, O.: Bergzerreibungen im Inntalraume. – Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **150**, Wien 1941.
- ACKERMANN, E.: Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalkstufe. – Z. Geom., N.F., **3**, Berlin 1959.
- CACON, S. & KOSTAK, B.: Displacement registration of sandstone blocks in the Stolowe Gory Mountains, Poland. – Bull. IAEG, No. **13**, Krefeld 1974.
- FELSER, K. & KAHLER, F.: Die Bildung schmaler Felskämme durch Bergzerreibung und Talzuschub. – Mitt. Geogr. Ges., Bd. **98**, Wien 1956.
- FLÜGEL, E.: Reef Mound-Entstehung: Algen-Mounds im Unterperm der Karnischen Alpen. – Facies, **17**, Erlangen 1987.
- FUSSGÄNGER, E.: Poznatky z terenneho vyskumu plazivych svahovych pohybov travertinovych blokov na Spisskom hrade. – Mineralia slov., **17**, Bratislava 1985.
- GLAWE, U. & MOSER, M.: Geotechnische Untersuchungen an den Großhangbewegungen im Hinteren Rudniggraben. Naßfeldgebiet/Kärnten. – i. Druck, Carinthia II, Klagenfurt 1989.
- HOMANN, W.: Unter und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., **53**, 3/4, Frankfurt 1972.
- HÖWING, K.D.: Das Kriechverhalten gefüllter Gesteinstrennflächen und dessen Auswirkung auf die Langzeitstabilität von Felsböschungen. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **13**, Bochum 1984.
- JOHNSEN, G.: Bewegungsmessungen im Bereich von Blockrutschungen an der Röt/Wellenkalkschichtstufe Thüringens. – Z. Angew. Geol., Bd. **27**, Berlin 1981.
- JOHNSEN, G. & KLENGEL, J.: Blockbewegungen an der Wellenkalkstufe Thüringens in ingenieurgeologischer Sicht. – Eng. Geol., **7**, Amsterdam 1972.
- JOHNSEN, G. & KOSTAK, B.: Ucinky srazek na aktivitu svahovych deformaci. – Mereni v oblasti Kraja v severnim Durynsku; Zusammenhang zwischen den Niederschlägen und den Aktivitäten der Hangdeformation. – Messungen im Gebiet Kraja (Nordthüringen). – Cas. Min. Geol., **25**, (in tschechischer Sprache, deutsche Zusammenfassung), Prag 1980.
- KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. B.-A., Wien 1963.
- KOSTAK, B.: Photoplastic slope deformation models. – Bull. IAEG, No. **16**, Krefeld 1977.
- KOSTAK, B.: Instability detection in rock. – In: BALASUBRAMANIAM, A.S. et al. (eds): Environmental Geotechnics and problematik Soils and Rock, 555–564, Rotterdam (Balkema) 1988.
- MALGOT, J. et al.: The activity of the blocktype slope movements in the Handlova Basin. – Proc. of the 10th Congress CBGA, Bratislava 1974.
- MOSER, M. et al.: Geotechnische Untersuchungsergebnisse im Rahmen des Verbaunungsprojektes Oselitzenbach/Kärnten. – Int. Symp. Interpraevent, Tagungspubl., Bd. **3**, Graz 1988.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau. – Bd. 1, XXIV + 624 S., Stuttgart (Enke) 1963.
- NEMČOK, A. & BALIAK, F.: Gravitational deformation in mesozoic rocks in the Carpathian Mountain Ranges. – Bull. IAEG, No. **16**, Krefeld 1977.

- NEMČOK, A. & SVATOS, A.: Gravitačný rozpad Drevenika. – Geogr. cas., **26**, Bratislava 1974.
- PASEK, J. & KOSTAK, B.: Svahové pohyby blokového typu (English Summary). – Rozpr. Cs. Akad. Ved, R. Mat. prír. Ved, **87**, Academia, Prag 1977.
- PUTSCHER, S. et al.: Zur Methodik der Dokumentation von Hangbewegungen. – Z. Angew. Geol., Bd. **24**, Berlin 1978.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W.: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung, Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **6**, 4, Essen 1988.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W.: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung, Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **7**, 1, Essen 1989.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geol. B.-A., Wien 1987.
- TSCHIRSKE, N.: Quantitative Erfassung der langsamen Bewegung geklüfteten Tongesteins. – Felsbau, **5**, 3, Essen 1987.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V.: Landslides and their control. – Amsterdam (Elsevier) 1969.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. August 1989.

Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich)

Von GERHARD HAHN, RENATE HAHN & GERD SCHNEIDER*)

Mit 8 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln

Österreich
Kärnten
Karnische Alpen
Oberkarbon
Trilobiten
Systematik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 197, 198

Inhalt

Zusammenfassung	645
Abstract	645
1. Einleitung	646
2. Systematische Paläontologie	647
2.1. Familie Phillipsidae (OEHLERT 1886), HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1980	647
2.1.1. Unterfamilie Cummingellinae HAHN & HAHN 1967	647
2.1.1.1. Gattung <i>Cummingella</i> REED 1942	647
2.1.2. Unterfamilie Ditomopyginae HUPÉ 1953	649
2.1.2.1. Gattung <i>Waideggula</i> n.g.	649
2.1.2.2. Gattung <i>Pseudophillipsia</i> GEMMELLARO 1892	653
Dank	658
Literatur	664

Zusammenfassung

Neue Trilobiten-Aufsammlungen, die von G. SCHNEIDER in der Waidegg-Formation (Ober-Karbon) der Karnischen Alpen vorgenommen wurden, haben folgende Ergänzungen zu den durch HAHN & HAHN 1987 publizierten Ergebnissen erbracht:

- ① *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*) *ogivalis* GAURI 1965 und *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*) *semicircularis* GAURI 1965 können zu einem Taxon vereint werden. Die zahlreichen jetzt vorliegenden Panzer-Reste füllen den morphologischen Spielraum zwischen beiden Arten völlig aus, bei den Cranidien ebenso wie bei den Pygidien. Damit wird *Ps. (C.) semicircularis* synonym mit *Ps. (C.) ogivalis*. Dieser Art kommt die Priorität zu, weil es sich bei ihr um die Typus-Art von *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*) G. HAHN & BRAUCKMANN 1975 handelt.
- ② Ein annähernd vollständiges Exemplar ist nunmehr von *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*) *collendiaulensis* HAHN & HAHN 1987 bekannt. Die Augen befinden sich auf einem hohen, fast stielartigem Sockel und sind dorsal weitgehend vom Augen-Deckel überdeckt.
- ③ *Waideggula alobata* n. g., n. sp. ist ein neues Taxon, das ausgezeichnet ist durch völlige Reduktion der seitlichen Präoccipital-Loben und des medianen Präoccipital-Lobus auf dem Cranidium. In den anderen Merkmalen ähnelt es *Ps. (Carniphillipsia)*. Zwei wahrscheinlich zugehörige Pygidien werden als ?*W. alobata* beschrieben.
- ④ *Cummingella* (*Cummingella*) *oncodes oncodes* n. sp., n. ssp. ist einer der stratigraphisch jüngsten Vertreter von *Cummingella*. Das Taxon ist ausgezeichnet durch den aufgewölbten, kissenartigen Rand-Saum am Pygidium (nur dieses ist be-

kannt). Einige Pygidien mit ähnlich gebautem Rand-Saum, aber abweichendem Rhachis-Umriss, liegen aus dem Viseum Englands vor; sie wurden durch OSMÓLSKA (1970) an *Cummingella polonica* (V. N. WEBER 1937) angeschlossen. Sie werden hier zu *C. (C.) oncodes* als eigene Unterart, *C. (C.) oncodes prodromas* n. ssp., gestellt.

- ⑤ Die Waidegg-Formation in den Karnischen Alpen hat 3 trilobitenführende Aufschlüsse geliefert, die durch die Anwesenheit folgender Taxa gekennzeichnet sind:
 - a) GAURI 1
Pseudophillipsia (*Carniphillipsia*) *ogivalis* und *Paladin* (*Paladin*?) *ovalis* GAURI 1965 (jeweils nur wenige Exemplare, darunter jedoch die Holotypen).
 - b) GAURI 2
Ps. (C.) ogivalis (mehr als 100 Panzer-Reste), *P. (P.?) ovalis* (einige Pygidien) und *Waideggula alobata* (6 Cranidien, 1 Freiwange).
 - c) Collendiaul = SCHÖNLAUB
Ps. (C.) collendiaulensis HAHN & HAHN 1987 (1 Cranidium, 13 Pygidien), *W. alobata* (1 Cranidium, Holotypus), ?*W. alobata* (2 Pygidien) und *Cummingella* (*Cummingella*) *oncodes oncodes* (2 Pygidien, darunter der Holotypus).
 Der Unterschied in der Zusammensetzung dieser Trilobiten-Fauna zwischen den Fund-Punkten a-b einerseits und c andererseits kann altersbedingt erklärt werden: Der Fund-Punkt Collendiaul gehört in den Grenzbereich Miatchkovium/Kasimovium, während die Fund-Punkte GAURI 1 und GAURI 2 dem Unter-Kasimovium angehören.

Abstract

New collections of trilobites, made recently by G. SCHNEIDER in the Waidegg Formation of the Carnic Alps, have produced the following additions to the results published by HAHN & HAHN 1987:

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. GERHARD HAHN, Dr. RENATE HAHN, Dipl.-Geol. GERD SCHNEIDER, Institut für Geologie und Paläontologie, Fachbereich 18, Philipps-Universität Marburg, Universitätsgebiet Lahnberge, Hans Meerwein-Straße, D-3550 Marburg.

Tabelle 1.
Die Trilobiten-Fundpunkte in der Waidegg-Formation der Karnischen Alpen (Österreich).

Region	Fund-Punkt	Alter (Formation)	Taxon
Zollner-Grat	GAURI 1	Unter-Kasimovium (Waidegg-Formation)	<i>Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis</i> <i>Paladin (Paladin?) ovalis</i>
Waidegger-Alm	GAURI 2	Unter-Kasimovium (Waidegg-Formation)	<i>Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis</i> <i>Paladin (Paladin?) ovalis</i> <i>Waideggula alobata</i>
Zollner Alm (Collendiaul)	SCHÖNLAUB	Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium (Waidegg-Formation)	<i>Pseudophillipsia (Carniphillipsia) collendiaulensis</i> <i>Waideggula alobata</i> <i>Cummingella (Cummingella) oncodes oncodes</i>

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis GAURI 1965 und *Paladin (Paladin?) ovalis* GAURI 1965 [Holotypen beider Arten und auch von *Ps. (C.) semicircularis*]. Die vorliegende Material-Menge ist gering, Neuaufsammlungen liegen nicht vor.

- b) Fund-Punkt GAURI 2 (Waidegger Alm, mittlerer der 3 Fund-Punkte, siehe GAURI, 1965: Abb. 1 und hier: Abb. 1)

Ps. (C.) ogivalis, *P. (P.?) ovalis* und *Waideggula alobata* n. g., n. sp. Auf die erste Art entfällt der größte Teil der aufgefundenen Trilobiten-Reste (über 100 Exemplare); die beiden anderen Arten sind jeweils nur durch wenige Pygidien bzw. Cranidien vertreten.

- c) Fund-Punkt Collendiaul = SCHÖNLAUB (Zollner-Alm, westlichster der 3 Fund-Punkte, siehe Abb. 1)

Ps. (C.) collendiaulensis HAHN & HAHN 1987, *W. alobata*, *?W. alobata* und *Cummingella (Cummingella) oncodes oncodes* n. sp., n. ssp. *Ps. (C.) collendiaulensis* steht mengenmäßig im Vordergrund (14 Panzer-Reste). *W. alobata* ist durch 1 Cranidium (den Holotypus, 1 Freiwange) und wahrscheinlich 2 zugehörige Pygidien (= *?W. alobata*) vertreten. *C. (C.) oncodes oncodes* ist nur durch den Holotypus (ein Pygidium) bekannt.

In der Zusammensetzung weicht die Trilobiten-Fauna des letzten Aufschlusses von derjenigen der beiden anderen Fund-Punkte ab: *Ps. (C.) ogivalis* ist durch *Ps. (C.) collendiaulensis* ersetzt, *P. (P.?) ovalis* fehlt, *C. (C.) oncodes oncodes* kommt nur hier vor. Lediglich *W. alobata* verbindet den Fund-Punkt GAURI 2 mit Collendiaul. Diese unterschiedliche Zusammensetzung (bei unveränderter Lithologie) kann mit einem Alters-Unterschied der Fund-Punkte erklärt werden: Fund-Punkt Collendiaul gehört dem Übergangsbereich vom Miatchkovium zum Kasimovium an, wohingegen die Fund-Punkte GAURI 1 und GAURI 2 in das Unter-Kasimovium zu stellen sind (siehe HAHN & HAHN, 1987: 572). Damit wird deutlich, wie fein die Trilobiten auf relativ geringfügige Altersunterschiede reagieren, was ihre Brauchbarkeit als Leitfossilien unterstreicht.

Die meisten der neu aufgefundenen Trilobiten-Reste werden in der Geologischen Bundesanstalt Wien unter der Katalog-Nummer B 1989/2/38-... aufbewahrt. Einige Exemplare verbleiben in der Vergleichs-Sammlung HAHN, andere in der Sammlung G. FRIEBE (Rembrandtgasse 6, A-8010 Graz). Unter der Katalog-Nummer GPIBo ... aufgeführtes Material gehört zu der von GAURI (1965) beschriebenen Kollektion und ist im Institut für Paläontologie der Universität Bonn hinterlegt.

2. Systematische Paläontologie

2.1. Familie Phillipsiidae (OEHLERT 1886)

HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1980

2.1.1. Unterfamilie Cummingellinae HAHN & HAHN 1967

2.1.1.1. Gattung *Cummingella* REED 1942

Cummingella (Cummingella) REED 1942

Typus-Art: *Phillipsia Jonesii* PORTLOCK 1843.

Diagnose: HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1985: 54.

Cummingella (Cummingella) oncodes n. sp.

Derivatio nominis: *oncodes* (griech.) = dick, aufgebläht, wegen des Baus des Rand-Saumes am Pygidium (unveränderliche Apposition).

Holotypus: Pygidium B 1989/2/46, Negativ-Abdruck der Schale; Taf. 1, Fig. 10a-c; Abb. 2a-c.

Locus typicus: Collendiaul, Zollner-Alm, Fund-Punkt SCHÖNLAUB, Karnische Alpen, Österreich.

Stratum typicum: Schiefer der Waidegg-Formation, Unter-Kasimovium (Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium), Ober-Karbon.

Unterarten: *C. (C.) oncodes oncodes* n. ssp. und *C. (C.) oncodes prodromos* n. ssp.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Im stratum typicum am locus typicus und im Visium von Staffordshire und Derbyshire, England; vielleicht auch im Waulsortien (Ivorium) des Maas-Tales, Belgien.

Diagnose: Eine nur durch das Pygidium bekannte Art von *Cummingella (Cummingella)* mit folgenden Besonderheiten: Pygidium-Umriß gerundet, deutlich breiter als lang. Rhachis mit 10-11 Ringen, Pleural-Felder mit 6-7 Rippen-Paaren. Rand-Saum konvex aufgewölbt, durch eine Saum-Furche abgesetzt; Rippen nicht auf den Rand-Saum übertretend. Rhachis-Ringe sowie Vorder-Äste und Hinter-Äste der Rippen mit einer Reihe kleiner Höcker besetzt.

Beziehungen: Kennzeichnendes Merkmal von *C. (C.) oncodes* ist der Bau des Rand-Saumes am Pygidium. Innerhalb der Gattung *Cummingella* treten folgende Möglichkeiten auf:

- Der Rand-Saum kann in konvexem Bogen die Neigung des abaxialen Pleural-Bereiches gegen den

Rand fortsetzen. Er ist dann in Seiten-Ansicht nur wenig vom Pleural-Bereich abgesetzt, wie z. B. bei *C. (C.) jonesii jonesii* (PORTLOCK 1843) [siehe STUBBLEFIELD 1952: Taf. 1, Fig. 1c, 2c] oder bei *C. (C.) belisama* HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1985 [siehe dort: Taf. 1, Fig. 1b-c, 3b-c, 9b-c, 10b-c].

- ② Der Rand-Saum kann aber auch eine gerade anstatt einer konvex gekrümmten Oberfläche aufweisen. Er ist dann deutlicher als bei den oben genannten Arten vom Pleural-Bereich abgesetzt. Als Beispiel sei *C. (C.) carringtonensis carringtonensis* (ETHERIDGE 1884) genannt [siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1985: Taf. 2, Fig. 4a-b, 5a-b].
- ③ Schließlich kann der Rand-Saum sogar konkav eingemuldet sein, wie das bei *C. (C.) dobsinensis bella* HAHN, HAHN & YUAN 1989 der Fall ist [siehe dort: Taf. 12, Fig. 6b, 7b, 8b und 9b].
- ④ Eine vierte Möglichkeit zeigt *C. (C.) oncodes*. Der Rand-Saum ist aufgewulstet und tritt kissenartig hervor. Eine solche Ausbildung ist bisher nur bei *C. (C.) polonica* (V. N. WEBER 1937) bekannt. OSMÓLSKA (1970: 73) betont, daß dieses Merkmal *C. (C.) polonica* von allen übrigen *Cummingella*-Arten trennt.

Mit *C. (C.) oncodes* tritt nunmehr eine zweite Art mit entsprechend ausgebildetem Rand-Saum hinzu. Sie ist getrennt von *C. (C.) polonica* durch das kürzere, stärker gerundete Pygidium, Anwesenheit von nur 6-7 anstatt 8 pleuralen Rippen-Paaren und die deutlich entwickelte Skulptur auf Ringen und Rippen. Das von OSMÓLSKA (1970: 72-73, Taf. 8, Fig. 12) zu *C. (C.) polonica* gestellte Material aus dem Viseum Englands gleicht *C. (C.) oncodes* viel mehr als der osteuropäischen Art und wird als neue Unterart zu *C. (C.) oncodes* gestellt (siehe Beschreibung von *C. (C.) oncodes prodromos* n. ssp.).

Die Tendenz zur Ausbildung eines aufgeblähten Rand-Saumes ist ferner bei *C. (C.) otai* KOBAYASHI & HAMADA 1978 aus dem Ober-Karbon Japans vorhanden [siehe KOBAYASHI & HAMADA 1980: Taf. 14, Fig. 8-9, 11, 13]. Durch das schwach ausgeprägte Relief mit der Tendenz zum Verlöschen der hinteren Rippen bleibt diese Art jedoch deutlich von *C. (C.) oncodes* getrennt.

Die bei *C. (C.) oncodes* und *C. (C.) polonica* zu beobachtende kissenartige Wulstung des Rand-Saumes zeigt sich auch bei „*Cummingella*“ *zephyr* HAHN & HAHN 1987 [siehe dort: Taf. 2, Fig. 12a-b] in gesteigertem Maße und leitet über zu der neuen Gattung *Bedicella*, die in HAHN, HAHN & RAMOVŠ 1990 dargestellt wird.

C. (C.) oncodes ist, abgesehen von *C. (C.) slovenica* HAHN & HAHN in HAHN, HAHN & RAMOVŠ 1990 aus dem Unter-Perm der Karawanken, die jüngste bekannte Art von *C. (C.) oncodes*. *C. (C.) slovenica* ebenso wie *C. (C.) guangxiana* HAHN, HAHN & YUAN 1989 und *C. (C.) dobsinensis* (ILLÉS 1902) aus dem Westfalium unterscheiden sich deutlich von *C. (C.) oncodes* durch den Bau des Rand-Saumes am Pygidium und zeigen an, daß mehrere Evolutions-Linien von *Cummingella* das mittlere bis hohe Ober-Karbon erreicht haben. Die Anwesenheit von *Cummingella* noch im hohen Ober-Karbon und sogar noch im Unter-Perm zwingt zur genaueren Analyse isolierter Pygidien aus diesem Zeit-Abschnitt. Bisher wurden ähnlich gestaltete, relativ kurze und segmentarme Exemplare mit gerundetem Rhachis-Querschnitt zumeist zu *Ditomopyge* NEWELL 1931 gestellt,

weil diese Gattung im diskutierten Zeitraum häufig ist. Nunmehr kann sich auch Material von *Cummingella* darunter verbergen. Die Trennung von *Ditomopyge* gegenüber *Cummingella* gelingt durch den Bau der Rippen. Bei *Ditomopyge* sind die Rippen-Vorderäste deutlich länger (exsag.) und höher als die Rippen-Hinteräste, der Rippen-Querschnitt ist gratartig. Bei *Cummingella* sind die Vorder-Äste und Hinter-Äste der Rippen nur wenig in Länge und Höhe unterschieden, der Rippen-Querschnitt ist gerundet. Ferner ist der Rand-Saum bei *Ditomopyge* eben bis konvex gebogen; eingemuldet oder geblähte Rand-Säume sind nicht vertreten.

Cummingella (Cummingella) oncodes oncodes n. ssp.

(Taf. 1, Fig. 10a-c; Abb. 2a-c)

1987 *Ditomopyge* sp. indet. – HAHN & HAHN, Tril. Nötsch Karn. Alpen: 604, Taf. 3, Fig. 20.

Holotypus, locus typicus, stratum typicum: Wie für *C. (C.) oncodes* angegeben.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Nur am locus typicus im stratum typicum.

Paratypus: Pygidium B 1985/3/61; HAHN & HAHN 1987: Taf. 3, Fig. 20.

Diagnose: Die typische Unterart von *Cummingella (Cummingella) oncodes* mit folgenden Besonderheiten: Rhachis nach hinten merklich verschmälert. Rippen-Äste leicht gegen den Rand-Saum spreizend.

Morphologie

Pygidium (Holotypus, B 1989/2/46)

Erhaltung: Negativ-Abdruck der Schale, wenig verdrückt. Teile des rechten Pleural-Feldes fehlen; der Rand-Saum ist hinten links etwas beschädigt.

Maße (in mm): Pygidium-Länge = 4,25; Rhachis-Länge = 3,75; Pygidium-Breite ≈ 6,25; Rhachis-Breite ≈ 2,5.

Seiten-Ansicht (Taf. 1, Fig. 10b,c; Abb. 2b): Rhachis in flachem, nach hinten steiler werdendem Bogen abwärts geneigt, gegen den Rand-Saum durch einen rechtwinkligen Knick abgesetzt. Rhachis-Ringe sehr deutlich markiert, jeder einzelne Ring sanft nach hinten ansteigend, hinten scharf zur Rhachis-Furche abbrechend. Pleural-Rippen mit gerundetem Querschnitt, durch die Pleural-Furchen deutlich voneinander getrennt. Rand-Saum gewulstet, betont hervortretend, nach hinten etwas verbreitert (vert.), etwa 1/4 der Pygidium-Höhe einnehmend, im Bereich des Unter-Randes mit 2-3 undeutlich markierten Terrassen-Linien besetzt. Vorder-Ast der ersten Rippe auf den Rand-Saum übertretend. Rhachis flach im Vergleich zur Höhe des Pleural-Feldes (siehe Abb. 2c).

Dorsal-Ansicht (Taf. 1, Fig. 10a; Abb. 2a): Umriß gerundet, deutlich breiter als lang (Quotient Breite zu Länge ≈ 1,45). Rhachis annähernd so breit wie ein Pleural-Feld, nach hinten merklich verschmälert, abgestumpft endend, durch 11 Rhachis-Ringe aufgliedert. Rhachis-Furchen im Median-Bereich tief eingeschnitten, zu den Seiten etwas zurückschwingend und (vor allem hintere Furchen) verlöschend. Rhachis dadurch der Länge nach dreigeteilt. Muskel-Ansatzstellen auf der Rhachis nicht sichtbar. Gelenkender Halb-Ring halb so breit (sag.) wie der erste Rhachis-Ring, durch eine breite und tiefe Furche von diesem getrennt. Dorsal-Furchen deutlich entwickelt. Pleural-

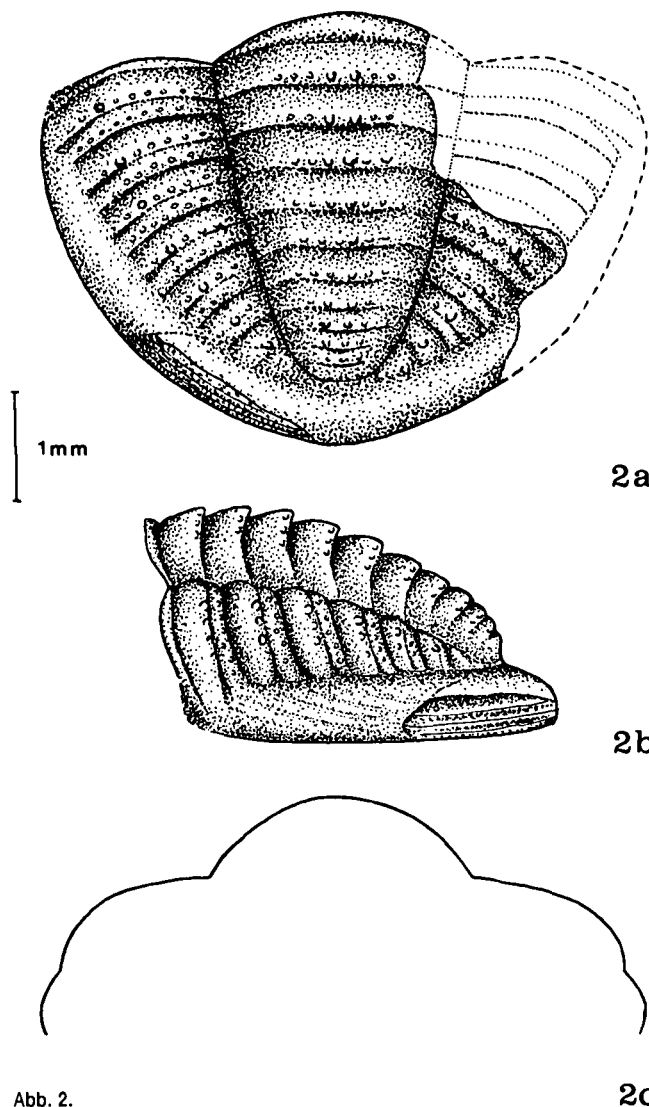


Abb. 2.

Cummingella (Cummingella) oncodes oncodes n. sp., n. ssp.
 Pygidium, Schalen-Erhaltung (nach dem Holotypus B 1989/2/46).
 Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium, Waidegg-Formation; Collendiaul
 (= Fund-Punkt SCHÖNLAUB), Zollner-Alm, Karnische Alpen, Österreich.
 a) Dorsal-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 10a); fehlender Anteil des rechten Pleural-
 Feldes ergänzt.
 b) Seiten-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 10b,c).
 c) Querschnitt.

Felder mit 7 Rippen-Paaren besetzt, letztes Rippen-Paar nur noch schwach angedeutet. Pleural-Furchen tief eingeschnitten, Rippen-Furchen als schmale, aufgesetzte Linien entwickelt, die sich gegen den Rand-Saum etwas verbreitern (auf den vorderen Rippen deutlicher als auf den hinteren), so daß die Rippen-Äste hier leicht spreizen. Vorder-Äste der Rippen wenig breiter (exsag.) und höher als die Hinter-Äste. Gelenkende Halb-Rippe ebenso wie der gelenkende Halb-Ring deutlich durch eine breite Furche abgesetzt. Rand-Saum breit, konvex aufgewölbt, mit gerundeten Flanken, durch eine deutlich entwickelte Saum-Furche von den Pleural-Feldern abgesetzt. Erste Rippen-Furche auf den Rand-Saum übergreifend, alle übrigen Rippen-Furchen und die Pleural-Furchen am Rand-Saum endend. Rand-Saum hinten bis zum Rhachis-Ende vorgreifend. Rhachis-Ringe im zentralen Bereich mit einer Reihe kleiner Höcker an ihrem Hinter-Rand besetzt. Rippen mit jeweils einer ähnlichen Höcker-Reihe auf den Vorder-Ästen und den

Hinter-Ästen versehen. Höcker-Reihe der Vorder-Äste dicht an der Rippen-Furche stehend, Höcker-Reihe der Hinter-Äste mehr irregulär angeordnet. Tendenz zur Vergrößerung je eines Höckers auf den Vorder-Ästen sowohl beim Holotypus als auch bei Exemplar B 1985/3/61 zu beobachten.

***Cummingella (Cummingella) oncodes prodromos*
 n. ssp.**

(Taf. 1, Fig. 9)

- 1970 *Cummingella polonica* [part.]. – OSMÓLSKA, Rev. tril. Eurasia: 73 [part.], Taf. 8, Fig. 12.
 ?1985 *Cummingella (Cummingella) polonica*. – HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, Tril. belg. Kohlenkalkes, 7: 60–61, Taf. 2, Fig. 8–9.
 1985 *Cummingella polonica*. – MORRIS & FORTEY, Cat. tril. Brit. Mus.: 43.

Derivatio nominis: *prodromos* (griech.) = der Vorläufer, wegen des höheren stratigraphischen Alters gegenüber der subspecies *typica* (unveränderliche Apposition).

Holotypus: Pygidium BM I 27942 (British Museum, London); OSMÓLSKA 1970: Taf. 8, Fig. 12; hier: Taf. 1, Fig. 9.

Locus typicus: Narrowdale, Staffordshire, England.
 Stratum typicum: Mittel-Viseum.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Im Mittel- und Ober-Viseum Englands in Staffordshire und Derbyshire (OSMÓLSKA, 1970: 73). -- ?Im Waulsortien (Ivorium) Belgiens.

Paratypen: Die Pygidien BM In 36811 und BM I 4070 (British Museum, London). -- Bei dem in HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1985: 60–61, Taf. 2, Fig. 8–9 beschriebenen, verdrücktem Material aus Belgien kann nicht sicher entschieden werden, ob es zu *C. (C.) polonica* oder zu *C. (C.) oncodes prodromos* gehört.

Diagnose: Eine Unterart von *Cummingella (Cummingella) oncodes* mit folgenden Besonderheiten: Rhachis nach hinten nur wenig verschmälert, stumpf gerundet endend. Rippen-Äste nicht gegen den Rand-Saum spreizend.

Morphologie: Eine Beschreibung der hier zu *C. (C.) oncodes prodromos* vereinten Exemplare existiert nicht. Die in OSMÓLSKA 1970: Taf. 8, Fig. 12 gegebene, sehr gute Abbildung läßt jedoch alle wichtigen Details des Panzer-Baus erkennen.

Beziehungen: *C. (C.) oncodes prodromos* unterscheidet sich von der Typus-Unterart durch die plumpere, nach hinten nur wenig verschmälerte Rhachis und das Fehlen der Tendenz zur Rippen-Spreizung gegen den Rand. Trotz des langen Zeit-Unterschiedes vom Mittel-Viseum zum Kasimovium bleiben sich beide Unterarten in allen übrigen Merkmalen sehr ähnlich.

2.1.2. Unterfamilie Ditomopyginae HUPÉ 1953

2.1.2.1. Gattung *Waideggula* n. g.

Derivatio nominis: Nach der Waidegger Höhe in den Karnischen Alpen, auf der sich einer der beiden Fund-Punkte für Material der Typus-Art befindet.

Typus-Art: *Waideggula alobata* n. sp.

Zugehörige Arten: *W. alobata* n. sp. und *W. triangulata* (JU in ZHANG Q.-Z. 1982)

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Im hohen Ober-Karbon, Waidegg-Formation (Grenzbereich Miatchkovium/Kasimovium) der Karnischen Alpen in Österreich, und im Unter-Perm von Zheijiang, E-China. -- Die chinesische Art unterscheidet sich von der Typus-Art vor allem durch die nach vorn stärker verbreiterte Glabella und die stärker ausladenden Augen-Deckel (vgl. JU in ZHANG Q.-Z. 1982: Taf. 125, Fig. 7)

Diagnose: Eine zu den Ditomopyginae gehörige Gattung mit folgenden Besonderheiten: Glabella pyriform, nach hinten stark verjüngt. Seitliche Präoccipital-Loben (L1) und medianer Präoccipital-Lobus völlig reduziert, Glabella durch eine breite Mulde (sag.) vom Occipital-Ring getrennt. Vordere Glabella-Furchen (S2-S4) völlig reduziert.

Beziehungen: *Waideggula* ähnelt in den meisten Einzelheiten des Cranium-Baus der Untergattung *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*) G. HAHN & BRAUCKMANN 1975, unterscheidet sich von ihr jedoch durch den völligen Verlust der Präoccipital-Loben; ihre Stelle wird durch ein muldenförmig eingesenktes Feld neben und hinter der Glabella eingenommen. Eine Tendenz in diese Richtung zeigt *Ps. (C.) rakoveci* GAURI 1965 aus dem Gshelium der Karawanken, bei der die seitlichen Präoccipital-Loben schon in Reduktion begriffen sind, der mediane Präoccipital-Lobus aber erhalten bleibt (siehe HAHN & HAHN 1987: Taf. 4, Fig. 7, Abb. 18). Diese Art ähnelt *Waideggula* auch in der völligen Reduktion der vorderen Glabella-Furchen und dem Fehlen seitlicher Einbuchtungen an der Glabella. Trotzdem kann *Ps. (C.) rakoveci* nicht als Ahnen-Form von *Waideggula* angesehen werden, weil sie stratigraphisch jünger als diese ist. Sie zeigt aber an, daß *Waideggula* sich wahrscheinlich im Verlauf des Westfaliums von der Wurzel der *rakoveci*-Gruppe (sensu HAHN & HAHN 1987: 589, Abb. 19) abgezweigt hat. Die funktionelle Bedeutung der Loben-Reduktion ist unbekannt. Sie kann im Karbon/Perm an ganz unterschiedlichen Stellen innerhalb der Trilobiten auftreten; so findet sich der Verlust der seitlichen Präoccipital-Loben z. B. bei *Brachymetopus* (*Brachymetopella*) KO-

BAYASHI & HAMADA 1978 und bei *Brachymetopus* (*Acutimetopus*) HAHN & HAHN 1985 wieder, also bei Taxa, die in keinem näheren systematischen Zusammenhang mit *Pseudophillipsia* und *Waideggula* stehen. Da sich unter der Glabella der Magen mit seinen Anhangdrüsen befunden hat, ist eine Korrelation mit Veränderungen im Verdauungs-Apparat wahrscheinlich, jedoch kann diese Annahme nicht bewiesen werden.

Waideggula alobata n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1-6; Abb. 3a-b, 4)

Derivatio nominis: alobatus, -a, -um (lat.) = ohne Loben, wegen der vollständigen Reduktion der Präoccipital-Loben auf der Glabella.

Holotypus: Cranium (Steinkern) B 1989/2/38; Taf. 1, Fig. 1a-c; Abb. 3a-b.

Locus typicus: Collendiaul, Zollner-Alm, Fund-Punkt SCHÖNLAUB, Karnische Alpen, Österreich.

Stratum typicum: Schiefer der Waidegg-Formation, Unterkasimovium (Grenzbereich Miatchkovium/Kasimovium), Ober-Karbon.

Paratypen: 6 Cranidien, B 1989/2/39-40, B 1989/2/41, B 1989/2/42-43, 1 Exemplar Coll. HAHN und 1 Freiwange B 1989/2/41₂ (siehe Taf. 1, Fig. 6a-b); besonders erwähnenswert ist Exemplar B 1989/2/39, das - im Abguß - die Schalen-Oberfläche zeigt (Taf. 1, Fig. 2)

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Im stratum typicum am locus typicus (Holotypus) und auf der Waidegger Alm, Fund-Punkt GAURI 2 (alle Paratypen).

Diagnose: Die typische Art von *Waideggula* mit folgenden Besonderheiten: Glabella flach, ein auf der Spitze stehendes, vorn abgerundetes Dreieck bildend. Raum der ehemaligen seitlichen Präoccipital-Loben

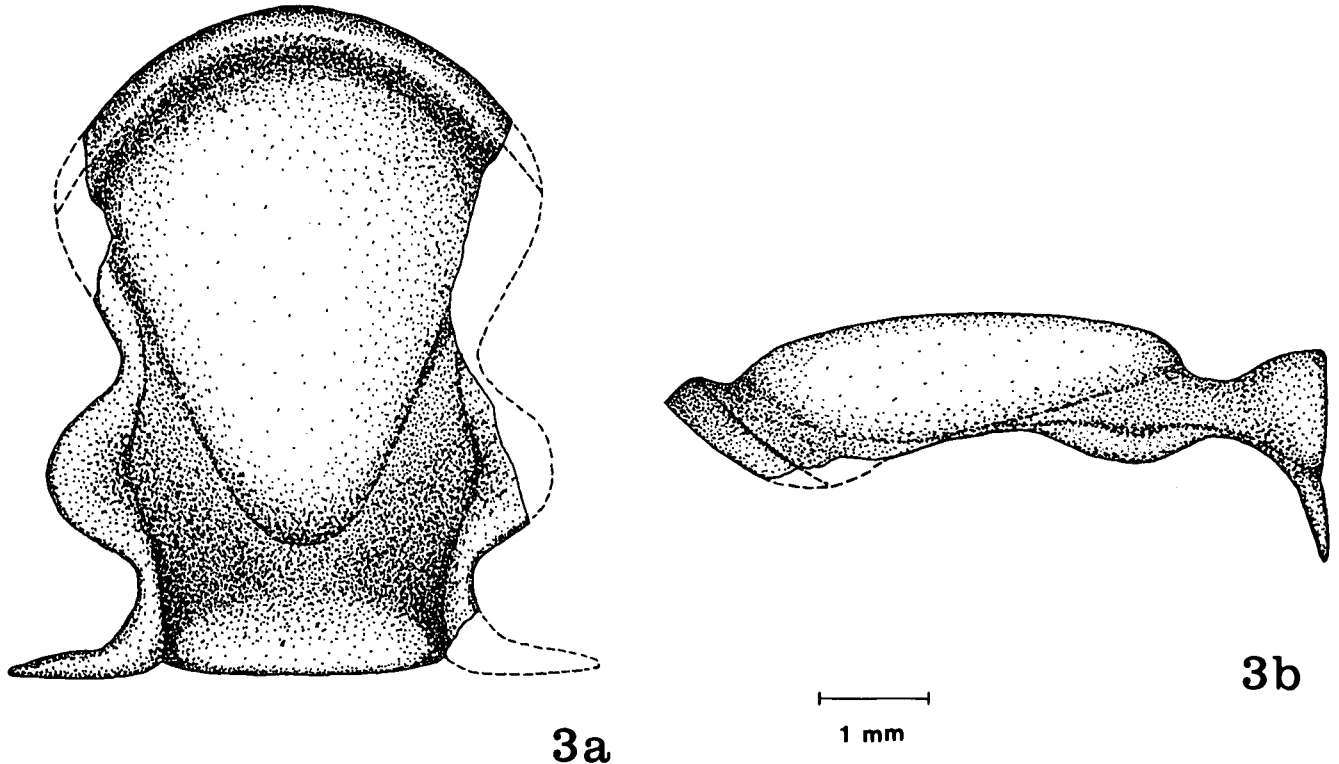


Abb. 3.

Waideggula alobata n. g., n. sp.

Cranidium, Steinkern (nach dem Holotypus, B 1989/2/38).

Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium, Waidegg-Formation; Collendiaul (= Fund-Punkt SCHÖNLAUB), Zollner-Alm, Karnische Alpen, Österreich.

a) Dorsal-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 1a).

b) Seiten-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 1b).

(L1) weit nach vorn bis fast neben γ reichend. Occipital-Ring zu den Seiten verschmälert. Präglabellar-Region mäßig breit (sag.), unterteilt in ein eingemuldetes Präglabellar-Feld und einen gratartig aufgewölbten, nach vorn schräg abwärts geneigten Stirn-Saum, der sich auf die Freiwangen fortsetzt, Augen-Deckel mäßig lang, deutlich vorragend (tr.). Augen von mäßiger Größe, Hinter-Ast der Facial-Sutur mit kurzem geraden Abschnitt ϵ - ζ . Wangen-Stacheln sehr lang, bis etwa zum Beginn des Pygidiums reichend.

Morphologie

Cranidium (Holotypus, B 1989/2/38)

Erhaltung: Steinkern, wenig verdrückt; auf der rechten Seite fehlt der größte Teil der Festwange, die linke Festwange ist vorn um β beschädigt.

Maße (in mm): Cranidium-Länge = 6,1; Glabella-Länge = 4,3; Länge β - γ \approx 1,5; Länge des Augen-Deckels (γ - ϵ) = 1,9; Länge ϵ - ζ = 0,6; Cranidium-Breite (β - β) \approx 4,5; Cranidium-Breite (δ - δ) = 4,6; größte Glabella-Breite = 3,2; Glabella-Höhe = 1,3.

Seiten-Ansicht (Taf. 1, Fig. 1b; Abb. 3b): Oberfläche der Glabella annähernd horizontal gerichtet, vorn zum Präglabellar-Feld, hinten zum eingemuldeten Bereich des medianen Präoccipital-Lobus abgesenkt. Präglabellar-Feld relativ wenig eingemuldet, nach vorn zum Stirn-Saum ansteigend. Stirn-Saum durch eine aufragende Kante markiert; seine vordere Fläche fällt schräg nach vorn unten ab. Bereich des medianen Präoccipital-Lobus einen breiten, U-förmigen Einschnitt bildend, von dem aus der Occipital-Ring sacht ansteigt, um erst an seinem Hinter-Rand seine größte Höhe zu erreichen, die nicht ganz der Höhe der Glabella entspricht. Bereich des L1 als seichte Einbuchtung neben der Glabella sichtbar. Vorder-Ast der Facial-Sutur von β zu γ schwach, im Winkel von etwa 25° ansteigend; Augen-Deckel horizontal gestellt; Hinter-Ast der Facial-Sutur von ϵ zu ζ steiler, im Winkel von etwa 45° abgebogen. Cranidium insgesamt sehr flach, wenig aufgewölbt. Da eine entsprechend geringe Wölbung bei den meisten Paratypen gleichfalls zu beobachten ist, dürfte es sich hierbei um ein biologisch bedingtes, nicht erst postmortal entstandenes Merkmal handeln.

Dorsal-Ansicht (Taf. 1, Fig. 1a; Abb. 3a): Glabella ein auf dem Kopf stehendes Dreieck bildend, das seine größte Breite vorn, im Bereich zwischen β - β hat; Vorder-Rand der Glabella gerundet. Seitliche Glabella-Begrenzung eine annähernd gerade verlaufende Linie bildend; grubenartige Einbuchtungen an den Flanken der Glabella nicht ausgebildet, Glabella an den Seiten vielmehr schräg, im Winkel von etwa 45°, zur Dorsal-Furche abgebogen. Hintere Glabella-Umrandung einem abgerundeten V entsprechend, etwa dem ursprünglichen Verlauf von S1 folgend. Auf der Glabella keinerlei Reste von Glabella-Furchen (S2-S4) erkennbar. Glabella beiderseits ab γ und hinten umgeben von einem einheitlich gestalteten, eingemuldeten Bereich, der der Region der Präoccipital-Loben entspricht. Seitliche Präoccipital-Loben (L1) danach ursprünglich von beträchtlicher Größe, dreieckig im Umriß, bis gegen γ nach vorn reichend, ähnlich wie bei *Ps. (Carniphillipsia) collendiaulensis* (siehe HAHN & HAHN, 1987: Abb. 23a); medianer Präoccipital-Lobus eher klein. Occipital-Furche nicht mehr differenziert, Occipital-Ring vielmehr sanft von der Ein-

muldung der Präoccipital-Loben her nach hinten ansteigend, zu den Seiten stark verschmälert, an den Seiten kaum die Dorsal-Furche erreichend. Nacken-Knötchen im Zentrum des Occipital-Ringes angedeutet. Dorsal-Furchen als solche nur vor γ ausgebildet, dahinter als Kante erkennbar, von der aus nach außen die Festwangen wieder ansteigen, da sie höher liegen als der eingemuldeten Bereich der Präoccipital-Loben. Antennal-Poren nicht erkennbar. Präglabellar-Bereich mäßig breit (sag.), in kräftigem Bogen dem Vorder-Rand der Glabella folgend, unterteilt in einen eingesenkten Bereich und einen erhöhten Stirn-Saum. Auf dem Steinkern beide Anteile von annähernd gleicher Breite, auf der Schale (siehe Taf. 1, Fig. 2) Stirn-Saum breiter (sag.) als das eingesenkte Präglabellar-Feld. Stirn-Saum auf dem Steinkern als schmale Kante entwickelt mit einem nach vorn anschließenden, abfallenden Bereich; auf der Schale jedoch als Wulst hervortretend, der auf seiner Vorderseite mit etwa 10 Terrassen-Linien besetzt ist (siehe Taf. 1, Fig. 2). Festwangen mäßig breit; Region um β beim Holotypus nicht erhalten, jedoch bei B 1989/2/41, und B 1989/2/42 sichtbar (siehe Taf. 1, Fig. 4-5). β danach sanft gerundet, etwa in der Längs-Projektion von δ gelegen. Augen-Deckel etwas länger als der Abschnitt β - γ , deutlich zur Seite vorragend, horizontal gelegen, nach innen (adaxial) zur Mulde von L1 abgesenkt. Facial-Sutur bei γ , δ und ϵ gerundet. Hinter-Ast der Facial-Sutur mit kurzem geradem Abschnitt ϵ - ζ , der schräg nach hinten außen gerichtet ist. Hinter-Saum der Festwange relativ kurz (exsag.) und nur mäßig stark zur Seite vorragend, so daß ω nur wenig außerhalb der Längs-Projektion von δ liegt. Oberfläche der Schale und des Steinkerns glatt.

Freiwange (B 1989/2/41₂)

Zugehörigkeit: Die Freiwange befindet sich mit dem Cranidium B 1989/2/41, auf demselben Gesteinsstück. Beide Panzer-Teile sind von gleicher Größe und können von demselben Tier stammen. Da die Freiwange zudem durch ihre schmale Furche an der Basis des Auges, den sehr niedrigen Augen-Sockel (nur 1/4 so hoch wie das Auge) und den gratartig erhöhten Rand-Bereich Bau-Unterschiede gegenüber der Freiwange von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis* erkennen läßt, ist ihre Zugehörigkeit zu *Waideggula alobata* sehr wahrscheinlich.

Erhaltung: Steinkern einer linken Freiwange. Die Rand-Region in der vorderen Hälfte ist ebenso wie der größte Teil des Wangen-Stachels nur im Abdruck erhalten. Die Stachel-Spitze ist nach innen abgelenkt und wieder als Steinkern ausgebildet. Das Auge ist verdrückt.

Maße (in mm): Gesamt-Länge = 9,4; Länge ohne Wangen-Stachel = 5,6; Augen-Länge = 1,9; Breite (bei ϵ) = 2,8.

Dorsal-Ansicht (Taf. 1, Fig. 6a): Verlauf der Facial-Sutur derjenigen am Cranidium entsprechend: β gerundet, Abschnitt β - γ als gerade Linie einwärts verlaufend; Augen-Deckel gerundet, deutlich vorgewölbt, etwas länger als der Abschnitt β - γ ; Hinter-Ast deutlich kürzer als der Augen-Deckel, ab ϵ sogleich schräg nach hinten außen gerichtet, ω nur wenig außerhalb von δ gelegen; ζ nicht markiert. Auge 1/3 der Wangen-Länge (ohne Wangen-Stachel) reichend, nierenförmig gebogen, etwas verdrückt; einzelne Linsen noch erkennbar, Gesamt-Linsenzahl jedoch nicht mehr bestimmbar. Augen-Sockel niedrig; Furche an der Basis des Augen-Sockels nur von geringer Brei-

te. Augen-Furche außen von einer Kante begleitet, die sich kurz vor der Hintersaum-Furche teilt; ein kurzer, verlöschender Ast ist nach hinten innen gerichtet, ein längerer, deutlich ausgebildeter Ast verläuft nach hinten außen gegen die Basis des Wangen-Stachels. Wangen-Feld vom Augen-Sockel aus sanft nach außen abfallend, durch die eben beschriebene Kante in ein großes laterales und ein kleines hinteres Feld zweigeteilt. Außensaum-Furche sehr flach, nur undeutlich vom Wangen-Feld abgesetzt, Hintersaum-Furche etwas deutlicher eingemuldet, breit (exsag.). Außen-Saum und Hinter-Saum gratartig erhöht; Außen-Saum zum Außen-Rand hin als schräg geneigte Rampe entwickelt (ähnlich wie der Stirn-Saum am Cranidium). Hinter-Saum steil zum Hinter-Rand abfallend. Hinten beide Säume aufeinander treffend und gemeinsam in den Wangen-Stachel umbiegend, keine Stachel-Furche zwischen sich übrig lassend. Wangen-Stachel sehr lang, mit breiter Basis beginnend, zugespitzt endend. Umschlag breit (50 % des Raumes zwischen Außenrand und Augen-Furche einnehmend), schwach eingemuldet, mit etwa einem halben Dutzend undeutlich ausgebildeter Terrassen-Linien besetzt. Umschlag an der Basis des Wangen-Stachels ähnlich entwickelt wie der Vorder-Abschnitt der Rand-Region. Oberfläche des Steinkerns glatt.

Rekonstruktion des Cephalons (Abb. 4): Cephalon semi-elliptisch im Umriß, mit langen, an der Basis breiten, terminal zugespitzten Wangen-Stacheln. Wölbung insgesamt relativ gering; Glabella nur mäßig stark aufgewölbt, Wangen-Felder sanft nach außen abfallend. Cephalon umgeben von einem sehr cha-

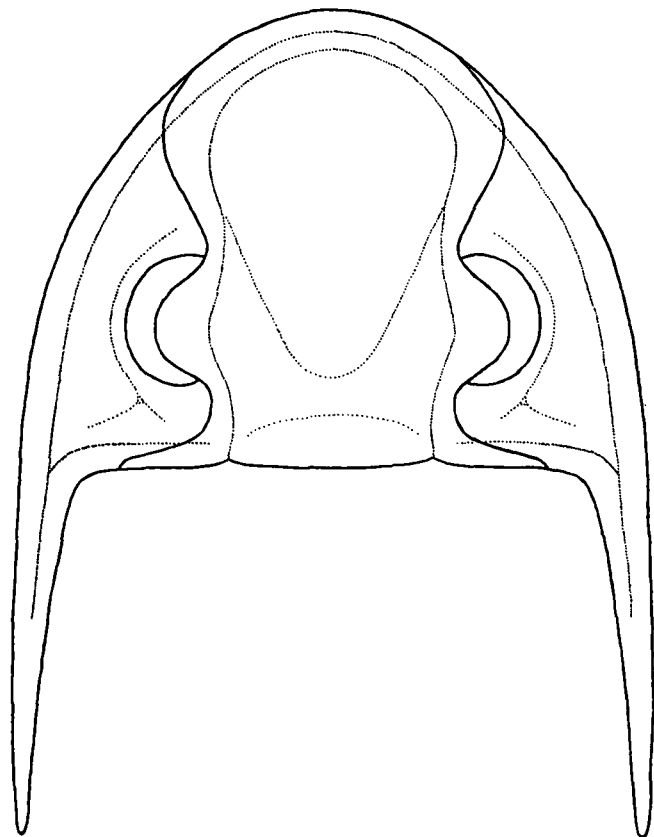


Abb. 4.
Waideggula alobata n. g., n. sp.
Rekonstruktion des Cephalons (nach dem Holotypus B 1989/2/38 und der Freiwanne B 1989/2/41; vgl. Taf. 1, Fig. 1a und Fig. 6a).

akteristischen, gratartigen Rand-Saum, der sich nach außen schelfartig abdacht und auch die Wangen-Stacheln einbezieht. Augen von mäßiger Größe, nicht sehr hoch aufgewölbt.

?*Waideggula alobata* n. sp.
(Taf. 1, Fig. 7–8; Abb. 5a–b)

Material: 2 Pygidien (B 1989/2/44, B 1989/2/45).
Herkunft: Waidegg-Formation, Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium, Ober-Karbon; Collendiaul, Zollner-Alm, Fund-Punkt SCHÖNLAUB, Karnische Alpen, Österreich.

Morphologie

Erhaltung: B 1989/2/44: Negativ-Abdruck der Schale, unverdrückt, jedoch am Vorder-Rand beschädigt, so daß nicht alle Ringe und Rippen erhalten sind.

B 1989/2/45: Steinkern eines gleichfalls unverdrückten Exemplares. Der vordere Anteil des linken Pleural-Feldes fehlt, die Oberfläche der Rhachis ist vorn und hinten beschädigt. Im Bereich des Rand-Saumes liegt der Umschlag frei.

Maße (in mm): B 1989/2/44: Pygidium-Länge ≈ 8,1; Pygidium-Breite ≈ 10,2; Rhachis-Länge ≈ 7,3; Rhachis-Breite = 3,9; Pygidium-Höhe = 4,7.

B 1989/2/45: Pygidium-Länge ≈ 8,1; Pygidium-Breite ≈ 10,9; Rhachis-Länge ≈ 7,3; Rhachis-Breite = 3,9; Pygidium-Höhe = 4,8.

Seiten-Ansicht (Taf. 1, Fig. 8c; Abb. 5b): Rhachis in der vorderen Hälfte kaum, in der hinteren Hälfte sanft nach hinten abgebogen, Rhachis-Ende sodann senkrecht abfallend zu dem nur wenig geneigten Rand-Saum. Ringe (Schale) schwach nach hinten ansteigend, mit einem kleinen Absatz gegen den nächstfol-

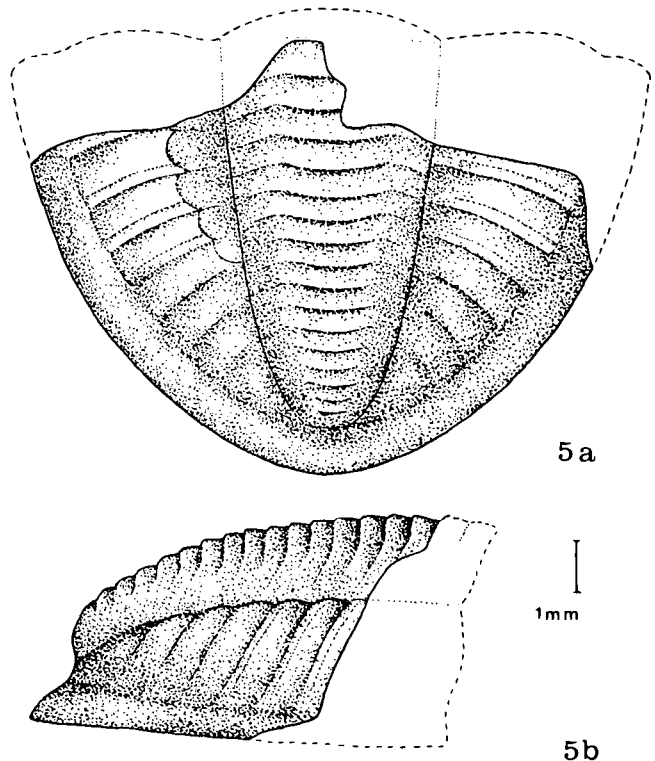


Abb. 5.
?Waideggula alobata n. g., n. sp.
Pygidium, Steinkern (nach B 1989/2/44).
Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium, Waidegg-Formation; Collendiaul (= Fund-Punkt SCHÖNLAUB), Zollner-Alm, Karnische Alpen, Österreich.
a) Dorsal-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 8a,b).
b) Seiten-Ansicht (vgl. Taf. 1, Fig. 8c).

genden Ring abbrechend. Pleural-Feld hoch (etwas höher als die Rhachis), undeutlich in Rippen aufgliedert; Rand-Saum deutlich abgesetzt, vorn steiler als hinten gestellt. Pygidium insgesamt relativ hoch im Vergleich zur Länge.

Dorsal-Ansicht (Taf. 1, Fig. 8a, b; Abb. 5a): Umriß breit, abgerundet dreieckig, Quotient Breite : Länge $\approx 1,3$. Rhachis etwa so breit wie ein Pleural-Feld, lang, in der vorderen Hälfte fast parallel-seitig begrenzt, erst dahinter sacht verschmälert, stumpf gerundet endend, in 16(+1) Ringe aufgliedert. Ringe auf der Schale deutlich individualisiert, auf dem Steinkern nur angedeutet. Rhachis-Furchen angedeutet M-förmig gebogen, nur in der Mitte deutlich, beiderseits gegen die Dorsal-Furche verlöschend. Rhachis dadurch sehr deutlich der Länge nach dreigeteilt, Querschnitt abgerundet, nicht trapezförmig gestaltet. Ansatz-Stellen für Muskeln auf den Flanken der Ringe nicht erkennbar. Rhachis-Ringe weder auf der Schale noch auf dem Steinkern mit Knoten-Reihen besetzt. Dorsal-Furchen deutlich eingeschnitten. Pleural-Felder mit 8(+1) Rippen-Paaren besetzt, von denen die hinteren zum Verlöschen neigen. Rippen (Schale) insgesamt flach, nur wenig hervortretend; Vorder-Äste mindestens doppelt so breit wie die Hinter-Äste (exsag.), doch kaum höher. Pleural-Furchen auf den vorderen Rippen als schmale, deutliche Rinnen ausgebildet, Rippen-Furchen als aufgesetzte Linien markiert; auf den hinteren Rippen Pleural-Furchen nur noch schwach angedeutet, Rippen-Furchen nicht mehr wahrnehmbar. Auf dem Steinkern Rippen als schwache Wellung auf der Oberfläche markiert. Vordere Rippen im adaxialen Bereich horizontal gestellt, im abaxialen Bereich im Winkel von etwa 45° zum Rand-Saum abgebogen; hintere Rippen sogleich von der Dorsal-Furche an nach unten abgebogen. Auch Rippen völlig ohne Skulptur. Rand-Saum relativ schmal, durch eine Saum-Furche deutlich abgesetzt, vorn ähnlich wie die Rippen, hinten flacher zum Außen-Rand geneigt. Rippen nicht auf den Rand-Saum übertretend.

Beziehungen

Die hier beschriebenen Pygidien unterscheiden sich merklich von den *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)*-Pygidien aus dem hohen Ober-Karbon der Karnischen Alpen und der Karawanken durch ihre beträchtliche Höhe im Vergleich zur Länge, das Fehlen des trapezoedratischen Rhachis-Querschnittes, das Fehlen von Knoten-Reihen auf der Rhachis und die Tendenz zum Verlöschen der hinteren Rippen-Paare. Sie erinnern damit etwas an die Pygidien von *Ditomopyge bodonensis bodonensis* GANDL 1987 (siehe dort: Taf. 6, Fig. 87–89) aus dem Ober-Namurium Spaniens. Da *Ditomopyge* durch Cranidien weder am Fund-Punkt GAURI 2 noch am Fund-Punkt SCHÖNLAUB nachgewiesen ist, es sich bei den beschriebenen Exemplaren aber um solche aus der *Ditomopyginae*-Verwandtschaft handelt, liegt es nahe, sie mit den Cranidien von *Waideggula alobata* in Beziehung zu bringen. Das wenig gewölbte Cranidium dieser Art steht freilich im Gegensatz zu den stark gewölbten Pygidien, doch sind ähnlich unterschiedlich stark gewölbte Panzer-Teile auch von anderen Trilobiten bekannt, so von *Cummingella (Cummingella) belisama lug* HAHN & BRAUCKMANN 1985 (siehe dort: Taf. 1, Fig. 9b–c). Da jedoch die vollständige Arten-Zahl von beiden hier behandelten Fund-Punkten sicherlich noch nicht bekannt ist und daher

andere Kombinationen zwischen Cranidien und Pygidien möglich sind, werden die beiden Pygidien hier nur unter Vorbehalt an *Waideggula alobata* angeschlossen.

2.1.2.2. Gattung *Pseudophillipsia* GEMELLARO 1892

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) G. HAHN & BRAUCKMANN 1975

Typus-Art: *Pseudophillipsia ogivalis* GAURI 1965.

Diagnose: HAHN & HAHN 1987: 588.

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis GAURI 1965

(Taf. 2, Fig. 1–10; Abb. 6–8)

*1965 *Pseudophillipsia ogivalis* GAURI, tril. Carnic Alps: 13–17, Taf. 1, Fig. 1–7; Abb. 3–4.

1965 *Pseudophillipsia semicircularis* GAURI, tril. Carnic Alps: 17–19, Taf. 1, Fig. 8–13; Abb. 6–7.

1987 *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis*. – HAHN & HAHN, Tril. Nötsch Karn. Alpen: 593–594, Taf. 4, Fig. 1–6.; Abb. 20–21 [dort Hinweise auf ältere Zitate].

1987 *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) semicircularis*. – HAHN & HAHN, Tril. Nötsch Karn. Alpen: 594–595, Taf. 3, Fig. 17–19; Abb. 22 [dort Hinweise auf ältere Zitate].

Holotypus: Das vollständige Exemplar ohne Freiwangen GPIBo 1: Taf. 2, Fig. 1a, b; Abb. 6, 7a.

Locus typicus: Zollner Grat, Fund-Punkt GAURI 1 (siehe GAURI 1965: Abb. 1), Karnische Alpen, Österreich.

Stratum typicum: Waidegg-Formation, Schiefer des Unter-Kasimoviums, Ober-Karbon.

Paratypen: Freiwange GPIBo 2 (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 4), Cranidium GPIBo 3 (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 5) und Pygidium GPIBo 4 (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 6–7; hier: Taf. 2, Fig. 6).

Typus-Material von *Ps. (C.) semicircularis*: Das vollständige, eingerollte Exemplar ohne Freiwangen GPIBo 5, Holotypus (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 8–9; hier: Taf. 2, Fig. 5a, b; Abb. 6, 7e), Pygidium GPIBo 6 (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 10–12; hier: Taf. 2, Fig. 8a, b; Abb. 7e) und Pygidium GPIBo 7 (GAURI 1965: Taf. 1, Fig. 13; hier: Taf. 2, Fig. 7).

Durch HAHN & HAHN 1987 zu *Ps. (C.) ogivalis* gestelltes Material: 2 vollständige Exemplare, 1 Cranidium, 1 Freiwange und 9 Pygidien (siehe HAHN & HAHN 1987: 593, Taf. 4, Fig. 1–6).

Durch HAHN & HAHN 1987 zu *Ps. (C.) semicircularis* gestelltes Material: 5 Pygidien (siehe HAHN & HAHN 1987: 594, Taf. 3, Fig. 17–19).

Neues Material: 3 vollständige Exemplare ohne Freiwangen, 15 Cranidien, 10 Freiwangen, 2 Hypostomata, 71 Pygidien (siehe Taf. 2, Fig. 2–4; Taf. 2, Fig. 9–10); Aufbewahrung der meisten Exemplare in der Geologischen Bundesanstalt Wien.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: In Schiefen des Unter-Kasimoviums in den Karnischen Alpen Österreichs: Fund-Punkt GAURI 1 (= Zollner-Grat) und Fund-Punkt GAURI 2 (Waidegger Alm). Zwei durch SCHNEIDER 1987 zu *Ps. (C.) ogivalis* gestellte Pygidien vom Fund-Punkt SCHÖNLAUB (= Collendiaul = Zollner Alm) gehören nicht zu dieser Art, sondern zu *Ps. (C.) collendiaulensis* HAHN & HAHN 1987.

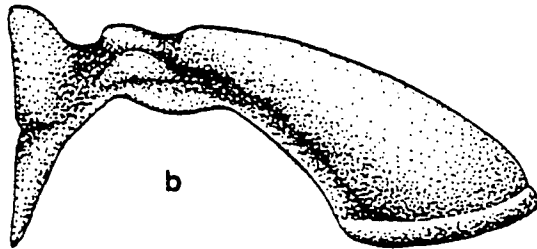
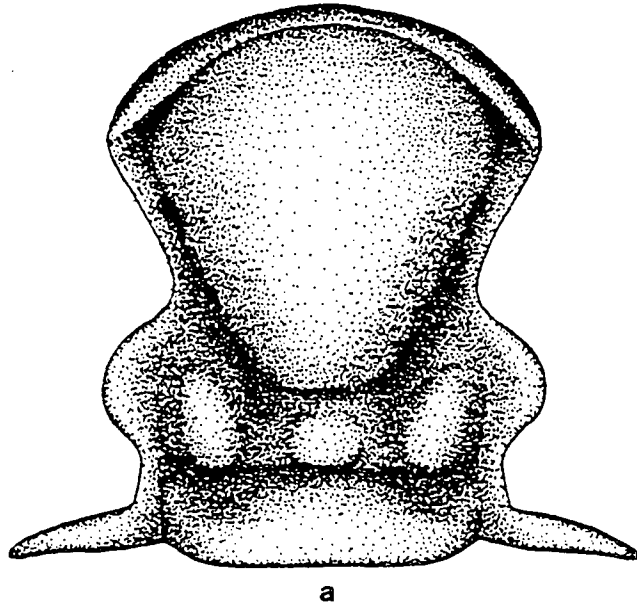
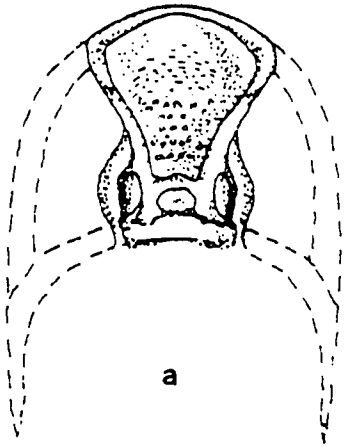
Morphologie: Siehe GAURI 1965: 13–19, und HAHN & HAHN 1987: 593–595; Ergänzungen siehe unten.

Revidierte Diagnose: Die Typus-Art von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* mit folgenden Besonderheiten:

- Cephalon: Glabella breit, mäßig stark bis kräftig gewölbt, deutlich pyriform im Umriß; Gruben-artige Eintiefungen am Außen-Rand der Glabella an-

Nach GAURI 1965

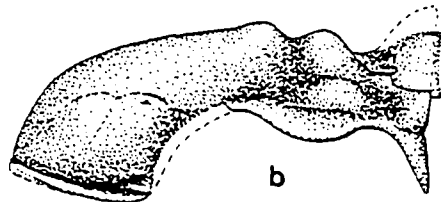
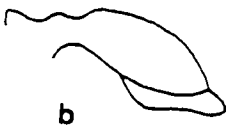
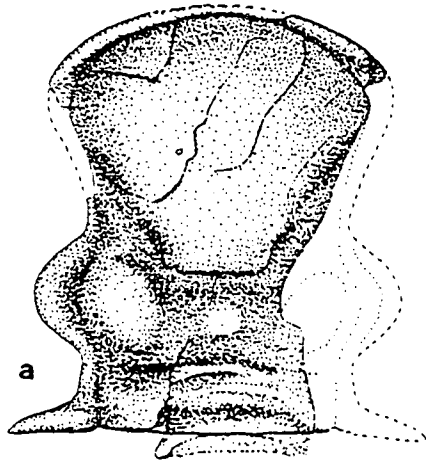
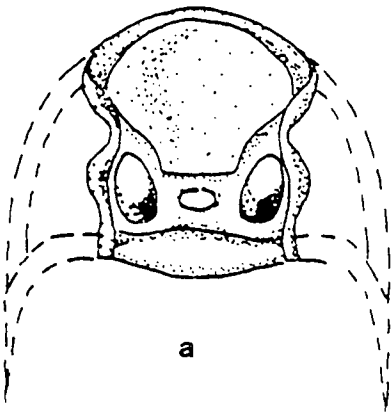
Nach HAHN & HAHN 1987



1mm

Nach GAURI 1965

Nach HAHN & HAHN 1987 (verkleinert)



1mm

Abb. 6.
 Darstellung der Holotypen von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis* GAURI 1965 (oben) und von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) semicircularis* GAURI 1965 (unten) durch GAURI 1965 und durch HAHN & HAHN 1987.
 a) Dorsal-Ansicht.
 b) Seiten-Ansicht.

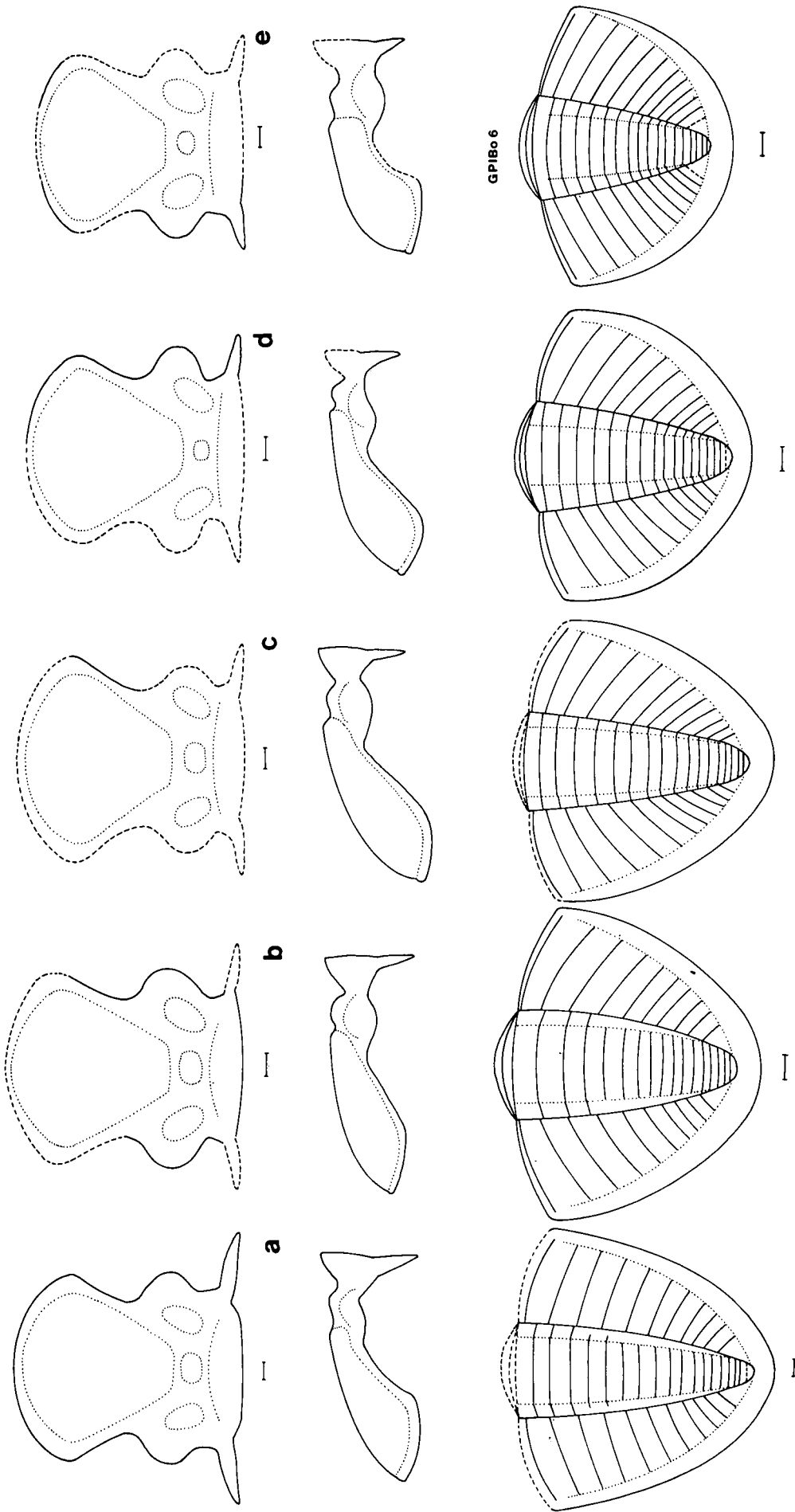


Abb. 7.

Pseudophilipsia (Camphilipsia) ogivalis GAURI 1965.

Darstellung der intraspezifischen Variabilität am Cranium (Dorsal-Ansicht und Seiten-Ansicht) und am Pygidium (Dorsal-Ansicht). Zum besseren Vergleich wurden die Craniumen und Pygidien auf etwa gleiche Größe gebracht (Maßstabs-Länge = 1 mm).

a) Holotypus von *Ps. (C.) ogivalis*, GPIBo 1 (vgl. Taf. 2, Fig. 2).

b) Exemplar Coll. FRIEBE I₁ (vgl. Taf. 2, Fig. 2).

c) Exemplar Coll. HAHN (vgl. Taf. 2, Fig. 3).

d) Exemplar B 1989/2/47 (vgl. Taf. 2, Fig. 4a).

e) Cranium: Holotypus von *Ps. (C.) semicircularis*, GPIBo 5 (vgl. Taf. 2, Fig. 5a).

Pygidium: Paratypus von *Ps. (C.) semicircularis*, GPIBo 6 (vgl. Taf. 2, Fig. 8a).

Die Exemplare b, c und d vermitteln zwischen den Extrem-Formen von *Ps. (C.) ogivalis* (a) einerseits und *Ps. (C.) semicircularis* (e) andererseits.

Alle Exemplare vom Fund-Punkt GAURI 2.

gedeutet; seitliche Präoccipital-Loben (L1) groß, medianer Präoccipital-Lobus mäßig groß, breiter als lang. Stirn-Saum schmal (sag.), median in Kontakt mit der Glabella, jedoch nicht von ihr überdeckt. Augen-Deckel mäßig lang (exsag.) und mäßig stark vorragend (tr.), δ etwa in der Längs-Projektion von β gelegen. Facial-Sutur mit geradem Abschnitt ϵ - ζ . Freiwange mit großem Auge und, im Vergleich zu anderen *Ps. (Carniphillipsia)*-Arten, mäßig langem Wangen-Stachel.

- Pygidium: Umriß abgerundet dreieckig bis gerundet, mit maximal 19 Rhachis-Ringen und 11 Rippen-Paaren; hintere Ringe und Rippen verlöschend. Auf dem Steinkern hintere Rhachis-Ringe mit 2 Knoten-Reihen besetzt, die auf der Schale nicht sichtbar sind. Rand-Saum schmal, deutlich durch eine Saum-Furche abgesetzt.

Intraspezifische Variabilität

Ps. (C.) ogivalis und *Ps. (C.) semicircularis* sind beide durch GAURI 1965 auf nur wenig Material begründet

und nur ungenügend abgebildet worden (siehe Abb. 6, linke Hälfte). Auch bei der Revision beider Arten durch HAHN & HAHN 1987: 593–595 war die Material-Menge gering; die große Ähnlichkeit der Holotypen beider Arten wird jedoch deutlich (siehe Abb. 6, rechte Hälfte). Als trennende Merkmale blieben die vor dem medianen Präoccipital-Lobus etwas kürzere Glabella, die etwas weniger weit ausladenden (tr.) Hinter-Säume an den Festwangen und das stärker gerundete Pygidium bei *Ps. (C.) semicircularis* übrig. Durch die große nunmehr vorliegende Material-Menge werden auch diese Unterschiede überbrückt: *Ps. (C.) ogivalis* und *Ps. (C.) semicircularis* erweisen sich nunmehr als Extrem-Varianten einer Art.

Bei den Cranidien zeigt Abb. 7a–e die vorliegende Variabilität. Die Länge der Hinter-Säume nimmt kontinuierlich von 7a [Holotypus von *Ps. (C.) ogivalis*] zu 7e [Holotypus von *Ps. (C.) semicircularis*] ab. Die Länge der Glabella (mit Stirn-Saum, aber ohne medianen Präoccipital-Lobus) beträgt bei 7a = 71 %, 7b = 67 %, 7c = 67 %, 7d = 73 % und 7e = 63 % der Cranium-Länge.

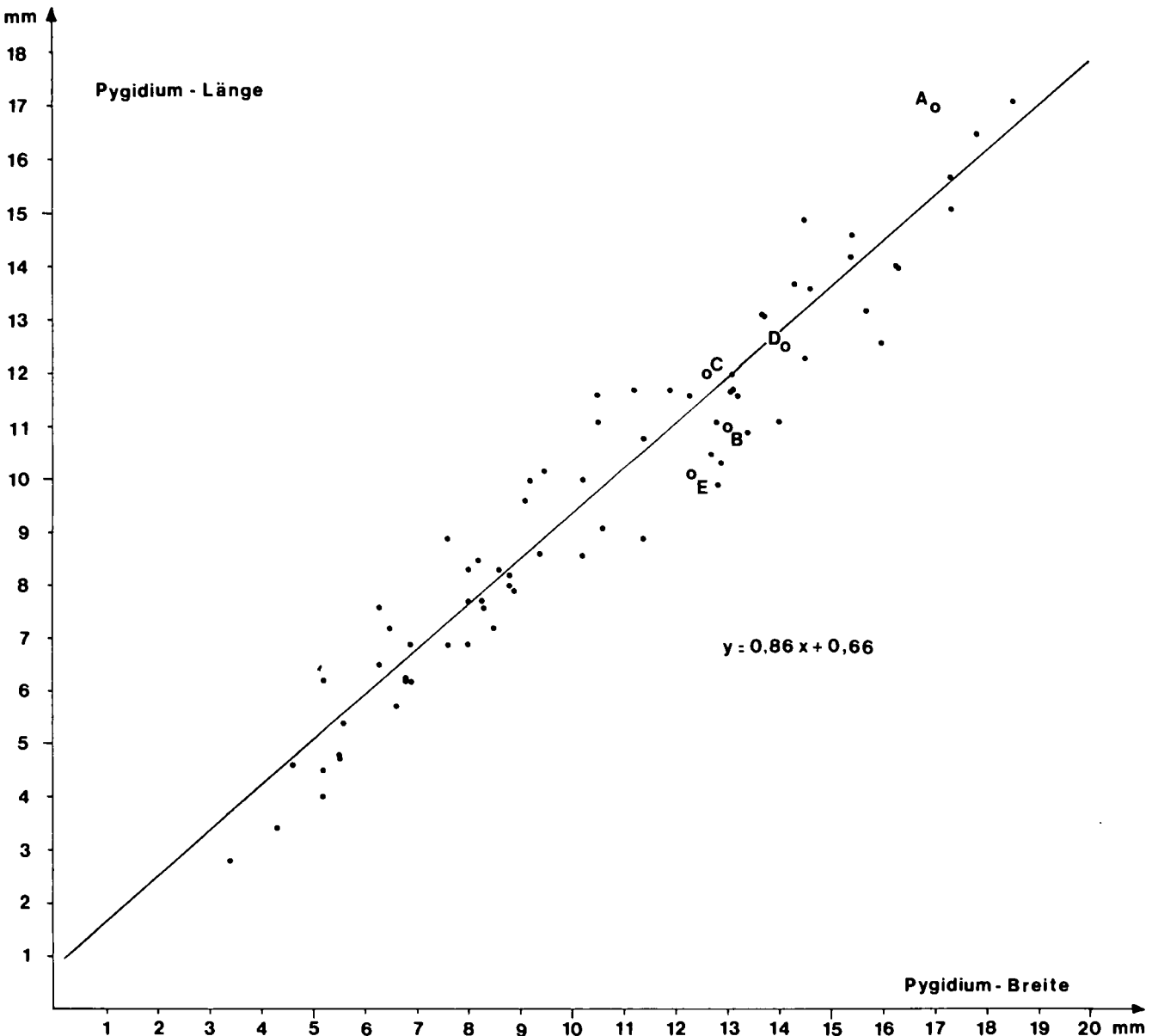


Abb. 8. Graphische Darstellung der korrelativen Verbundenheit von Pygidium-Länge und Pygidium-Breite bei *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis* GAURI 1965. Berücksichtigt sind 73 Exemplare; die in Abb. 7 dargestellten Exemplare a–e sind hier entsprechend als A–E bezeichnet..

Tabelle 2.

Die Maße der auf Taf. 2 abgebildeten Pygidien von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis* GAURI 1965.

Py = Pygidium; B : L = Quotient Pygidium-Breite zu Pygidium-Länge.

Exemplar	Py-Breite [mm]	Py-Länge [mm]	B : L	Ringe	Rippen-Paare	frühere Art-Zuordnung	Abbildung		
							Taf.	Fig.	Abb. 7
GPIBo 6	11,9	9,5	1,25	18	10 (+1)	<i>semicircularis</i>	2	8	e
GPIBo 7	14,7	11,7	1,26	19	11	<i>semicircularis</i>	2	7	—
B 1989/2/47	12,5	10,0	1,25	18	8+	—	2	4	d
Coll. HAHN	13,4	11,4	1,18	?	8+	—	2	3	c
GPIBo 4	15,6	15,3	1,02	19	9	<i>ogivalis</i>	2	6	—
Coll. FRIEBE I ₁	13,6	12,2	1,14	17 (+1)	11	—	2	2	b
GPIBo 1	≈15,6	14,8	≈1,05	18	10 (+1)	<i>ogivalis</i> (Holotypus)	2	1	a

Von Bedeutung ist, daß die Länge der Glabella unabhängig vom Umriß des Pygidiums variiert: 7a zeigt eine lange Glabella korreliert mit einem langen, dreieckigen Pygidium, 7d zeigt eine gleichfalls lange, „*ogivalis*“-artige Glabella korreliert mit einem gerundeten, „*semicircularis*“-artigen Pygidium. Auch die Glabella-Höhe zeigt einen entsprechend gleitenden Übergang von 7a zu 7e. Die vorn relativ stark abgebogene Glabella bei 7e ist postmortal beeinflusst, wie Abb. 6 rechts unten zeigt.

Bei den Pygidien ist durch die große zur Verfügung stehende Material-Menge die Kontinuität zwischen den Extrem-Varianten noch besser dokumentiert als bei den Cranidien (siehe Taf. 2, Fig. 1–4, 6–8; Abb. 7–8). Unterschiede in der Ring- und Rippen-Anzahl gleichgroßer Pygidien sind erhaltungsbedingt. Auch die kleinsten vorliegenden Exemplare zeigen bereits 9 Rippen-Paare, allerdings erst 10–11 Rhachis-Ringe. Die Anzahl der Rhachis-Ringe nimmt während des Wachstums kontinuierlich von 10–11 (Pygidium-Länge um 3–4 mm) bis auf 18–19 (Pygidium-Länge um 16–18 mm) zu. In der Ausgestaltung der Rippen und des Rand-Saumes sind alle Pygidien einander ähnlich.

Es erscheint nach diesem Befund zweckmäßig, beide Arten zu einer zu vereinen, von denen *Ps. (C.) ogivalis* als Typus-Art von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* Vorrang vor *Ps. (C.) semicircularis* gebührt.

Ergänzungen zur Morphologie

Hypostom (Exemplare Coll. FRIEBE I₂, FRIEBE II₂)

Zugehörigkeit: Beide Hypostomata kommen zusammen mit Panzer-Resten von *Ps. (C.) ogivalis* auf denselben Gesteins-Brocken vor. Ihre Zugehörigkeit zu dieser Art ist damit wahrscheinlich, zumal sich auf beiden Gesteins-Brocken keine Panzer-Reste anderer Trilobitenarten finden.

Erhaltung: Exemplar FRIEBE I₂: Steinkern eines fast vollständig erhaltenen, wenig verdrückten Exemplares; der rechte Flügel nur im Abdruck erhalten.

Exemplar FRIEBE II₂: Negativ-Abdruck der Schale eines vollständigen, wenig verdrückten Exemplares.

Maße (in mm): Exemplar FRIEBE I₂: Länge = 7,2; Breite (im Bereich der Maculae) = 6,25.

Exemplar FRIEBE II₂: Länge = 6,7; Breite (im Bereich der Maculae) = 5,8.

Ventral-Ansicht (Taf. 2, Fig. 10a): Umriß semi-ellipsoid mit breiten, nach unten abgebogenen Flügeln. Hypostom-Körper konvex vorgewölbt, seitlich zu den Flügeln nicht abgesetzt. Maculae in etwa halber Hypostom-Länge befindlich, auf dem Steinkern deutlicher ausgeprägt als auf der Schale, Hinterer Lobus des Hypostom-Körpers etwa 1/3 dessen Gesamt-Länge einnehmend, in Seiten-Ansicht durch eine schwach angedeutete Körper-Furche abgesetzt, in

Ventral-Ansicht durch eine schwache Einbuchtung des Hypostom-Körpers hinter den Maculae markiert. Saum-Furche jederseits hinter den Flügeln einsetzend, deutlich ausgeprägt. Flügel annähernd dreieckig im Umriß, schräg nach oben vorn zeigend, nach hinten in den Rand-Saum überleitend. Rand-Saum an den Seiten schmal, nach hinten schelfartig verbreitert (sag.), eben. Vorder-Rand des Hypostoms median vorgebogen, im Bereich der Flügel zurückschwingend; seitliche Begrenzung im Bereich der Maculae schwach vorgebogen, dahinter und davor zurückschwingend. Hinter-Rand sanft gerundet, ohne laterale Sporne oder Kanten. Hypostom-Körper und Flügel von einer Reihe sehr zarter Längs-Linien überzogen, die nach hinten etwas konvergieren und im Bereich der Maculae ausklingen; auf den Flügeln gabeln sie sich teilweise nach vorn auf. Sie sind auf der rechten Seite (in Ventral-Ansicht) deutlicher sichtbar als auf der linken Seite. Die Oberfläche des Steinkerns ist glatt, Längs-Linien nur auf der Schale sichtbar.

Die beiden hier beschriebenen Hypostomata ähneln dem wahrscheinlich zu *Ps. (C.) schoeningi* HAHN & HAHN 1987 gehörenden Hypostom (siehe HAHN & HAHN 1987: Taf. 3, Fig. 16) in der Breite der Flügel, der Ausbildung der Saum-Furchen und der Lage der Maculae. Auch in der Ausbildung der Längs-Linien (sehr schwach bzw. fehlend) ähneln sich die Hypostomata beider Arten. Der hintere Rand-Saum ist jedoch bei *Ps. (C.) ogivalis* länger als bei *Ps. (C.) schoeningi* und der Hinter-Rand ist stärker gerundet. Mit *Cummingella (Cummingella) zephyr* HAHN & HAHN 1987 (siehe dort: Taf. 2, Fig. 13) teilt *Ps. (C.) ogivalis* die Länge des Hinter-Saumes und den Umriß des Hinter-Randes, im übrigen weicht das Hypostom der *Cummingella*-Art aber durch die schmalen Flügel, die undeutlicher ausgeprägten Saum-Furchen und vor allem durch die deutliche Skulptur, die auch den hinteren Lobus überzieht, merklich ab.

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) collendiaulensis HAHN & HAHN 1987

(Taf. 2, Fig. 11a–c)

*1987 *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) collendiaulensis* HAHN & HAHN, Tril. Nötsch Karn. Alpen: 595–598, Taf. 3, Fig. 1–8, Abb. 23–25.

Holotypus: Cranidium B 1985/3/64; HAHN & HAHN 1987: Taf. 3, Fig. 1–b; Abb. 23a–b.

Locus typicus: Collendiaul, Fund-Punkt SCHÖNLAUB, Karnische Alpen, Österreich.

Stratum typicum: Waidegg-Formation, Unter-Kasimovium (Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium), Ober-Karbon.

Paratypen: 1 Cranium und 13 Pygidien; siehe HAHN & HAHN 1987: 595.

Neues Material: 1 vollständiger Panzer (ohne linke Freiwange), Coll. HAHN, Taf. 2, Fig. 11a–c.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Nur am locus typicus im stratum typicum.

Diagnose: Siehe HAHN & HAHN 1987: 595.

Ergänzung zur Diagnose: Auge auf einem hohen, fast stielartig entwickeltem Sockel befindlich, in Dorsal-Ansicht fast völlig unter dem Augen-Deckel verborgen.

Ergänzungen zur Morphologie

Vollständiger Panzer (Coll. HAHN; Taf. 2, Fig. 11).

Erhaltung: Steinkern eines annähernd vollständigen Exemplares; es fehlt die linke Freiwange. Von der rechten Freiwange ist die Saum-Region beschädigt, der Wangen-Stachel ist nur teilweise und im Abdruck erhalten. Die Rhachis des Pygidiums ist beschädigt; der Thorax ist konkav eingebogen.

Maße (in mm): Gesamt-Länge = 33,6; Cranium-Länge = 10,9; Thorax-Länge = 9,4; Pygidium-Länge = 13,3.

Das neue Exemplar zeigt in der sehr kräftigen Wölbung der Glabella, der Ausbildung seitlicher Gruben an der Glabella (links-seitig, in Seiten-Ansicht sichtbar), den großen L1 und dem kleinen medianen Präoccipital-Lobus die für *Ps. (C.) collendiaulensis* typischen Merkmale. Das Pygidium ist breiter als die großen isoliert vorliegenden Exemplare (siehe HAHN & HAHN 1987: Taf. 3, Fig. 2–3), zeigt aber den gleichen breiten und – in Seiten-Ansicht – hohen Rand-Saum wie diese. Der Thorax besteht aus teilweise übereinander geschobenen 9 Segmenten. Erstmals ist an einem Exemplar von *Ps. (C.) collendiaulensis* die Freiwange erhalten. Sie zeigt einen sehr charakteristischen, für die Abgrenzung der Art wichtigen Bau des Auges. Das Auge befindet sich auf einem durch eine breite Furche vom Wangen-Feld abgesetzten Sockel, der – in Seiten-Ansicht – ebenso hoch wie das Auge ist (Taf. 2, Fig. 11b, c) und fast stiel-artig wirkt. In Dorsal-Ansicht ist das Auge fast völlig vom Augen-Deckel überdeckt. Die Linsen-Fläche steht senkrecht und gestattet freie Sicht nur zur Seite, kaum aber nach oben. Es sind 70–80 vertikale Linsen-Reihen vorhanden, deren jede aus 20–25 sehr kleinen Linsen zusammengesetzt ist. Die Gesamt-Linsenzahl

beträgt somit etwa 1500 pro Auge. Das Wangen-Feld steht senkrecht. Der Wangen-Stachel zeigt eine breite Basis; bis zur halben Thorax-Länge ist er nach hinten nicht wesentlich verschmälert, so daß mit einer Gesamt-Länge bis zum Vorder-Rand des Pygidiums zu rechnen ist, ähnlich wie bei *Ps. (C.) ogivalis*.

Beziehungen

Auch nach der Vereinigung von *Ps. (C.) semicircularis* mit *Ps. (C.) ogivalis* – wodurch *Ps. (C.) ogivalis* eine größere intraspezifische Variabilität als früher erhält – bleibt *Ps. (C.) collendiaulensis* von dieser Art getrennt durch die stärker geblähte Glabella, die größeren L1 und den kleineren medianen Präoccipital-Lobus. Hinzu tritt der Bau des Auges. Bei *Ps. (C.) ogivalis* ist der Augen-Sockel halb so hoch wie das Auge, und dieses ist nur teilweise vom Augen-Deckel überdeckt. Bei *Ps. (C.) collendiaulensis* ist der Augen-Sockel ebenso hoch wie das Auge, und dieses ist fast vollständig vom Augen-Deckel überdeckt. Am Pygidium sind beide Arten bei intermediärer Längen-Breiten-Ausbildung des *collendiaulensis*-Pygidiums oder bei stärkerer Verdrückung nur an der Breite des Rand-Saumes zu unterscheiden, der bei *Ps. (C.) collendiaulensis* breiter ist und höher an den Seiten hinauf reicht als bei *Ps. (C.) ogivalis*.

Insgesamt ist *Ps. (C.) collendiaulensis* gegenüber *Ps. (C.) ogivalis* trotz des höheren stratigraphischen Alters die stärker abgeleitete Art, wie vor allem durch die stärker gewölbte Glabella und das stärker gestielte, nur mehr zur Seite blickende Auge angezeigt wird. Im Augen-Bau zeigt *Ps. (C.) collendiaulensis* den am stärksten abgeleiteten Zustand unter allen Arten von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)*.

Dank

Für seine wertvolle Hilfe bei der Gelände-Tätigkeit während der Aufsammlung in den Karnischen Alpen sind wir Herrn Dozent Dr. H. P. SCHÖNLAUB (Wien) zu herzlichem Dank verpflichtet. Ferner gedankt sei Herrn G. FRIEBE (Graz), der seine Trilobiten-Aufsammlung vom Fund-Punkt GAURI 2 zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt hat, sowie Herrn J. KIRSCH (Marburg) für die Anfertigung der Fotografien.

Tafel 1

Trilobiten aus dem Ober-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich).

Waideggula alobata n. g., n. sp.

Waidegg-Formation.

- Fig. 1: Cranium, Holotypus, Steinkern; B 1989/2/38.
Collendiaul, Fund-Punkt SCHÖNLAUB; Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium.
a) Dorsal-Ansicht; \times 6,4.
b) Seiten-Ansicht; \times 7,9.
c) Ansicht schräg von vorn; \times 7,5.
- Fig. 2: Cranium, Paratypus, Abguß der Schale; B 1989/2/39; \times 4,3.
Waidegger Alm, Fund-Punkt GAURI 2; Unter-Kasimovium (gilt auch für Fig. 3–6).
- Fig. 3: Cranium, Paratypus, Steinkern.
Coll. HAHN; \times 7,5.
- Fig. 4: Cranium, Paratypus, Steinkern, merklich verdrückt; B 1989/2/41₁; \times 8,0.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Ansicht schräg von vorn.
- Fig. 5: Cranium-Rest, schräg von vorn, Paratypus, Steinkern; B 1989/2/42; \times 6,7.
- Fig. 6: Freiwange, Paratypus, Steinkern; B 1989/2/41₂; die nach innen abgeknickte Stachelspitze ist nicht dargestellt.
a) Dorsal-Ansicht; \times 6,9.
b) Seiten-Ansicht; \times 7,5.

?*Waideggula alobata* n. g., n. sp.

Collendiaul, Fund-Punkt SCHÖNLAUB; Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium.

- Fig. 7: Pygidium, Steinkern; B 1989/2/45; \times 4,4.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht.
- Fig. 8: Pygidium, B 1989/2/44.
a) Dorsal-Ansicht, Abguß der Schale; \times 4,7.
b) Dorsal-Ansicht, Schalen-Negativ; \times 4,4.
c) Seiten-Ansicht, Abguß der Schale; \times 3,8.
d) Hinter-Ansicht, Abguß der Schale; \times 6,0.

Cummingella (Cummingella) oncodes prodromos n. sp., n. ssp.

Narrowdale, Staffordshire, England; Mittel-Viseum.

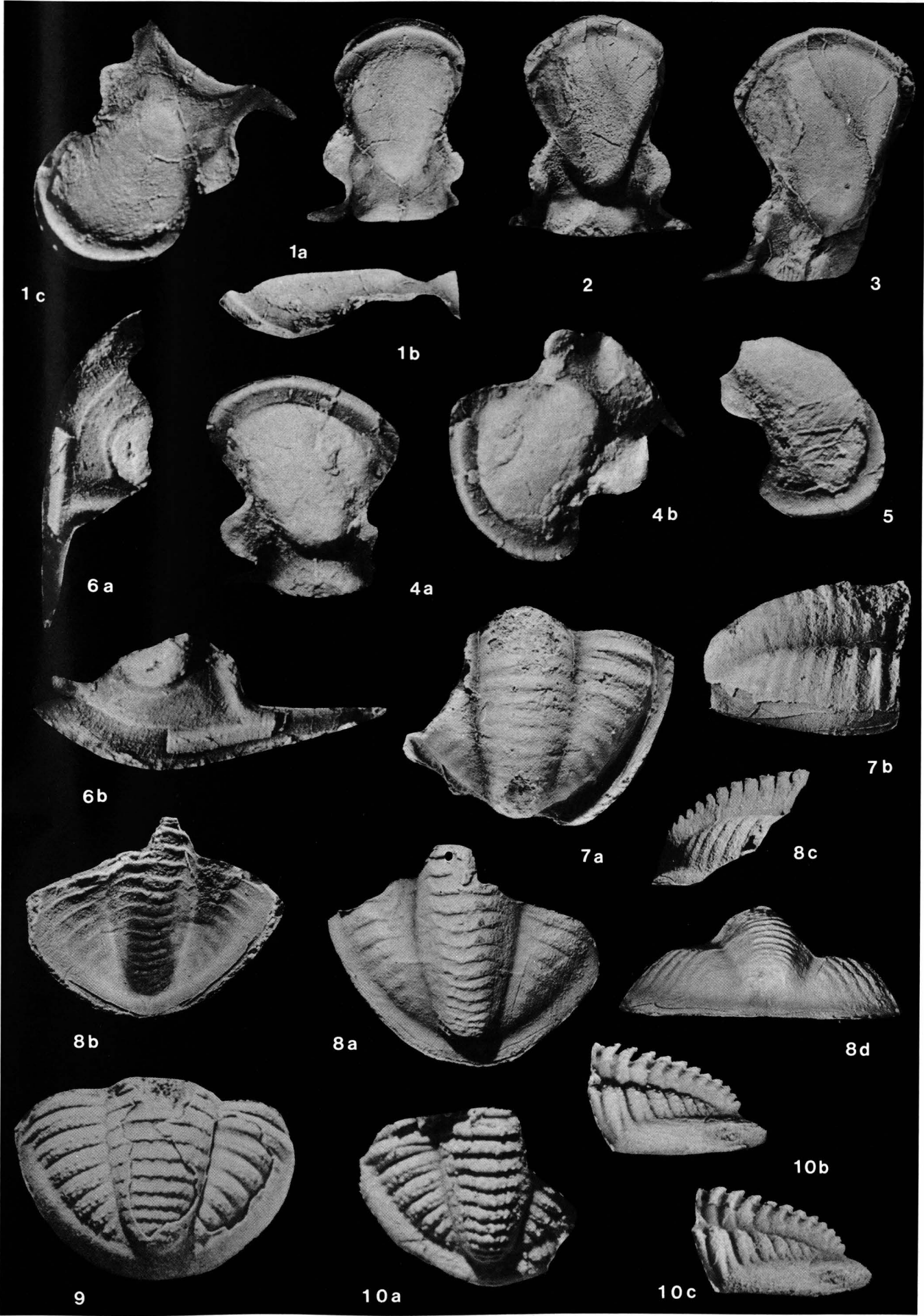
- Fig. 9: Pygidium, Holotypus, teils Steinkern, teils beschalt; BM I 27942; \times 6,0.
Vgl. OSMÓLSKA (1970), Taf. 8, Fig. 12.

Cummingella (Cummingella) oncodes oncodes n. sp., n. ssp.

Collendiaul, Fund-Punkt SCHÖNLAUB; Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium.

- Fig. 10: Pygidium, Holotypus, Abguß der Schale; B 1989/2/46; \times 8,2.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht, die Struktur der Rhachis-Ringe betonend.
c) Seiten-Ansicht, die Struktur des Rand-Saumes betonend.

Alle Exemplare mit Magnesium-Oxid geweißt.



Tafel 2

Trilobiten aus dem Ober-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich).

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) ogivalis GAURI 1965.

Waidegger Alm, Fund-Punkt GAURI 2; Unter-Kasimovium.

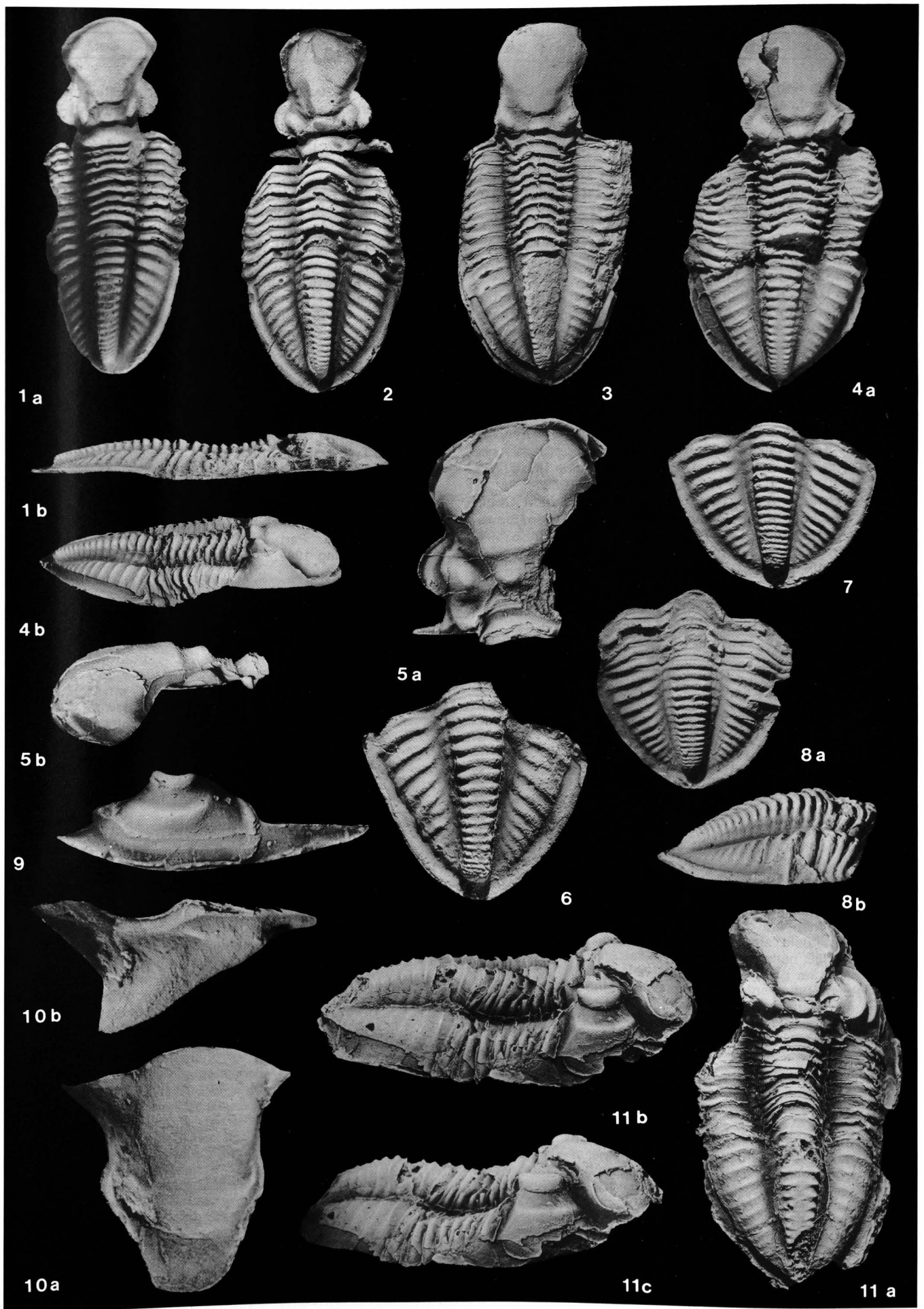
- Fig. 1: Vollständiger Panzer ohne Freiwangen, Holotypus, Steinkern; GPIBo 1; $\times 1,8$.
Die Glabella ist flach, das Pygidium ist abgerundet-dreieckig.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht.
- Fig. 2: Vollständiger Panzer ohne Freiwangen, Steinkern, Exemplar Coll. FRIEBE I₁; $\times 2,4$.
Die Glabella ist flach (vgl. Abb. 7b), das Pygidium ist stärker gerundet als beim Holotypus.
- Fig. 3: Vollständiger Panzer ohne Freiwangen, Steinkern, Coll. HAHN; $\times 2,5$.
Die Glabella ist etwas stärker gewölbt als bei Fig. 1–2 (vgl. Abb. 7c), das Pygidium ist abgerundet-dreieckig.
- Fig. 4: Vollständiger Panzer ohne Freiwangen, Steinkern; B 1989/2/47.
Die Glabella-Wölbung entspricht Fig. 3 (vgl. Abb. 7d), jedoch ist das Pygidium stärker gerundet als bei Fig. 3.
a) Dorsal-Ansicht; $\times 2,9$.
b) Seiten-Ansicht; $\times 2,5$.
- Fig. 5: Cranium, Holotypus von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia) semicircularis*, Steinkern, GPIBo 5; $\times 3,7$.
Die Glabella ist stärker gewölbt als bei Fig. 1–4, möglicherweise aber postmortal gestaucht, wie die Längsriss zeigen.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht.
- Fig. 6: Pygidium, Paratypus von *Ps. (C.) ogivalis*, Steinkern, GPIBo 4; $\times 2,5$.
Das Exemplar ist betont gestreckt und dreieckig im Umriß.
- Fig. 7: Pygidium, Paratypus von *Ps. (C.) semicircularis*, Steinkern, GPIBo 7; $\times 2,5$.
Das Exemplar ist relativ kurz und gerundet und entspricht etwa Fig. 4.
- Fig. 8: Pygidium mit anhängenden Thorax-Segmenten, Paratypus von *Ps. (C.) semicircularis*, Steinkern, GPIBo 6; $\times 2,4$.
Das Exemplar ist sehr kurz und gerundet.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht.
- Fig. 9: Freiwange in Seiten-Ansicht, Steinkern, Exemplar Coll. FRIEBE III; $\times 3,0$.
- Fig. 10: Hypostom, Steinkern, Exemplar Coll. FRIEBE I₂.
a) Ventral-Ansicht; $\times 7,0$.
b) Seiten-Ansicht; $\times 8,6$.

Pseudophillipsia (Carniphillipsia) collendiaulensis HAHN & HAHN 1987.

Collendiaul, Fundpunkt SCHÖNLAUB; Grenz-Bereich Miatchkovium/Kasimovium.

- Fig. 11: Vollständiges Exemplar, Coll. HAHN; $\times 2,2$.
a) Dorsal-Ansicht.
b) Seiten-Ansicht, die Glabella-Wölbung betonend.
c) Seiten-Ansicht, den Bau des Auges betonend.

Alle Exemplare mit Magnesium-Oxid geweißt.



Literatur

- GANDL, J.: Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien), 4: Trilobiten aus dem höheren Namur und tieferen Westfal. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **543**, 1–79, Abb. 1–32, Tab. 1–4, Taf. 1–9, Frankfurt am Main 1987.
- GAURI, K. L.: Uralian stratigraphy, trilobites and brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **SB 11**, 1–94, Abb. 1–26, Tab. 1, Taf. 1–17, Wien 1965.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Revision zweier Trilobiten-Arten aus dem Perm Asiens. – Geologica et Palaeontologica, **9**, 117–124, Abb. 1–13, Marburg/Lahn 1975.
- HAHN, G. & HAHN, R.: Trilobiten aus dem hohen Ober-Karbon oder Unter-Perm von Alaska. – Senckenbergiana lethaea, **66/6**, 445–485, Abb. 1–11, Tab. 1–3, Taf. 1–3, Frankfurt am Main 1985.
- HAHN, G. & HAHN, R.: Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129/3+4**, 567–619, Abb. 1–29, Tab. 1–7, Taf. 1–5, Wien 1987.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C.: Die Trilobiten des belgischen Kohlenkalkes (Unter-Karbon). 7. *Moschoglossis* und *Cummingella*. – Geologica et Palaeontologica, **19**, 51–69, Abb. 1–13, Tab. 1, Taf. 1–2, Marburg/Lahn 1985.
- HAHN, G., HAHN, R. & RAMOVŠ, A.: Trilobiten aus dem Unter-Perm (Troglkofel-Kalk, Sakmarium) der Karawanken/Slowenien. – Geologica et Palaeontologica, **24**, Abb. 1–8, Tab. 1–9, Taf. 1–4, Marburg/Lahn 1990.
- HAHN, G., HAHN, R. & YUAN JIN-LIANG: Trilobites from the Upper Carboniferous (Westphalian A) of S-China (N-Guangxi). – Geologica et Palaeontologica, **23**, 113–203, Abb. 1–46, Tab. 1–16, Taf. 1–13, Marburg/Lahn 1989.
- KOBAYASHI, T. & HAMADA, T.: Carboniferous trilobites of Japan in comparison with Asian, Pacific and other faunas. – Special Papers, Palaeont. Soc. Japan, **23**, I–VII, 1–132, Abb. 1–4, Tab. 1–5, Fossil-Listen 1–8, Taf. 1–22, Tokyo 1980.
- MORRIS, S. F. & FORTEY, R. A.: Catalogue of the type and figured specimens of trilobita in the British Museum (Natural History). – 1–183, Taf. 1–8, London (British Museum [National History]) 1985.
- OSMÓLSKA, H.: Revision of non-cyrtosymbolinid trilobites from the Tournaisian–Namurian of Eurasia. – Palaeontologia Polonica, **23**, 1–165, Abb. 1–9, Tab. 1–2, Taf. 1–22, Warszawa 1970.
- SCHNEIDER, G.: Neue Trilobiten-Taxa aus dem hohen Ober-Karbon der Karnischen Alpen. – Unveröff. Diplomarbeit, Inst. Geol.-Paläont. Philipps-Universität Marburg, 1–37, Abb. 1–8, Tab. 1–8, Taf. 1–2, Marburg/Lahn 1989.
- STUBBLEFIELD, C. J.: Proposed use of the Plenary Powers to vary the Type Species of the genus "*Cummingella*" REED, 1942 (Class Trilobita) (Carboniferous). – Bull. zool. Nomencl., **6**, 150–154, Taf. 1, London 1952.
- ZHANG QIAN-ZHONG: Trilobita. – In: Atlas of the palaeontology of East China. Part 2 (Late Palaeozoic). – 326–329, Taf. 125, Beijing 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. Mai 1989.

Uppermost Triassic Conodonts from the Kössen Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria)

By R. K. KACHROO*)

With 2 Figures and 2 Plates

Austria
Northern Calcareous Alps
Triassic
Kössen Formation
Stratigraphy
Misikella faunas
Microfacies

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 66, 69, 72, 88, 90-92, 94, 95, 100, 118, 119, 142

Contents

Zusammenfassung	665
Abstract	665
1. Introduction	666
2. Materials and Methods	666
3. Previous Work on Conodonts	666
4. Stratigraphical and Lithological Outline of the Localities of Conodont-Bearing Beds	667
4.1. Vorarlberg	667
4.2. Tyrol	667
4.3. Salzburg	668
4.4. Upper Austria (Oberösterreich)	669
4.5. Styria	669
4.6. Lower Austria (Niederösterreich)	669
5. Facies Interpretation of the Conodont-Bearing Rocks	669
6. Systematic Descriptions	670
Acknowledgments	672
References	676

Zusammenfassung

Von den 20 detaillierten Profilen in den Kössener Schichten (Obertrias) der Nördlichen Kalkalpen werden 34 neue Conodonten führende Niveaus beschrieben. Die Fauna beschränkt sich auf *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini*, *M. rhaetica* und *M. koessenensis*, vereinzelt vergesellschaftet mit Astformconodonten.

Auf Grund der verschiedenen Faunenzusammensetzung können vier stratigraphisch übereinander folgende Bereiche unterteilt werden, die sich in alle Profilen biostratigraphisch wie lithostratigraphisch korrelieren lassen: *hernsteini*-Bereich, *hernsteini/posthernsteini*-Bereich, *rhaetica*-Bereich und *posthernsteini*-Bereich (siehe Abb. 2).

Zum ersten Mal wurden an der Basis der schwäbischen Fazies *Misikella hernsteini* gefunden – *hernsteini*-Bereich – ein weiterer Hinweis auf das oberrhätische Alter der Basis der Kössener Schichten. *Misikella hernsteini* reicht zusammen mit *Misikella posthernsteini* – *hernsteini/posthernsteini*-Bereich – bis an die Basis der Kössener Fazies, wo *Misikella rhaetica* zum ersten Mal auftritt. Die untere Hälfte der Kössener Fazies wird durch die Vergesellschaftung von *Misikella posthernsteini*, *M. rhaetica* und *M. koessenensis* charakterisiert – *rhaetica*-Bereich – und entspricht der *rhaetica* Zone nach MOSTLER (1978).

In der oberen Hälfte konnte nur *Misikella posthernsteini* gefunden werden, obwohl sich die Fazies für Conodonten generell

nicht ändert. Dieser *posthernsteini*-Bereich ist mit der eingegrenzten *posthernsteini* assemblage-Zone sensu KOZUR & MOCK (1974) zu vergleichen.

Zu Beginn des obersten Drittels der Kössener Schichten (Kössener Fazies), unmittelbar über dem Lithodendronkalkniveau, einem bedeutenden lithostratigraphischen Marker, fällt das Erstauftreten von *Misikella rhaetica*, mit dem der Gattung *Choristoceras* zusammen. Dieses Ereignis bietet sich, neben dem starken lithofaziellen und faunistischen Schnitt, als Anhaltspunkt für eine Nor-Rhät-Grenzziehung an. Weiters wurden die conodontenführenden Gesteine mit Hilfe der Standard-Mikrofaziestypen charakterisiert und mit dem Fazieschema von WILSON (1975) verglichen. Hinzu kommt eine systematische Beschreibung und Auflistung der Fundpunkte der Gattung *Misikella*.

Abstract

Based on the study of 20 sections the conodont fauna of the Alpine Koessen Formation, Austria, is described. It is a fauna composed exclusively of one genus, *Misikella*, and associated with rare ramiform elements (*Hindeodella*, *Enantiognathus*, *Cypridodella*, *Priniodina*, *Chirodella*, *Cornudina*, *Hibardella*). *Misikella* is represented by *Misikella hernsteini*, *Misikella posthernsteini*, *Misikella rhaetica* and *Misikella koessenensis*. Based on their different vertical distribution, four stratigraphically distinct assemblages can be established. These are, from the base to the top the *hernsteini*, the *hernsteini/posthernsteini*-, the *rhaetica*- and the *posthernsteini*- assemblages. The long standing discussion about

*) Author's address: Dr. R. K. KACHROO, Department of Geology, Faculty of Science, University of Maiduguri, P.M.B. 1069 Maiduguri, Nigeria.

the lower age of the Koessen Formation can be resolved by the finding of *Misikella hernsteini* in four sections. Thus the base of the Koessen Formation can be tentatively taken as Upper Norian. The four assemblages give a detailed biostratigraphic correlation of the described sections and suggest the Lithodendronkalk as a lithostratigraphic marker bed. The first occurrence of *Misikella rhaetica* in the upper third of the sequence corresponds to the appearance of the ammonoid genus *Choristoceras* and which may be used as a marker for establishing the Norian-Rhaetian boundary.

1. Introduction

Koessen Formation is named after a village "Kössen" near Weißloferbach, Tyrol, which is the type locality of the Rhaetian stage (GÜMBEL, 1861). The Koessen Formation is mainly formed by a sequence of dark limestone bands and alternating marls yielding rich macro- and microfaunas. The general thickness varies between 100 to 200 meters. The upper part can be substituted by the Steinplattekalk*) (about 100 m in thickness). These widely distributed beds are exposed on the northern flank of the Northern Calcareous Alps, striking from west to east, nearly in all tectonic units of Bajuvarikum and Tirolikum. These types of beds are also represented in the Engadiner Dolomiten (FURRER et al., 1982), the Lienzer Dolomiten (SCHLAGER, 1963), the Gailtaler Alpen (KOEHLER, 1973), the Drauzug (WARCH, 1973), in the Fatra Formation (MICHALIK, 1977) and the Norovica Formation (GAZDZICKI & MICHALIK, 1980) of the West Carpatians of Slovakia and Poland, in the Papuk

2. Material and Methods

Detailed stratigraphical investigations and sampling of 26 outcrops (Text-Fig. 1) were carried out from the summer 1983 to 1986 as part of the research for the Ph. D. thesis of R. GOLEBIOWSKI about the Koessen Formation. The samples, weighing 3 to 10 kilograms, were collected bed by bed at different stratigraphical levels for conodont separation. Following maceration in acetic acid, the residues were separated by the Tetrabromäthan method resulting in the yield of conodont specimens. The conodont fauna was recovered from 35 samples from 20 localities (Text-Fig. 2). The most promising quantity of rock samples for conodont-maceration amounts to about 7 to 8 kilograms each. All the specimens are deposited in the microfossil collection of the Institute of Palaeontology, University of Vienna, Vienna/Austria.

3. Previous Work on Conodonts

Conodonts from the Koessen Formation were investigated for the first time by MOSHER (1968). He examined the well known locality of Kendlbach, previously

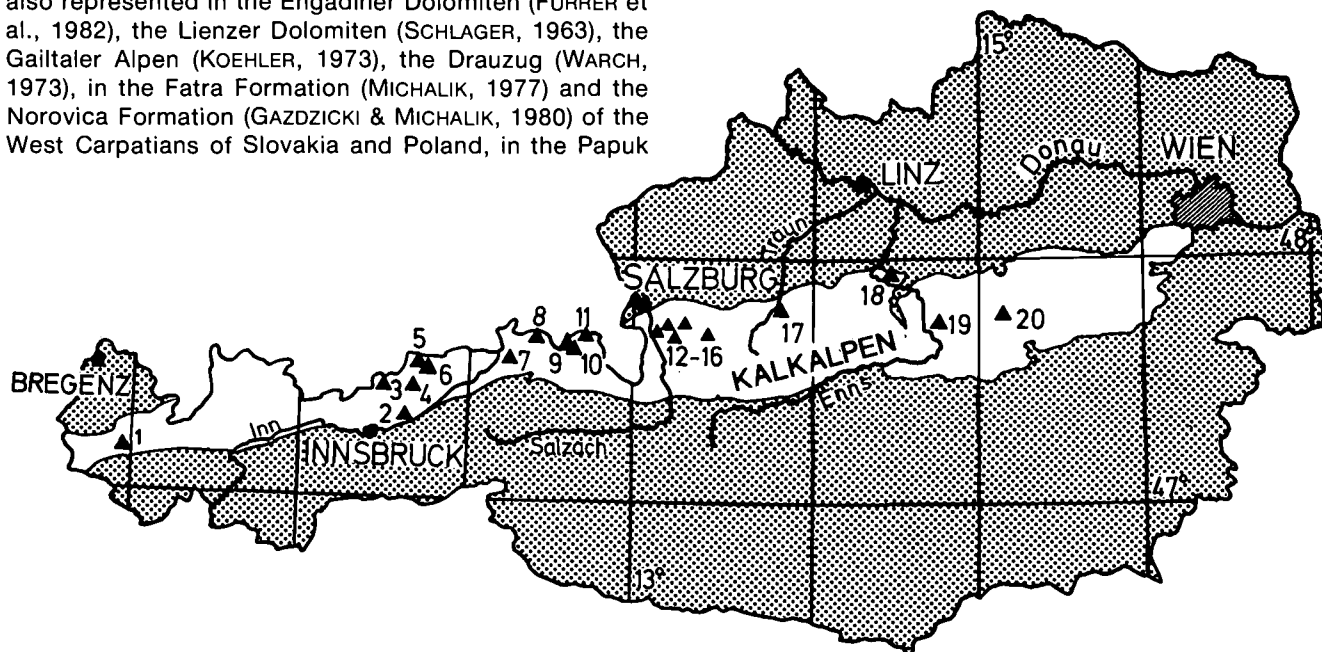


Fig. 1. Localities of upper Triassic conodont finds in the Northern Calcareous Alps (Austria).

Mountains (SIKIC et al., 1975) in Yugoslavia, in the Bakony Mountains (VEGH, 1964) in Hungary and in a few parts of Rumania.

The stratigraphical position of the Koessen Formation lies between the Upper Norian Hauptdolomit, overlain by Plattenkalk (CZURDA & NICKLAS, 1970) and various Liassic sediments such as the Adneter Kalk, Hierlatzkalk or Fleckenmergel. According to the ammonite zonation of TOZER (1967) the Koessen Formation is placed between the *Rhabdoceras suessi* and the *Choristoceras marshi* zone.

*) The informal term "Upper Rhaetian Limestone" has been replaced by the correct name Steinplattekalk (SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER, 1975).

studied by SUESS & MOJSISOVICS (1868), and described these conodont specimens as *Neospathodus lanceolatus*.

The work was continued by KOZUR (1971) and KOZUR & MOSTLER (1973). KOZUR & MOCK (1974) gave a description of the genus *Misikella* and established the *Misikella posthernsteini* assemblage zone corresponding to the *Choristoceras marshi*-zone. MOSTLER et al. (1978) published the conodont fauna from the Weißloferbach section, describing *Misikella rhaetica* and *Misikella koessenensis*. In this work he subdivided the *posthernsteini* assemblage-zone by keeping the *rhaetica*-zone in the lower part.

EXARCHOS (1977) studied the Gaisau section in detail and supported the proposed zonation of MOSTLER (1978). GAZDZICKI (1978) and GAZDZICKI et al. (1979) have also reported *Misikella* faunas from the West Car-

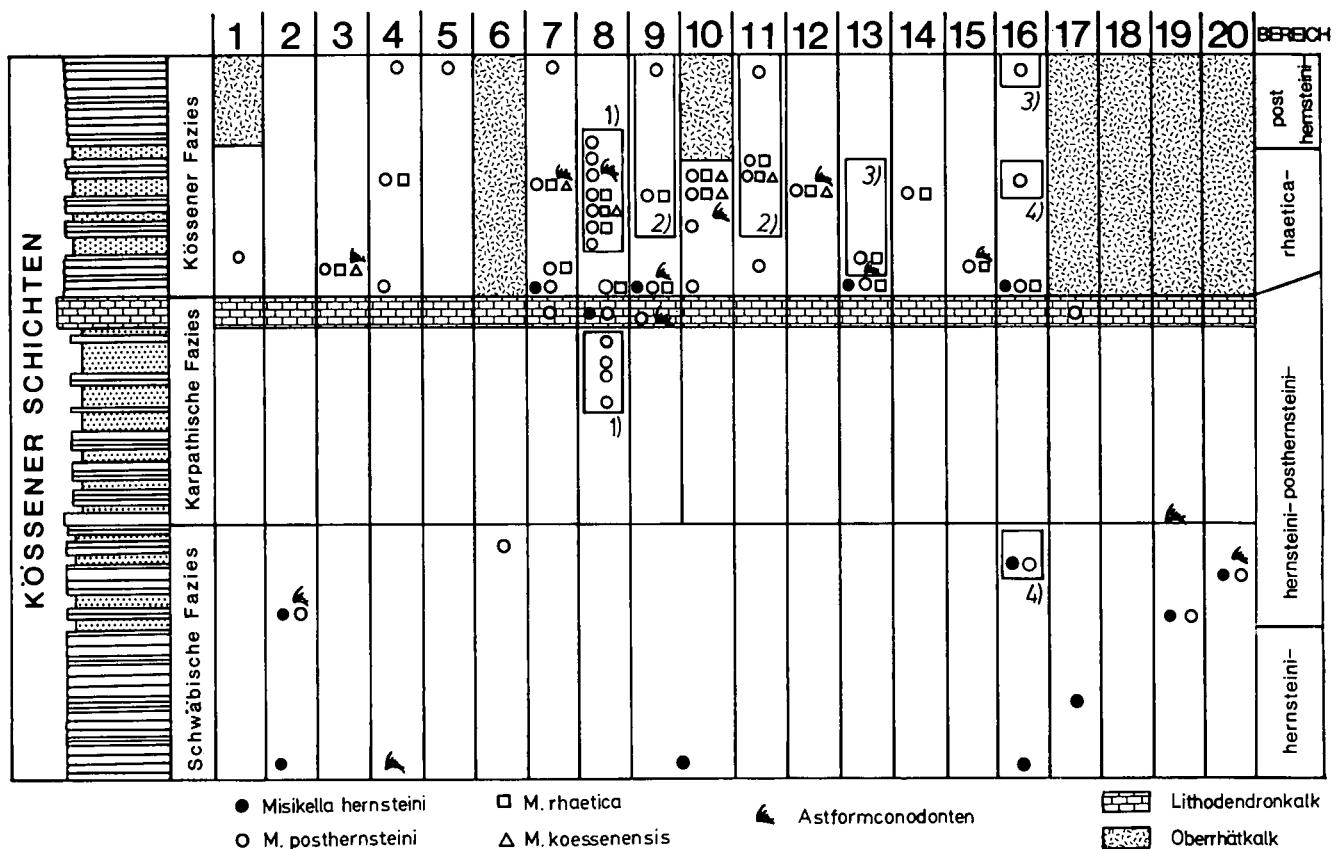


Fig. 2.
Generalized stratigraphic section of Koessen Beds showing range of *Misikella*.

patians. KRYSTYN (1980) described additional conodont faunas from the Kendlbach and Gaissau section and found conodonts in the sections of Steinplatte and Hochalm (personal communication).

4. Stratigraphical and Lithological Outline of the Localities of Conodont Bearing Beds

(Text-Fig. 1)

4.1. Vorarlberg

- ① **Formarin-See**
ÖK 142*) 4710/1000
This locality, 1918 m above sea level, north of the Klostertal, can be reached via Lech near Arlberg by road. On the southern lake side a complete section exposes Plattenkalk, Koessen Formation and Steinplattekalk. The samples were collected from a limestone band, 7 meters below the base of the Steinplattekalk.

4.2. Tyrol

- ② **Mahdgraben**
ÖK 119 472130/1140, 110 m
It is located on the southern flank of the Karwendelgebirge and can be reached from the village

Vomp in the Inn Valley. The samples were collected from the Swabian Facies, exposed on a forest road. The conodont specimens are somewhat metamorphosed.

- ③ **Hinter-Riss**
ÖK 118 472730/1129
The outcrop is situated north of the Karwendelgebirge on the right side of Hinter-Riss. The sediments of the upper half of the Koessen Formation are distinct, rich in marls and well exposed along the forest road of the Schloßgraben. The sample point belongs to the Lower Koessen Facies and is situated 3 meters above the top of the Lithodendronkalk.
- ④ **Fonsjoch**
ÖK 119 4728/1139, 1800 m
This locality is on the eastern side of the Karwendelgebirge near Achensee and can be reached from the village Pertisau along a forest road to the Überschüb-alm. The section is well exposed at the foothill of Juchen-Kogel and consists of Plattenkalk, Koessen Formation and overlying Liassic red limestone. The sample 83/7/2 was collected 5 meters and the sample 83/7/4 25 meters above the Lithodendronkalk. Both samples belong to the upper Koessen Facies. The sample point 85/7/6 lies only 2 meters above the top of Lithodendronkalk at the base of the Koessen Facies. The sample point 85/7/6 lies only 2 meters above the top of Lithodendronkalk at the base of the Koessen Facies. F2/1 was taken exactly from the base of the Koessen Formation, outcropping along the forest road to the

*) ÖK means the Austrian map 1 : 50.000 published by the Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Vienna.

Überschüß Alm, only a few meters below the Schleimsattel (472810/113830).

5 Klammbach
ÖK 88 4734/1142

This locality is north of the Rofangebirge and can be reached from Achenkirchen via Achenwald. The beds are exposed partly in the creek. The sample was collected from the uppermost part of Koessen Facies, 41 meters above the top of Lithodendronkalk.

6 Ampelsbach
ÖK 88 4734/1146

Located at the northern flank of the Rofangebirge, it can be reached via Achenkirchen in the valley of Ampelsbach. The complete section is well exposed on the banks of the creek and consists of Hauptdolomit, Plattenkalk, Koessen Formation and Steinplattekalk. The sample point lies at the top of Swabian Facies, 39 meters above the first band of megalodont limestone of the underlying Plattenkalk.

7 Eiberg
ÖK 90 473430/1211

East of Kufstein, in the quarry of Eiberg, there are good exposures of the Koessen Formation consisting of Carpathian and Koessen Facies. The topmost beds of the Carpathian Facies are represented by a terrigenous variant of the Lithodendronkalk which is thinly developed. These are also found in the Koessen and Hochalm section.

Many samples were taken for conodont investigation out of which 6 samples yielded conodont faunas, as follows.

Eb 11A was taken from the base of the coral limestone,

Eb 11B from the basal beds of the Koessen Facies, 1.5 meters above the coral limestone,

Eb 12 from the lower part of Koessen Facies, 6 meters above the coral limestone,

Eb 18 of the calcareous sequence, which is intercalated with the muddy Koessen Facies, 18 meters above the coral limestone,

Eb 27 from the uppermost part of the Koessen Facies, 49 meters above the coral limestone.

Comparing the section with the section of Koessen it is suggested that this locality may be taken as a reference section of the Koessen Facies. In the Koessen locality the beds are tectonically disturbed and the topmost part of the Koessen Facies, about 15 meters, are missing, whereas the well exposed section of Eiberg quarry is complete and rich in conodont bearing beds as well as in ammonoid faunas of the genus *Choristoceras*.

8 Koessen
ÖK 91 4740/1227

A few kilometers east of the village of Koessen, on either side of the creek Weißloferbach, are outcrops of upper Swabian, Carpathian and Koessen Facies which are tectonically disturbed by sliding movements. The Carpathian Facies is terrigenous in character and ends with sequence of marly coral limestone, which is an unusual variation of the Lithodendronkalk (as reported from the Eiberg section).

The sample number KA 85/2 was taken from the base of Koessen Facies, 1.5 meters above the top of the coral limestone and KA 85/4 out of the coral limestone sequence, which is only 0.5 meters thick.

9 Steinplatte
ÖK 91

Outcrop Stp 1, 4738/1234, 1230 m (above sea level) is situated at the foothill of Scheiblberg and can be reached via Schwarzlofer Graben. The sample was taken from the base of the Koessen Formation (base of the Swabian Facies).

Outcrop Stp 2 is located at a road cut along the track between Stallenalms and Kammerköhralm, 4737/123430, 1470 m, where the base of the Koessen Facies is exposed, overlying the Lithodendronkalk. Outcrop Stp 3/2 is close to the top of Steinplatte, 473730/123430, 1570 m, at the base of the C-mound of the Steinplatte reef (OHLEN, 1959). The sample was taken from the terrigenous basal beds of the Lithodendronkalk below the C-mound.

10 Wemetaigenalm
ÖK 92 4736/1235, about 1600 m

The outcrops are southwest of the summit of the Steinplatte above Wemetaigenalm and can be reached by a footpath from the village Waidring. The sections at the foot of the cliffs consist of the uppermost parts of Carpathian Facies and the Koessen Facies overlain by Steinplattekalk.

W 85/17 was taken from a coral detritus limestone, 5 meters above the Lithodendronkalk.

W 83/ 2 comes from a terrigenous type of Koessen Facies, 39 meters below the base of Steinplattekalk

W 83/ 3 lies 15 meters upwards the previous sample, 24 meters below the base of the Steinplattekalk. These beds of the Koessen Facies are not so marly on the contrary they are already rich in reef detritus.

W 85/22 was taken from the Koessen Facies, 26 meters below the base of the Steinplattekalk. Although this sample point is south of the Wemetaigenalm the stratigraphical position of the beds are similar to W 83/3.

4.3. Salzburg

11 Hochalm
ÖK 92 m 4740/1242, 1650 m

This section is located northwest of the village Unken, on the ridge between Peitingköpfel and Sonntagshorn and contains good exposures of beds of the Plattenkalk and Koessen Formation. The Steinplattekalk close to the Hochalm section has no connection with the Koessen Formation. It is an isolated block moved northward by tectonic sliding. The sample was taken from the lower part of the Koessen Formation, 6 meters above the sequence of a coral detritus limestone with a muddy matrix. It is a terrigenous variant of the Lithodendronkalk, which is also reported from Eiberg and Koessen.

- 12 Adnet
ÖK 94 4742/1304
This locality lies southeast of the city of Salzburg. The sample belongs to the Koessen Facies and was taken from a small roadcut at the old road between Adnet and Krispel. This locality was first described by KRETSCHMER (1974) and later revisited by MOSTLER et al. (1978).

- 13 Gaissau
ÖK 94 4743/1311
It is a well known section and lies south of the Wiestal reservoir along the road of Mörtelbach. The well exposed beds consist of Carpathian and Koessen Facies, but the Swabian Facies and the topmost part (about 20 m) of this section is missing. The sample was taken 1.5 meters above the top of the Lithodendronkalk at the base of the Koessen Facies.

- 14 Rötelswand
ÖK 94 4742/1215, 1200 m
This locality is near by of Gaissau section and can be reached by following the valley of Mörtelbach upstream. The roadcut along a forest contains good outcrops of Steinplattekalk and secondary Koessen Formation. At this locality the facies distribution of a Rhaetian reef and the interfingering with the basal sediments of the upper Koessen Formation can be exceptionally well observed (SCHÄFER, 1979). The sample is from the Koessen Facies, taken near a hut with a spring.

- 15 Satzloch Graben
ÖK 94 4745/1319
The locality is situated south of the village of Hintersee, in a tributary entering the right bank of the Lämmerbach. This section consists of the upper half of the Koessen Formation (including the Lithodendronkalk and Koessen Facies) and is nearly similar, bed by bed to the Kendlbach section, which is along the strike on the other flank of the mountain ridge. The sample was collected from the lower Koessen Facies, 5 meters above the top of the Lithodendronkalk. The sample bed corresponds to the bed of number 111 of SUESS & MOJSISOVICS (1868) in the Kendlbach section.

- 16 Kendlbach
ÖK 95 474130/7312
It is situated in the Osterhorn mountains west of the Wolfgangsee. The locality can be reached via the valley of Zinkenbach and is a tributary entering on the right hand side of the Zinkenbach. This famous outcrop is a complete section of the Koessen Formation, overlying the Hauptdolomit and Plattenkalk and overlain by the lowermost Liassic Kendlbach-Schichten (PLÖCHINGER, 1982) and Adneter Kalk, etc. The sample K 83/29 was collected from the base of the Koessen Formation which corresponds to the bed 29 measured by SUESS & MOJSISOVICS (1868). Four additional samples below this level in the topmost sequence of Plattenkalk (between the beds 21 and 23 after SUESS & MOJSISOVICS) yielded no conodonts. The following sample K 85/111A was taken half a meter above the top of the Lithodendronkalk on the base of the Koessen Facies.

4.4. Upper Austria (Oberösterreich)

- 17 Eibenberg
ÖK 66 4747/1348, 1350 m
This locality is situated at the southern lake side of the Traunsee on the western flank of Eibenberg. The outcrop called Gschlif is a complete section and consists of beds e. g. Plattenkalk, Koessen Formation and Steinplattekalk. A description of the rich macrofauna collected from the Koessen Formation was given first by ZAPFE (1949). The sample was taken from the base of the Swabian Facies few meters above the top of Plattenkalk (106 meters below the base of the Steinplattekalk).
- 18 Pechgraben
ÖK 69 845430/1432
The section is a roadcut along the road between Großraming and Laussa. North of a large quarry there are outcrops of Carpathian Facies (including Lithodendronkalk) and Steinplattekalk. The sample was taken from the topmost level of the Carpathian Facies.

4.5. Styria (Steiermark)

- 19 Voralpe
ÖK 100 4745/14, 1720 m
The section is situated northeast of Altenmarkt at the river Enns, at the foothill of Stumpfmauer. The locality is called Voralpe (STUR, 1871) but the definitive name should be Tanzboden, a slope above the Eßlingalm. It can be reached via the hamlet Eßling by a forest road to Hinteralm. There are exposures of Plattenkalk, Koessen Formation and an eastern variant of Steinplattekalk. The sample was collected 62 meters below the base of the Steinplattekalk, 8 meters above the top of the Plattenkalk, from the lower Swabian Facies.

4.6. Lower Austria (Niederösterreich)

- 20 Neuhaus
ÖK 72 4747/1510
Near the small village Neuhaus there are large exposures at a roadcut along the road to the Lunzer See. The section consists of Hauptdolomit, overlain by Plattenkalk, Koessen Formation and an eastern variant of Steinplattekalk. The sample was collected from the Swabian Facies, 60 meters below the base of the Steinplattekalk.

5. Facies Interpretation of the Conodont Bearing Rocks

The presence of conodont bearing rocks in the Koessen Formation is related to the fact that there was a deepening of the area of the Hauptdolomit deposition in the Upper Norian. At the base of Swabian Facies the shallow water sediments of the Plattenkalk and northern flank of the Dachsteinkalk platform are overlain by dark bedded limestones, with conodonts in some layers. These conodont bearing sediments are mostly bioclastic wackestones as well as peloid

packstones with micritic matrix. This matrix is sometimes washed out and replaced by sparite. The bioclasts contain mostly shell fragments as well as debris of echinoderms and ostracodes. Burrow traces are quite common and indicate an environment characterized by bioturbation.

In some localities (Mahdgraben, Steinplatte 1, Vor-alpe and Neuhaus) a biomicritic type of limestones only yielded conodonts. These mudstones have sometimes unrhythmic thin sparite layers. According to KUSS (1983) the presence of these biosparitic thin layers with terrigenous quartz and sometimes with nearly 60 % fine grained biotrititic debris indicate episodic storm events which interrupt the mud-sedimentation.

The conodont bearing rocks as compared with the Standard Microfacies (SMF)-Types of WILSON (1975) and E. FLÜGEL (1972) belong to the SMF-Type 9 and rarely to the SMF-Type 10 and 2. These SMF-Types indicate the facies zonation (FZ) 7, a deep open platform or open lagoon behind the outer platform edge. In the Karpathian Facies conodont faunas have only been found in the Lithodendronkalk with reef-detritus-mud facies. This facies is composed of poorly sorted bioclastic wackestones with mainly coral talus and secondary fragments of echinoderms, molluscs and other framework organisms. Bioturbation and oncoidal encrusting of bioclasts is frequent. The SMF-Types 4, 5 and 10 indicate the facies zonation 4, fore slope*). The majority of the conodont faunas are found in the Koessen Facies. The increasing deepening process at the base of the Koessen Facies changed to open deep platform to a shallow basin. The basal sediments belong generally to a detritus-mud facies with medium to fine grained bioclastic wackestones or nearly unfossiliferous mudstones. The maximal representation of bioclastics can be nearly 70 % talus of echinoderms and 30 % of brachiopodes (KUSS, 1933). Bioturbation is frequent in biotrititic wackestones as well as in pelitic mudstones, indicating greater water depth and lower sedimentation rates. Only in the lowermost part of the Koessen Facies are conodonts present in coarse grained packstones with oncoidal encrusted talus. This type of lithology indicates the deepening of the shallow water areas to a basin. The increased deepening of the Koessen basin can also be recognised by the change of the SMF-Types. The conodont bearing rocks from the base of the Koessen Facies correspond to the SMF-Type 9 and 10, the lower part corresponds generally to the SMF-Type 9, while the upper part is corresponding to the SMF-Type 9, 8 and 2. After comparing these data with the facies model of WILSON (1975) the sediments belong to the facies zonation 2 to 3, which indicated the Koessen Facies as a shallow to intermediate basin.

In conclusion the conodont bearing rocks of the Koessen Formation must have been deposited in a basin or a deeper open platform, always below the zone of wave agitation. This type of lithology is suitable to the ecological condition of conodont faunas.

This is interesting to note that after macerating many rock samples conodont faunas were not found on the following lithological types:

*) This fore slope like sediments of the Lithodendronkalk are also deposited in the facies zonation 7.

- 1) Samples from higher energetic areas, such as wellsorted lumachell limestones (rudstones) and packstones or grainstones with ooids and oncoids (from the Swabian Facies).
- 2) Samples from basinal terrigenous sediments, like fine grained, sometimes laminated mudstones with high marly content (from the Koessen Facies).

6. Systematic descriptions

Genus *Misikella* KOZUR & MOCK, 1974

Misikella hernsteini (MOSTLER 1967)

(Pl. 1, Fig. 2)

- 1967 *Spathognathodus hernsteini* n. sp. MOSTLER, p. 182, text figs. 1a-e.
 1968 *Neospathodus lanceolatus* n. sp. MOSHER, p. 930-931, pl. 115, figs. 10-11, non figs. 7.
 1971 *Neospathodus hernsteini* (MOSTLER) - SWEET et al., pl. 1, figs. 2, 3.
 1974 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - KOZUR & MOCK, pl. 1, figs. 6-7.
 1978 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - MOSTLER et al., p. 1, figs. 10-19, pl. 2, figs. 5-7.
 1979 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - GAZDZICKI et al., pl. 5, figs. 3-7.
 1980 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - ISOZAKI & MATSUDA, pl. 1, fig. 12.
 1980 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - KOVACS & KOZUR, pl. 15, figs. 4-7.
 1980 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - KRYSZYN, pl. 14, fig. 10-12.
 1981 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - KOLKE, pl. 2, fig. 29.
 1982 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - ISOZAKI & MATSUDA, pl. 4, fig. 8.
 1982 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - MATSUDA & ISOZAKI, pl. 2, fig. 30.
 1982 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - NAGAO & MATSUDA, pl. 1, figs. 9-11.
 1983 *Misikella hernsteini* (MOSTLER) - ISOZAKI & MATSUDA, p. 66-67, pl. 1, fig. 1-7.

Diagnosis: A form species of *Misikella* characterized by flared oval to sub-oval shaped basal cavity with 5-6 average fused denticles, free at the tips. Expanded basal cavity, rounded at the posterior end.

Description: Spathognathoid elements, denticles fused at the base, pointed and free at the tips, basal cavity flared, straight to arcuate at the anterior end, sometimes basal cavity is of rectangular shape. Denticles 3-5 in number, in same forms, basal cavity of sigmoidal shape. It is deepest in the centre. Anterior margin of the unit slightly convex, posterior margin somewhat concave.

Remarks: The present specimens have a generally strong laterally expanded deep basal cavity. Number of denticles usually 4-5 in number. Majority of specimens are more long than broad in size, some are of equal size. The specimens of the present collection have akin complacent characters of *Misikella hernsteini* (MOSTLER).

Material: 67 specimens.

Occurrences

Austria:

- Steinbergkogel near Hallstatt, Salzburg. Hallstatt Limestone. 332-367 feet above base of section.
 Kendlbachgraben St. Wolfgangsee. Koessen Beds according to MOSHER (1968).
 Weissloferbach Section (MOSTLER et al., 1978)
 Gaissau Section (EXARCHOS, 1977, KRYSZYN, 1980).
 Uppermost (Rhaetian-Sevastian) reefal limestones of Gosaukamm with intercalations of Hallstatt Limestone between Mandlkogel and Großer Donnergogel (SCHAUER, 1983).

Koessen Beds of Mahdgraben, Koessen, Steinplatte, Gaissau, Kendlbachgraben, Eibenberg, Voralpe, Neuhaus (from this paper).

Czechoslovakia:

Hybe, Bliskary Plannes, Mlynsky of Eastern Alps. Norian-Rhaetian Limestone of western Carpathians (GAZDZICKI et al., 1978).

North America:

New Pass Range. Middle member of the August Mountain Formation (MOSHER, 1968).

Japan:

From Hozuko and Inuyama, Areas in the Mino-Tamba Belt SW Japan (ISOZAKI & MATSUDA, 1983).

India:

Upper Norian in the Lachung-La, Zanskar-Region of Ladakh, Kashmir (GUPTA, 1981).

***Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK, 1974**

(Pl. 1, Figs. 4,5)

- 1968 *Neospathodus lanceolatus* n. sp. MOSHER, p. 930-931, pl. 115, non fig. 7, non figs. 10-11.
1974 *Misikella posthernsteini* n. sp. KOZUR & MOCK, p. 247-249, text-fig. 1-4.
1976 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - SKWARKO et al., p. 222, text-fig. UA-H.
1978 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - GAZDZICKI, p. 346, pl. 38, figs. 1-3, pl. 39, figs. 1-4, pl. 40, fig. 3.
1978 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - MOSTLER et al., pl. 1, figs. 20-22.
1979 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - GAZDZICKI et al., pl. 5, figs. 1,2.
1979 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - ISHIDA, pl. 2, fig. 9.
1980 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - ISOZACKI & MATSUDA, pl. 1, figs. 14,15.
1980 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - KOVACS & KOZUR, pl. 15, fig. 10.
1980 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - KRYSSTYN, pl. 14, figs. 7-8.
1981 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - GAZDZICKI & GUPTA, text-fig. 1b.
1982 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - ISOZACKI & MATSUDA, pl. 4, fig. 9.
1982 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - MATSUDA & ISOZACKI, pl. 2, fig. 29.
1982 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - NAGAO & MATSUDA, pl. 1, figs. 12-15.
1983 *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) - ISOZACKI & MATSUDA, p. 67-69, pl. 1, figs. 8-13, pl. 2, figs. -7, pl. 3, figs. 1-7.

Diagnosis: A form species of *Misikella* characterized by heart shaped basal cavity, quiet deep in central portion. The number of denticles usually reduced to three in number. Unit generally much higher than long in size (0.3 mm high and 0.2 mm long).

Description: Small spathognathoid bladed elements. $\frac{2}{3}$ size long, denticles 3-5 in number; basal cavity heart shaped. The anterior part of cavity is bifid. In some forms cavity is square shaped. Main denticle makes an angle of 60° inclination with the basal margin. Denticles fused at the base but free at the tips and of about same size.

Remarks: Laterally extended basal cavity, deep and heart shaped. Number of denticles usually 3-5 but in some forms it goes up to 7 which is an exception. Denticles inclined more posteriorly. In some specimens main denticle makes 120° inclination with the basal margin.

Material: 82 specimens.

Occurrences

Austria:

Upper Triassic section of Steinbergkogel, Kendlbachgraben and Weissloferbach sections (MOSHER, 1968; KOZUR & MOCK, 1974; MOSTLER et al., 1978 and GAZDZICKI et al., 1978).

Gaissau section (EXARCHOS, 1977; KRYSSTYN, 1980, and in present paper).

Zlambach Beds (Limestone Bands) of Schneckengraben (SCHAUER, 1983).

Koessen Formation of Formariensee, Hintersee, Fonsjoch, Klammbach, Ampelsbach, Eiberg, Koessen, Hoch-Alm, Steinplatte, Wemetaigen-Alm, Adnet, Gaissau, Röttlwand, Schatzlochgraben, Kendlbachgraben, Pechgraben, Voralpe and Neuhaus (present paper).

Czechoslovakia:

Hybe and Malynskvrch Section in Slovakia (KOZUR & MOCK, 1974; MOSTLER et al., 1978; GAZDZICKI et al., 1978).

Poland:

Tatra Mountains, western Carpathians (GAZDZICKI, 1978).

India:

Lower part Kioto Limestone, Lachung-La (Ladakh) and Chota-Hoti Sections, (Kumaun) (GUPTA, 1981).

Papua New Guinea:

Kuta Formation of Triassic (SKWARKO et al., 1976).

Japan:

From Nagayasu-Guchi Dam Tokushima prefecture and Konose Valley in western Tokushima (ISHIDA, 1979, 1983).

From Late Triassic sections of Hozukyo and Inayama in the Mino-Tamba Belt SW Japan (ISOZAKI & MATSUDA, 1983).

Misikella rhaetica

(MOSTLER, SCHEURING & ULRICH, 1978)

(Pl. 2, Fig. 2)

- 1978 *Misikella rhaetica* n. sp. MOSTLER, SCHEURING & ULRICH - p. 152-153, pl. 2, figs. 1, 2, 4, text-fig. 2.
1980 *Misikella rhaetica* (MOSTLER, SCHEURING & ULRICH) - KRYSSTYN, pl. 14, figs. 13-14.

Diagnosis: A form species of *Misikella* with 6-9 denticles, basal cavity straight to sub-straight at the posterior end. Main denticle after two posterior terminal denticles.

Description: Spathognathoid bladed elements, main denticle on the posterior margin. Denticles fused at the base but free at the tips. The basal cavity runs three fourth of the basal marginal space. Flaring of the basal cavity usually below the main denticle.

Remarks: Higher range bladed conodonts (Text-Fig. 2). Number of denticles more than other species of *Misikella*. The unit is more wide than high.

Material: 108 specimens.

Occurrences: This species is reported from Austria only.

The *Misikella rhaetica* was first described by MOSTLER et al. (1978) from Weissloferbach section.

From the Gaissau section (EXARCHOS, 1977; KRYSSTYN, 1980).

Koessen Beds of Hintersee, Fonsjoch, Eiberg, Koessen, Steinplatte, Wemetaigen-Alm, Adnet, Gaissau,

Rötlwand, Kendlbachgraben localities (from this paper).

Misikella koessenensis
(MOSTLER, SCHEURING & ULRICHS, 1978)

1978 *Misikella koessenensis* n. sp. MOSTLER, SCHEURING & ULRICHS, p. 153, pl. 2, fig. 3.

Diagnosis: A form species of *Misikella* characterized by pear shaped basal cavity. The cavity runs entire number of denticles range from 3–5. A short terminal denticle located posteriorly with the main denticle.

Description: Spathognathoid bladed elements. First described by MOSTLER et al. (1978). Basal cavity located in the posterior part. Main denticle always after the first short denticle in the posterior region. Basal cavity covers more of marginal area. Denticles 5 in number high, pointed at the tips. They stand erect and are perpendicular to the basal margin. Height of the unit is generally double the width of the unit. Basal cavity quite flared and margin of cavity form parapets, not found in other species of *Misikella*. The parapets are wider in the central portion. Main denticle is thicker and wider than rest of denticles.

Remarks: This form can be transitional between *Misikella hernsteini* and *M. posthernsteini*. It is closer to *M. hernsteini* due to the shape of basal cavity. Presence of a first short denticle located posteriorly, which is not found in other species of *Misikella*.

Material: 23 specimens.

Occurrence: This species is first described by MOSTLER et al. (1978) from the Weissloferbach Section/Austria.

The author has found this species from the Koessen Beds exposed at Hinterriss, Eiberg, Wemeteigenalm and the Adnet localities.

Ramiform Elements

Besides the forms of *Misikella* the samples of Koessen formations are also associated with Ramiform conodonts. The fauna is not so rich. In two samples from Fonsjoch (F11/1) and Voralpe (V5). These conodonts are without *Misikella*.

The Ramiform conodonts are broadly represented by *Hindeodella*.

The Ramiform conodonts found in several sections are as follows:

Hindeodella triassica MÜLLER
H. suevica TATGE
H. pectiniformis HUCKRIEDE
H. dropla SPASOV and GANEV
Cypridodella muelleri TATGE
Enentiognatus zieglerei DIEBEL
Hibbardella magnidentata TATGE
Cornudina sp.
Chirodella Dinodoides TATGE

The form of *Cornudina* sp. (from Steinplatte Stp 3/2) is found in a higher level of the Koessen Formation for the first time.

Acknowledgements

This work is part of the I. G. C. P. Project 4, Triassic of Tethys Realm.

The author is very much indebted to Prof. Dr. H. ZAPPE (Erdwissenschaftliche Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Vienna) under whose initiative and encouragement this research work was undertaken. Further he is grateful to Doz. Dr. L. KRYSŤYN (Institut für Paläontologie der Universität Wien) for checking the material, his practical knowledge and valuable discussions during the course of work.

The author is also very thankful to Prof. Dr. F. STEININGER, Director of the Institute of Palaeontology of the Vienna University, for providing the necessary facilities.

Furthermore he is thankful to R. GOLEBIEWSKI for helping practically in the research field work and spending the time for discussions.

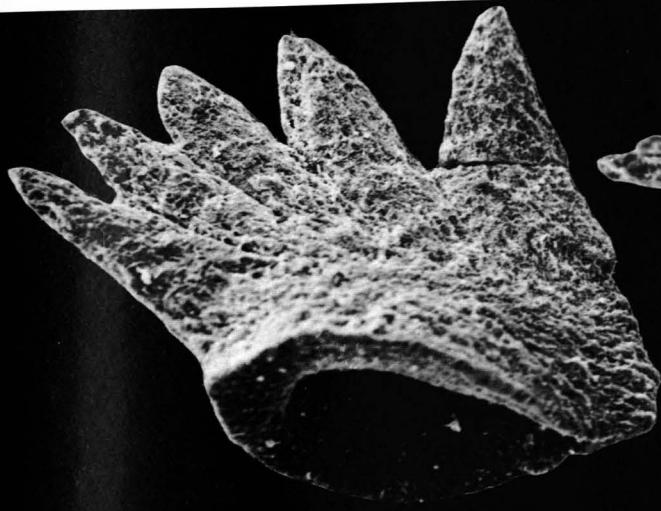
The author acknowledges gratefully the Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Austria and the Ministry of Education and Culture, Govt. of India, New Delhi for granting him the postdoctoral scholarship under the Indo-Austrian cultural exchange program. Last not least the author wishes to thank the Panjab University, Chandigarh, India, for nominating him for this scholarship and granting him study leave to undertake this work.

Thanks are extended to A. DOSTAL (Institut für Humanbiologie der Universität Wien) for operating the SEM-photography and late Ch. REICHEL for making the photos.

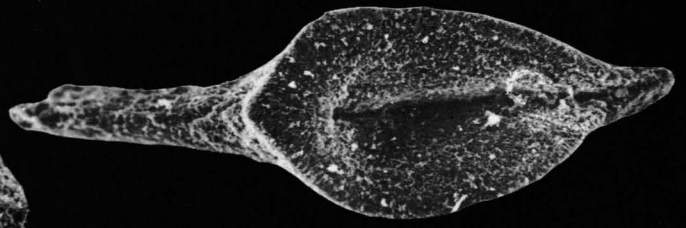
Plate 1

- Fig. 1: *Misikella hernsteini* (MOSTLER).
Lateral view.
Section 9, Steinplatte Stp 2/1, basal Koessen Beds, Swabian facies (Scheibelberg).
- Fig. 2: *Misikella hernsteini* (MOSTLER).
View of basal cavity.
- Fig. 3: *Miskella posthernsteini* (KOZUR & MOCK).
Oral view.
Section 13, Gaisau, base of Koessen Beds, Koessen facies.
- Fig. 4: *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK).
Lateral view.
Same as Fig. 3.
- Fig. 5: *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK).
Lateral view.
Section 4, Fonsjoch F 1/1, topmost of Koessen Beds, Koessen facies.
- Fig. 6: *Misikella koessenensis* (MOSTLER, SCHEURING & ULRICHS).
Lateral view.
Section 7, Eiberg, Koessen facies.

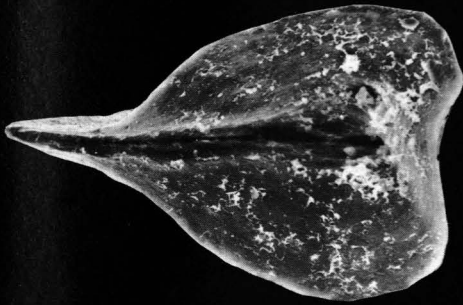
All figures ca. 340x.



1



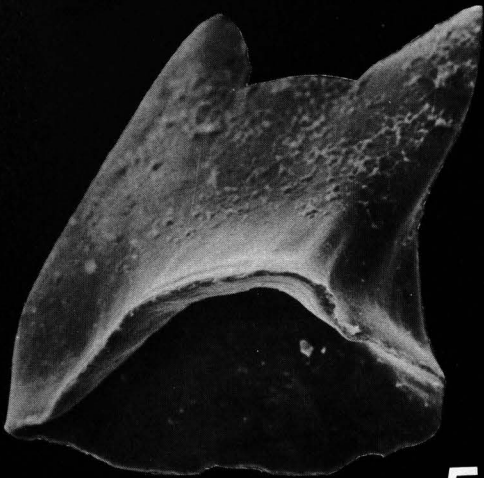
2



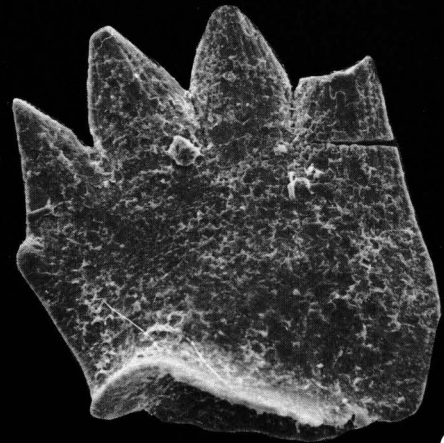
3



4



5



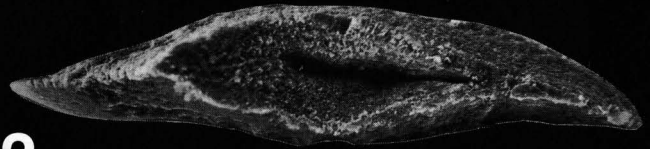
6

Plate 2

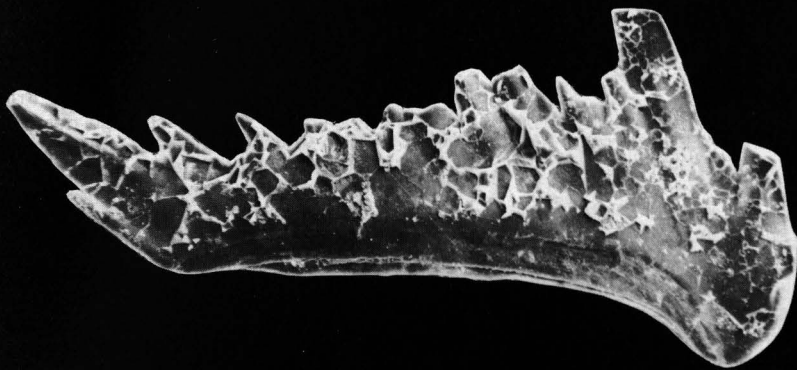
- Fig. 1: *Misikella rhaetica* (MOSTLER, SCHEURING & URLICHS).
Section 12, Adnet, Koessen facies, ca. 370x.
- Fig. 2: *Misikella rhaetica* (MOSTLER, SCHEURING & URLICHS).
View of basal cavity.
Section 12, Adnet, Koessen facies, ca. 370x.
- Fig. 3: *Hindeolella* sp.
Lateral view.
Section 4, Fonsjoch F 1/1, Koessen facies, ca. 37x.
- Fig. 4: One multiform element.
Lateral view.
Section 4, Fonsjoch F 1/1, Koessen facies, ca. 37x.



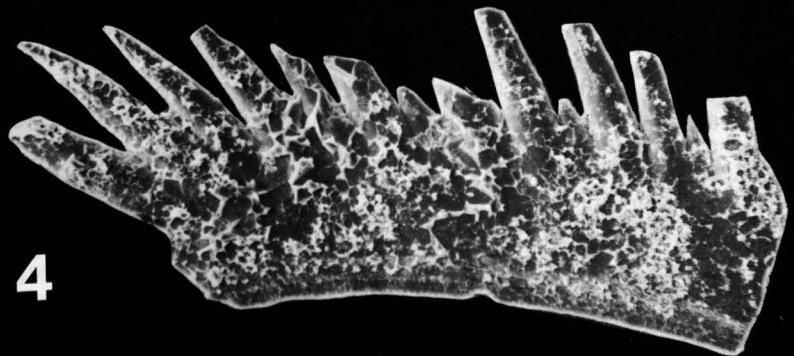
1



2



3



4

References

- CZURDA, K. & NICKLAS, C.: Zur Microfacies und Mikrostratigraphie der Hauptdolomit- und Plattenkalkniveaus der Klostertaler Alpen und Rhätikon. – Festband Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 165–253, Innsbruck 1970.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. H.: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). – *Eclogae geol. Helv.*, **75/2**, 303–330, Basel 1982.
- EXARCHOS, A.: Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördl. Kalkalpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck 1977.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 9–64, Innsbruck 1972.
- GAZDZICKI, A.: Conodonts of the Genus *Misikella* (KOZUR & MOCK, 1974) from the Rhaetian of the Tatra Mountains (West Carpathians). – *Acta Palaeont. Polonica*, **23/3**, 341–350, Warszawa 1978.
- GAZDZICKI, A. & GUPTA, V.J.: Triassic Foraminifera, Involutinidae from the Carpathians and Himalayas, its Stratigraphic and Palaeobiogeographic Implications; *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, **14**, 101–106, Chandigarh 1981.
- GAZDZICKI, A. & MICHALIK, J.: Uppermost Triassic Sequences of the Choe Nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. – *Acta Geol. Polonica*, **30/1**, 61–65, Warszawa 1980.
- GAZDZICKI, A., KOZUR, H. & MOCK, R.: The Norian-Rhaetian Boundary in the Light of Micropalaeontological Data. – *Geologia-Razprave in Porocila*, **22/1**, 71–112, Ljubljana 1979.
- GÜMBEL, C.W.: Geognostische Beschreibung des Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., Gotah (Perthes) 1861.
- GUPTA, V.: Triassic Conodonts from the Himalayas and their stratigraphic and palaeobiogeographic Implications. – *Riv. Ital. Palaeont.*, Vol. **87/1**, 23–40, Milano 1981.
- ISHIDA, K.: Stratigraphy and Structure around Nagayasu-Guchidam, Tokushima. – *Jour. Sci. Coll. Gen. Educ.*, Tokushima Univ., **12**, 61–92, Tokushima 1979.
- ISHIDA, K.: Stratigraphy and Radiolarian Assemblages of the Triassic and Jurassic siliceous sedimentary Rocks in the Konose Valley, Tokushima. – *Jour. Sci. Coll. Gen. Educ.*, Tokushima Univ., **14**, 111–141, Tokushima 1983.
- ISOZAKI, Y. & MATSUDA, T.: Middle and Late Triassic Conodonts from bedded Chertsequences in the Mino-Tamba Belt South-West Japan, Part 2: *Misikella* and *Parvigondolella*. – *Jour. Geol. Soc. Osaka City Univ.*, **26/3**, 65–86, Osaka 1983.
- KÖHLER, A.: Mikrofazielle Untersuchungen von Plattenkalk und Koessener Schichten in den Gailtaler Alpen. – Veröffentlichung der Univ. Innsbruck (Heissel Festschrift), Bd. **86**, Innsbruck 1973.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. – *Casopis pro Min. a. Geol.*, **19/2**, 245–250, Bratislava 1974a.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zwei neue Conodontenarten aus der Trias des Slovakischen Karstes. – *Casopis pro Min. a. Geol.*, **19/3**, 135–139, Praha 1974b.
- KRETSCHMER, A.: Norische Conodonten aus den Koessener Schichten bei Adnet (Salzburg). – *Anzeiger Österr. Akad. Wiss.*, **1973/9**, 93–96, Wien 1974.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphy of the Hallstatt Region. – In: SCHÖNLAUB, H. P.: Second Europ. Conodont Symp., Guidebook, Fieldtrip B: Triassic conodont localities of the Salzkammergut Region, *Abh. Geol. B.-A.*, **35**, 93–96, Wien 1980.
- KUSS, I.: Faziesentwicklung in proximalen Intraplattformbecken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Koessener Schichten. – *Facies*, **9**, 61–172, Erlangen 1983.
- MICHALIK, J.: Paläogeographische Untersuchungen der Fata-Schichten des nördlichen Teiles des Fatrikums in den West-Karpathen. – *Geologica Carpathica*, **28/1**, 71–74, Bratislava 1977.
- MOSHER, L. C.: Triassic conodonts from West-North America and Europe and their correlations. – *Jour. Palaeont.* **42/4**, 895–946, Tulsa 1968.
- MOSTLER, H.: Conodonten und Holothurien Sklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1/2**, 177–188, Wien 1967.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & ULRICH, M.: Zur Mega- und Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weisloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der Suessi- und Marshi-Zone auftretenden Conodonten. – *Schriften der Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **4**, 127–137, Wien 1978.
- NAGAO, H. & MATSUDA, T.: Rhaetian problems in terms of conodont Biostratigraphy, a case study in bedded Sequence at Taganoo in northwest Kyoto Southwest Japan. – First Japanese Radiolarian Symp., News Osaka Micropalaeontologists. Spec. Vol., **5**, 469–478, Osaka 1983.
- ÖHLEN, H.R.: The Steinplatte Reef Complex of the alpine Triassic of Austria. – *Phil. Diss.*, Univ. of Princeton, 1225 p., Princeton/U. S. A., 1959.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur geol. Karte St. Wolfgang im Salzkammergut. – *Geol. B.-A.*, **22** S., Wien 1982.
- SCHÄFER, P.: Fazielle Entwicklung und Paläökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. – *Facies*, **1**, 245 S., Erlangen 1974.
- SCHAUER, M.: Zur Altersstellung obertriadischer Dachsteineriffkalke. – *Anz. Österr. Akad. Wiss.*, Naturwiss., **8**, 127–137, Wien 1983.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges.*, **66–67**, 165–193, Wien 1975.
- ŠKIČIĆ, K. et al.: Mesozojske Naslage Papuckog Gorja. – *God. znanstr. skup. seke. geol. geot. geokem. Zanustr. Savjet. za. nafto.*, **3 AZU(A)**, **5**, 87–96, Zagreb 1975.
- SKWARKO, S. K., NICOLL, R. S. & CAMPBELL, K. S. W.: The late Triassic Molluscs, Conodontes and Brachiopods of the Kuta Formation, Papua New Guinea. – *B. M. R. J. Austral. Jour. Geol. and Geophys.*, **1**, 219–230, Canberra 1976.
- STUR, D. C.: Geologie der Steiermark. – Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte, 1865, Geogn. Mont. Verein Steiermark, 425–428, Graz 1871.
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. V.: Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen. – *Jb. k. k. Geol. R.-A.*, **18/2**, 168–200, Wien 1868.
- SWEET, W. C., MOSHER, L. C., CLARK, D. L., COLLINSON, J. W. & HASENMÜLLER, W. A.: Conodont Biostratigraphy of the Triassic. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **127**, 441–465, Colorado/USA.
- TOZER, E. T.: A standard for Triassic time. – *Geol. Surv. Canada Bull.*, **156**, 103 p., Ottawa 1967.
- VEGH, S.: Geologie der rhätischen Bildungen des südlichen Bakonygebirges in Ungarn. – *Geologica Hungarica*, **14**, 57–87, Budapest 1964.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. – 471 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.
- ZAPPE, H.: Eine rhätische Fauna aus dem Gebiete des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. – *Jb. oberösterr. Mus. Verein.*, **94**, 235–257, Linz 1949.
- ZAPPE, H.: Trias in Österreich. – *Schriften. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 245–250, Wien 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. Dezember 1988.

Echinoderm Remains from the Middle Permian (Wordian) from Sosio Valley (Western Sicily)

By HEINZ KOZUR & HELFRIED MOSTLER*)

With 1 Text-Figure and 2 Plates

Italy
Sicily
Sosio Valley
Paleontology
Echinoderms
Taxonomy

Contents

Zusammenfassung	677
Abstract	677
1. Introduction	677
2. Geological Setting	677
3. Paleontological Part	678
4. Stratigraphic Evaluation of the Fauna	682
Acknowledgments	682
References	685

Zusammenfassung

2 neue Familien, 5 neue Gattungen und 10 neue Arten von mikroskopisch kleinen Echinodermenresten, die zu den Ophiocistoidea, Ophiuroidea, Holothuroidea und Echinodermen inc. sedis gehören, werden aus dem Mittelperm von Rupe del Passo di Burgio (Sosio-Tal, West-Sizilien) beschrieben. Die Gattung *Microantyx*, die bisher zu den Holothuroidea gestellt wurde, wird den Ophiocistoidea SOLLAS zugerechnet.

Abstract

2 new families, 5 new genera and 10 new species of microscopic echinoderm remains belonging to the Ophiocistoidea, Ophiuroidea, Holothuroidea and echinoderm remains incertae sedis were described from the Middle Permian of Rupe del Passo di Burgio (Sosio Valley, Western Sicily). The genus *Microantyx*, so far placed into the Holothuroidea is assigned to the Ophiocistoidea SOLLAS.

1. Introduction

The Middle Permian of the Sosio Valley has been investigated for long time, but mainly macrofaunas (e. g. ammonoids, crinoids, sponges) were described. Except fusulinids, microfossils were only described by BENDER & STOPPEL (1965), who found for the first time conodonts in the Sosio Valley. The stratigraphically most important species from the Rupe del Passo di Burgio section, *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR) was still in-

cluded into *Gondolella rosenkrantzi* BENDER & STOPPEL by these authors. This species indicates (? Kubergandian) Wordian age, like also the ammonoid faunas.

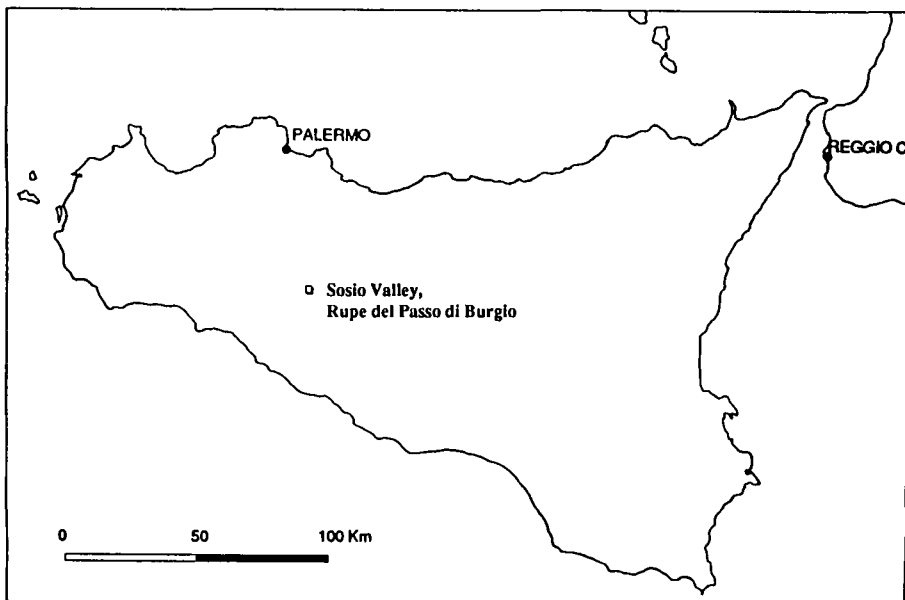
One of the authors (H. MOSTLER) sampled the Rupe del Passo di Burgio, Rocca di San Benedetto and Pietra di Salomone sections in 1984. The other author, H. KOZUR, sampled the same sections together with Dr. P. DI STEFANO, Palermo, in 1987. Ammonoid-bearing sediments of the Rupe del Passo di Burgio section with *Waagenoceras*, the index genus of the Wordian, yielded rich microfaunas with the conodonts *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR), *Merrillina galeata* (BENDER & STOPPEL), *Hindeodus* n. sp. A and *Hindeodus* n. sp. B that indicate likewise a Wordian age.

Both authors found also many echinoderm remains (crinoids, echinids, ophiuroids, Ophiocistoidea, holothurian sclerites and echinoderms, inc. sedis) partly described in the present paper. Most of these echinoderm remains derived from the ammonoid-bearing beds of Rupe del Passo di Burgio.

2. Geological Setting

The stratigraphy of the Permian of western Sicily was quite revised by CATALANO; DI STEFANO & KOZUR (1988 and in press). According to these authors a continuous deep-water sequence is known from the Kungurian (higher Lower Permian) up to the Late Permian. Beside of this deep-water sequence (e. g. Kungurian flysch, Kubergandian olistostrome unit, Wordian to Dzhulfian soft, predominantly reddish clays) also slope sediments are present, known from olistoliths in the olisto-

*) Authors' addresses: Dr. sc. HEINZ KOZUR, Rézű ut 83, H-1029 Budapest, Hungary; Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.



Text-Fig. 1.
Location of the sampling locality, Rupe del Passo di Burgio in the Sosio Valley, Western Sicily).

strome unit and from big blocks (tectonic klippen) of Middle Permian light-coloured limestones, which have yielded the famous Wordian faunas from the Sosio Valley described since the end of the last century.

Our investigated rocks were sampled in these blocks of Middle Permian slope sediments. The here described echinoderm remains derived all from light-coloured, ammonoid-bearing limestones of the locality Rupe del Passo di Burgio in the Sosio Valley (location see Fig. 1).

group has to be elevated from the Lower Carboniferous (until now known youngest Ophiocystioidea) up to the top of the Permian.

Until now, *Microantyx* was placed into the holothurian family Protocaudinidae DEFLANDRE-RIGAUD, 1962. But these holothurian sclerites are basically different by the absence of any hub.

3. Paleontological Part

Class Ophiocystioidea SOLLAS, 1899 Family Rotasaccidae HAUDE & LANGENSTRASSEN, 1976

Genus *Microantyx* KORNICKER & IMBRIE, 1958 emend. MOSTLER, 1983

Type species: *Microantyx permiana* KORNICKER & IMBRIE, 1958.

Remarks: The wheels of *Microantyx* are very similar to the wheels of *Rotasaccus dentifer* HAUDE & LANGENSTRASSEN (Ophiocystioidea SOLLAS). Only the symmetry of the arches on the lower surfaces of the wheels is different (4 in *Microantyx* and 3 in *Rotasaccus*). We place here also the genus *Microantyx* into the Ophiocystioidea SOLLAS. This is also supported by the fact that KORNICKER & IMBRIE (1958) published together with *Microantyx permiana*, the type species of *Microantyx*, wrinkle teeth (goniodonts), further very characteristic skeleton elements of the Ophiocystioidea. We have found in our material wheels (*Microantyx* spp.), goniodonts and sieve plates, the most important skeleton elements of Ophiocystioidea. Some elements could be rotulae. By our assignment of *Microantyx* into the Ophiocystioidea the known upper range of this fossil

Microantyx sosioensis n. sp.

(Pl. 1, Figs. 1,2)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Sosio Valley.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 1; rep.-no. KoMo 1988 I/1/IV-55a, Istituto Geologico, Palermo University.

Locus typicus: Rupe del Passo di Burgio, Sosio Valley, Sicily

Stratum typicum: Sample 12D, light coloured, Wordian ammonoid-bearing limestone with *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR).

Material: 14 specimens.

Diagnosis: Wheel with moderately undulated rim and large, especially in the central part very high hub. 8 spokes short, tapering towards the rim. Lower side with relatively small, but deep excavation. Arches narrow, with distinct median bar and 4 rays on its ends. The pores between the archs and the margin of hub are smaller than the pores between the spokes and the rim. One pair of opposite central pores is usually somewhat larger than the other one.

Occurrence: Middle Permian of Sosio Valley. Remarks: *Microantyx botoni* GUTSCHICK, 1959, from the Lower Mississippian has cross-shaped, very broad arches and small central pores of equal size. Moreover, the rim is quite round or only indistinctly undulated.

Microantyx tarazi MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1976, from the highest Dorashamian (higher part of Lower Changxingian) has a strongly undulated outer rim. It has obviously evolved from *M. sosioensis* n. sp.

***Microantyx pseudobotoni* n. sp.**

(Pl. 1, Figs. 3,4)

Derivatio nominis: According to the similarity with *M. botoni* GUTSCHICK, 1959.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 3; rep.-no. KoMo 1988/I/2/III-94 a.

Locus typicus: As for *M. sosioensis*.

Stratum typicum: Sample S 9, light-coloured, ammonoid-bearing limestone with *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR), Wordian.

Material: 23 specimens.

Diagnosis: Wheels with round or only indistinctly undulated rim. Hub higher than rim, large. 8 short spokes, tapering toward the rim. Lower surface deeply excavated. 4 arches thin, with median bar. Central pores generally large, but sometimes smaller than the outer pores. One pair of opposite central pores may be a little smaller than the other one.

Occurrence: Higher Mississippian to Late Permian.

Remarks: The holotype and the paratype of *Microantyx botoni* GUTSCHICK, 1959, have arches in form of a broad cross and the central moderately undulated rim. It is a transitional form between the conservative *M. pseudobotoni* n. sp. and *M. tarazi* MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1976, from the Late Permian.

Genus *Pararotasaccus* n. gen.

Type species: *Pararotasaccus permicus* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Wheel circular to subcircular. Hub in the central portion rather strongly elevated. Lower surface in the central part deeply excavated, with 3 at least terminally dibranched arches.

Occurrence: Mississippian to Middle Permian.

Assigned species: *Pararotasaccus permicus* n. gen. n. sp.

Microantyx mudgei GUTSCHICK; CANIS & BRILL, 1967.

Remarks: *Microantyx* KORNICKER & IMBRIE, 1958, has constantly 4 arches, mostly starting from the ends of a short median bar. The wheels of the Devonian *Rotasaccus* HAUDE & LANGENSTRASSEN, 1976, have also an arch with 3 branches, but their ends are not dibranched. In the primitive Mississippian *Pararotasaccus mudgei* (GUTSCHICK; CANIS & BRILL, 1967) the 3 branches of the arch are only terminally branched and mostly one branch is still unbranched. This shows clearly the affinity to *Rotasaccus* HAUDE & LANGENSTRASSEN, 1976. In the highly evolved Middle Permian *Pararotasaccus permicus* n. gen. n. sp. the primary rays branch already shortly after the centrum and near to the end of some of the branched rays begins already a secondary branching. Wrinkle teeth, sieve plates and partly also rotulae were found together with wheels of *Pararotasaccus* n. gen., but in these samples also *Microantyx* occurs, so that in these cases it cannot be decided, whether these elements belong to *Microantyx* (accompanied also with these elements, if it occurs without *Pararotasaccus*) or to *Pararotasaccus* n. gen.

***Pararotasaccus permicus* n. gen. n. sp.**

(Pl. 1, Fig. 5)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Permian.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 5; rep.-no. KoMo 1988 I-3/IV-55

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx sosioensis* n. sp.

Material: 5 specimens.

Diagnosis: Wheels circular to subcircular with constantly 6 spokes tapering toward the wheels. Hub centrally higher than rim. Lower surface of hub in a relatively small inner part deeply excavated. Arches basically triradiate. These 3 primary branches are bibranched shortly after the centre. Near to the margin some of the secondary branches are secondarily branched.

Occurrence: Middle Permian (Wordian) of Sosio Valley.

Remarks: In *Pararotasaccus mudgei* (GUTSCHICK; CANIS & BRILL, 1967) the branching of the 3 primary branches of the arch is near to the margin. Mostly one, sometimes even two primary branches are unbranched. No branching of the secondary branches can be observed. Moreover, in this species an incomplete secondary outer pore ring is developed.

Class Ophiuroidea GRAY, 1840

Family Calclyridae FRIZZELL & EXLINE, 1955

Genus *Calclyra* FRIZZELL & EXLINE, 1955

Type species: *Prosynapta eiseliiana* SPANDEL, 1898.

Remarks: MOSTLER (1971) could demonstrate that *Calclyra* is not a holothurian sclerite, but belongs to the spines of the central parts of ophiuroids (Lochstachel = cavate spine).

***Calclyra gracilis* n. sp.**

(Pl. 1, Fig. 6)

Derivatio nominis: According to the slender form.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 6; rep.-no. KoMo 1988 I-6/IV-64, Institute of Geology and Paleontology, Innsbruck.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx sosioensis* n. sp.

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Shaft circular, of different length. Basal socket distinct, with excentric opening. Distal part of shaft widened, but flattened. Head with 3 rays that run over most of the distance subparallel. All 3 rays strongly upward-bended from the plane of the shaft in the lower third of the head and then with almost 90° downward-bended so that the whole spine is angular in lateral view. The middle ray reaches about to the middle part of the head, where it is connected as a keel with the thin, but broad, distally widened median part of the head. In continuation of the keel a narrow furrow can be often observed. Distally two

very narrow parallel pores are present in the median part of the head. The upper end of the head is broadly rounded or blunt. The two cavae are long and broadest in their lower part.

A second type of cavate spines of the same species has only a very short shaft and a short, broad head of oval to nearly subcircular outline, broadest in the lower third or middle part and in its upper part broadly rounded to blunt.

Occurrence: Middle Permian of Sosio Valley. Remarks: *Calclyra eiseliiana* (SPANDEL) from the Dzulfian (Late Permian) is only known from the morphotypes with short shaft and head. The upper part of the head is slightly concave. *Calclyra carbonica* n. sp. has a pointed upper end of the head, no perforation in the median upper part of the head and the head has no parallel to subparallel, but clearly convex outer rays.

***Calclyra carbonica* n. sp.**

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Carboniferous.

Holotype: The specimen, figured by MOSTLER (1971), Fig. 4.

Locus typicus: Dasht-i Nawar Valley section (eastern central Afghanistan).

Stratum typicum: Biogenic limestone of Mississippian (Lower Carboniferous, Viséan).

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Long slender morphotype with shaft of different length with well developed basal socket that has an excentric opening. Head suboval, broadest a little below its midlength and pointed in its upper part. Median ray tapers towards the midlength and becomes then considerably broader towards the upper end of the head. In lateral view the cavate spine is angular, highest in the broadest part of the head, but the elevation is not very steep. Cavae broadest in the middle part. The short morphotype has a broad, very short shaft with broad basal socket, likewise with excentric opening. The head is short, broad, nearly round to broadly subtriangular. Upper margin of head pointed and also slightly angular against the side branches.

Occurrence: Lower Carboniferous (Mississippian).

Remarks: This species was placed into *Calclyra eiseliiana* (SPANDEL) by MOSTLER (1971). But the outline of the head in this species is quite different (concave upper margin).

Calclyra gracilis n. sp. has a broadly rounded or blunt upper margin of the head and the slender morphotype has subparallel outer rays of the head.

Class Holothuroidea ZITTEL, 1883 **Family Calclamnidae** **FRIZZELL & EXLINE, 1955**

Genus *Eocaudina* MARTIN, 1952

Type species: *Eocaudina septaforaminalis* MARTIN, 1952.

***Eocaudina septaforaminalis* MARTIN, 1952** **emend. GUTSCHICK & CANIS, 1971**

(Pl. 1, Fig. 7)

Range: Devonian to Triassic.

Family Priscopeditidae **FRIZZELL & EXLINE, 1955** **Genus *Staurocumites*** **DEFLANDRE-RIGAUD, 1952**

Type species: *Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD, 1952.

***Staurocumites tetraporatus* n. sp.**

(Pl. 1, Fig. 8)

Derivatio nominis: According to the 4 large pores.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 8; rep.-no. KoMo 1988 I-4/IV-57.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx sosioensis* n. sp.

Material: 3 specimens.

Diagnosis: Basal plate with 4 big oval pores of about equal size arranged in form of a cross. Central spine very robust, long, a little arched, terminally branched.

Occurrence: Middle Permian (Wordian) of Sosio Valley.

Remarks: *Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD, 1952 from the Jurassic has often a quite similar basal plate, but the central spine is terminally not branched and its base is composed of 2-4 small spines.

Similar forms occur in the Triassic (*Priscopeditus* sp. 1 SPECKMANN, 1968), but they have a more delicate central spine.

Family Theeliidae FRIZZELL & EXLINE, 1955 **Genus *Theelia* SCHLUMBERGER, 1890**

Type species: *Chirodota undulata* SCHLUMBERGER, 1890.

***Theelia mesopermiana* n. sp.**

(Pl. 1, Fig. 9)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Permian.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 9; rep.-no. KoMo 1988 I-5/IV-71.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx pseudobotoni* n. sp.

Material: 3 specimens.

Diagnosis: Wheel subcircular to slightly undulated, inner margin not denticulated. Hub small, high. 8 spokes of equal width on their whole length. Lower surface deeply excavated.

Occurrence: Middle Permian of Sosio.

Remarks: *Theelia consonus* (CARINI, 1962) has a plane lower surface and a cylindrical hub.

Echinodermata, incertae sedis Family Pediculacaudinidae n. fam.

Diagnosis: Sieve plate with terminal shaft of different length that is somewhat oblique to the plane of the sieve plate.

Occurrence: Lower Mississippian to Middle Permian.

Assigned genera: *Pediculacaudina* n. gen.
Spicatocaudina n. gen.

Remarks: Representatives of this family were until now placed into the Holothuroidea, but this assignment is unsure. Therefore we prefer to place these forms into Echinodermata, inc. sedis.

Genus *Pediculacaudina* n. gen.

Type species: *Pediculacaudina siciliensis* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Oval, marginally slightly upturned sieve plates with slightly thickened margin. Shaft very long, solid, only slightly upturned from the plane of the sieve plate, always marginally situated.

Occurrence: Middle Permian of Sosio Valley, Sicily.

Remarks: *Spicatocaudina* n. gen. has a considerably shorter, spine-like shaft, situated marginally or submarginally. The sieve plate is subcircular with regular, in their size only a little varying pores.

***Pediculacaudina siciliensis* n. gen. n. sp.**

(Pl. 1, Fig. 10)

Derivatio nominis: According to the occurrence in Sicily.

Holotype: The specimen figured on pl. 1, fig. 10; rep.-no. KoMo 1988 I-9/IV-72, Istituto Geologico, Palermo University.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx sosioensis* n. sp.

Material: 3 specimens.

Diagnosis: Sieve plate oval, with distinct elevated narrow marginal rim. Pore size irregular. Near the rim, there is an imperfect ring of small pores. The other pores are larger, subcircular, oval or rounded polygonal, varying in their sizes from large to moderately large. Lattice frame irregularly polygonal. Shaft very long, solid, a little arched, somewhat oblique to the plane of the sieve plate. Occurrence: Middle Permian of Sosio Valley.

Remarks: No similar species are known.

***Spicatocaudina* n. gen.**

Derivatio nominis: According to the marginal/submarginal spine.

Type species: *Turoholia spicata* GUTSCHICK, 1959.

Diagnosis: Sieve plate round, with smooth or slightly undulated outer margin. Pores in size and form regular. Marginally or submarginally a short to moderately long spine is present, obliquely arranged to the plane of the sieve plate.

Occurrence: Lower Carboniferous (Mississippian).

Assigned species: *Turoholia spicata* GUTSCHICK, 1959.
Spicatocaudina n. sp. = *Eocaudina spicata* (GUTSCHICK) sensu GUTSCHICK, CANIS & BRILL, 1967.

Remarks: *Eocaudina* MARTIN, 1952, and *Turoholia* GUTSCHICK, 1954, are distinguished by the absence of the spine.

In *Pediculacaudina* n. gen. a long shaft is present instead of a spine and the sieve plate is oval with irregular pores and thickened margin.

Family Semperitidae MOSTLER, 1970

Remarks: Taxa, assigned to this family, were until now regarded as holothurians. We cannot exclude such a possibility, but no similar holothurian sclerites are known among recent forms. Therefore, we cannot exclude that these sclerites belong to other echinoderms. For this reason we regard the Semperitidae MOSTLER as echinoderm remains, inc. sedis.

Genus *Bicornuticaudina* n. gen.

Derivatio nominis: According to the two horns.

Type species: *Bicornuticaudina burgioensis* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Strongly arched elongated sieve plate. In the middle part, just at the beginning of the upward-bending, there are 2 solid horns.

Occurrence: Middle Permian of Sosio Valley.

Remarks: In *Biacumina* MOSTLER, 1970, from the Triassic, the sieve plate ends in 2 big, often imperforate arms. In the central part a more or less large prolongation of the sieve plate is present that bears only irregular appendices.

***Bicornuticaudina burgioensis* n. gen. n. sp.**

(Pl. 2, Fig. 3)

Derivatio nominis: According to the occurrence in Rupe del Passo di Burgio, western Sicily.

Holotype: The specimen on pl. 2, fig. 3; rep.-no. KoMo 1988 I-8/IV-54.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx sosioensis* n. sp.

Material: 12 specimens.

Diagnosis: Strongly arched elongated sieve plate with round to oval pores of irregular size. The unit is both strongly arched with concave lower, upper side and also strongly curved in the perpendicular plane with strongly upturned outer parts. At the upper side, just at the beginning of the bending, 2 solid roundish horns are present.

Occurrence and remarks: As for the genus.

Family Tubocaudinidae n. fam.

Diagnosis, occurrence and remarks: As for the genus *Tubocaudina* n. gen. (see below).

Genus Tubocaudina n. gen.

Type species: *Tubocaudina longitubus* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: According to the similarity with *Eocaudina* MARTIN and the presence of a tubus.

Diagnosis: Sieve plate with irregular slightly lobate outline and pores of irregular size and shape. On one end a round tubus of different height is present.

Occurrence: Middle Permian of western Sicily.

Assigned species: *Tubocaudina longitubus* n. gen. n. sp.
Tubocaudina n. sp.

Remarks: *Tubocaudina* n. gen. resembles *Eocaudina* MARTIN, 1952, but the outline is more irregularly lobate and no tubus is present above one marginal pore.

Tubocaudina longitubus n. gen. n. sp.

(Pl. 2, Fig. 1)

Derivatio nominis: According to the long tubus.

Holotype: The specimen on Pl. 2, Fig. 1, rep.-no. KoMo 1988 I-7/IV-73, Istituto Geologico, Palermo University.

Locus typicus and stratum typicum: As for *Microantyx pseudobotoni* n. sp.

Material: 3 specimens.

Diagnosis: Sieve plate of irregular, slightly lobate outline. Pores irregular in size and shape. Above a large marginal pore a high tubus is developed.

Occurrence: Middle Permian (Wordian) of western Sicily.

Remarks: *Tubocaudina* n. sp. has only a low tubus.

4. Stratigraphic Evaluation of the Fauna

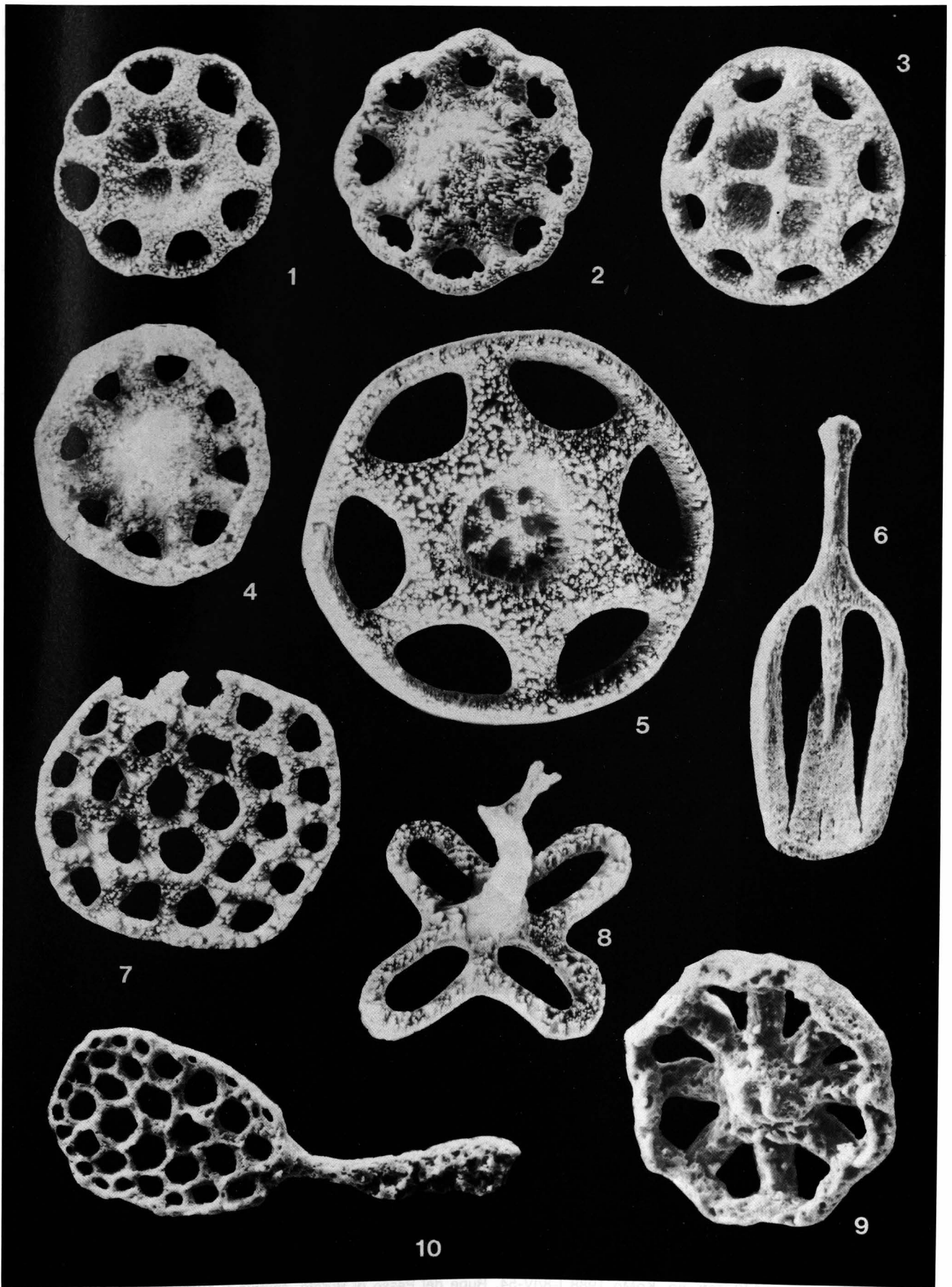
The Ophiocistoidea, the holothurian sclerites and the other echinoderm elements have in the Late Paleozoic some importance for stratigraphic subdivisions. The Late Permian association, described by MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1976, is quite different from our Middle Permian associations by the dominance of rather highly evolved *Theelia* of Triassic type. Our Middle Permian fauna, in turn, contains quite different and not so diversified *Theelia*. On the other hand, Ophiocistoidea are more frequent in the Middle Permian and partly represented by forerunners of Late Permian species (*Microantyx sosioensis* – *M. tarzi*). Quite surprisingly, our Middle Permian fauna has more similarity to Carboniferous, even Lower Carboniferous faunas, than to higher Late Permian faunas that are more related to Middle Triassic faunas (Lower Triassic holothurian sclerites are not yet known).

Acknowledgements

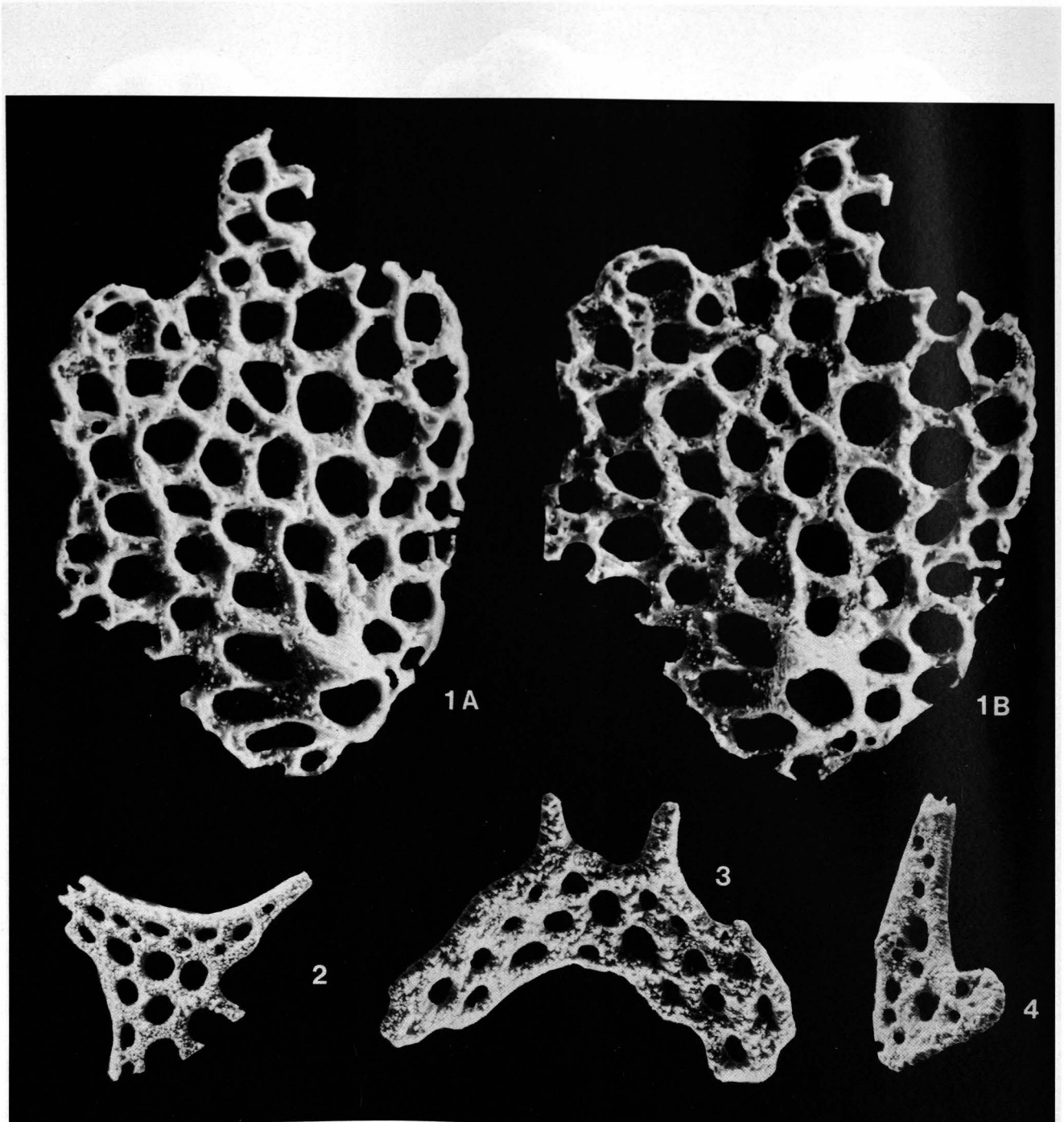
The authors thank very much Prof. Dr. R. CATALANO, Palermo, and Dr. P. DI STEFANO, Palermo, for scientific and financial support of our paper and for the possibility to take SEM micrographs. The study was supported by the Jubiläumsfonds of the Austrian National Bank (grant no. 2982).

Plate 1

- Figs. 1,2: ***Microantyx sosioensis* n. sp.**
x 170, Rupe del Passo di Burgio (Sosio Valley, Western Sicily), sample S 12D, light-coloured, ammonoid-bearing limestone with *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR).
Fig. 1: Holotype, lower view, rep.-no. KoMo 1988 I-1/IV-55a.
Fig. 2: Upper view, rep.-no. KoMo 1988/IV-58.
- Figs. 3,4: ***Microantyx pseudobotoni* n. sp.**
x 170, Rupe del Passo di Burgio (Sosio Valley), sample S 9, Wordian, light-coloured, ammonoid-bearing limestone with *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR).
Fig. 3: Holotype, lower view, rep.-no. KoMo 1988 I-2/III-94a.
Fig. 4: upper view, rep.-no. KoMo 1988/IV-42.
- Fig. 5: ***Pararotasaccus permicus* n. gen. n. sp.**
Holotype, lower view, x 320, rep.-no. KoMo 1988 I-3/IV-55, locality and sample data as for Figs. 1,2.
- Fig. 6: ***Calclyra gracilis* n. sp.**
Holotype, ophiuroid spine, x 170, rep.-no. KoMo 1988 I-6/IV-64, locality and sample data as for Figs. 1,2.
- Fig. 7: ***Eocaudina septaloraminalis* MARTIN, 1952 emend. GUTSCHICK & CANIS, 1971.**
x 320, rep.-no. KoMo 1988/IV-60, locality and sample data as for Figs. 1,2.
- Fig. 8: ***Staurocumites tetraporatus* n. sp.**
Holotype, somewhat oblique upper view, x 320, rep.-no. KoMo 1988 I-4/IV-57, locality and sample data as for Figs. 1,2.
- Fig. 9: ***Theelia mesopermiana* n. sp.**
Holotype, upper view, x 320, rep.-no. KoMo 1988 I-5/IV-71, locality and sample data as for Figs. 3,4.
- Fig. 10: ***Pediculicaudina siciliensis* n. gen. n. sp.**
Holotype, x 320, rep.-no. KoMo 1988 I-9/IV-72, locality and sample data as for Figs. 1,2.



Small, faint text at the bottom of the image, likely a reference or credit line.



- Fig. 1: *Tubocaudina longituba* n. gen. n. sp.
 Holotype, x 320, rep.-no. KoMo 1988 I-7/IV-73, Rupe del Passo di Burgio, sample S 9, Wordian light-coloured ammonoid-bearing limestone with *Mesogondolella siciliensis* (KOZUR).
 a) Slightly tilted upper view, tubus well visible in the lower part of the picture.
 b) Untilted upper view.
- Figs. 2,4: Indet echinoderm remains (holothurian sclerites?), x 170, locality and sample data as for Fig. 3.
- Fig. 3: *Bicornutocaudina burgioensis* n. gen. n. sp.
 Holotype, x 170, rep.-no. KoMo 1988 I-8/IV-54, Rupe del Passo di Burgio, sample S 12D, Wordian, light-coloured ammonoid-bearing limestone.

References

- BENDER, H. & STOPPEL, D. (1965): Perm-Conodonten. – Geol. Jb., **82**, 331–364, Hannover.
- CARINI, G. F. (1962): A new genus of holothurian sclerite from the Wewoka Shale of Oklahoma. – Micropaleontology, **8**, 391–395, New York.
- CATALANO, R., DI STEFANO, P. & KOZUR, H. (1988): New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley). – Atti 74° Congr. Naz., Sorrento, 13–17 Sett. 1988, **A**, 126–135, Sorrento.
- FRIZZELL, D. L. & EXLINE, H. (1955): Monograph of fossil holothurian sclerites. – Bull. School Min. Metall., Techn. Ser., **89**, 1–204, Rolla, Missouri.
- GUTSCHICK, R. C. (1959): Lower Mississippian holothurian sclerites from the Rockford Limestone of Northern Indiana. – J. Paleont., **33**(1), 130–137, Tulsa.
- GUTSCHICK, R. C. & CANIS, W. F. (1971): The holothurian sclerite genera *Cuccumarites*, *Eocaudina*, and *Turoholia* – Re-study of *Eocaudina* and *Protocaudina* from the Devonian of Iowa. – J. Paleont., **45**(2), 327–337, Tulsa.
- GUTSCHICK, R. C., CANIS, W. F. & BRILL, K. G. (1967): Kinderhookian (Mississippian) holothurian sclerites from Montana and Missouri. – J. Paleont., **41**, 1461–1480, Tulsa.
- HAUDE, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1976): *Rolasaccus dentifer* n. gen. n. sp., ein devonischer Ophiocistioide (Echinodermata) mit „holothuroiden“ Wandskleriten und „echinoidem“ Kauapparat. – Paläont. Z., **50**(3/4), 130–150, Stuttgart.
- KORNICKER, L. & IMBRIE, J. (1958): Holothurian sclerites from Florena shale (Permian) of Kansas. – Micropaleontology, **4**(1), 93–96, New York.
- MOSTLER, H. (1970): Über einige Holothurien-Sklerite aus der Süd- und Nordalpinen Trias. – Festband 300-Jahr-Feier Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 339–360, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971 a): Ophiurenskelettelemente (äußere Skelettanhänge) aus der alpinen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**(9), 1–35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1971 b): Mikrofaunen aus dem Unter-Karbon vom Hindukusch. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**(12), 1–19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A. (1976): Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **5**(7), 1–35, Innsbruck.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. September 1989.

Mikrosklere hexactinellider Schwämme aus dem Lias der Nördlichen Kalkalpen

Von HELFRIED MOSTLER*)

Mit 6 Abbildungen und 4 Tafeln

Paläontologie Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 85, 94

Österreich
Nördliche Kalkalpen
Schwämme
Mikrosklere

Inhalt

Zusammenfassung	687
Abstract	687
1. Einleitung	687
2. Bemerkungen zur Terminologie von Mikrosklere	688
3. Beschreibungen der einzelnen Mikrosklere aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk	690
4. Vergleich der beschriebenen Mikrosklere mit fossilen und rezenten hexactinellider Schwämme sowie deren systematische Einstufung	692
Literatur	700

Zusammenfassung

Aus unterliassischen Beckensedimenten (Kirchsteinkalk; Liaskieselkalk) wurden erstmals hochentwickelte (moderne) Mikrosklere von hexactinelliden Schwämmen, wie diverse Hexaster, Discohexaster und Sphaerodiscohexaster (neue Mikrosklereform), als auch Amphidiske und Hemidiske nachgewiesen, deren Großteil Hexactinelliden angehört, die bisher erst ab dem Eozän bekannt wurden. Es handelt sich z.B. um Vertreter der Familie Lanuginellidae und Sympaginellidae. Mehrere Mikrosklere sind bisher weder fossil noch rezent bekannt, sodaß angenommen werden darf, daß es sich z.T. um noch im Mesozoikum ausgestorbene Gruppen von Hexactinelliden handelt.

Die vielen mit Hexastern ausgestatteten Kieselschwämme, die den Lyssakinosa zugeordnet werden, die eine moderne Gruppe der Hexactinelliden darstellen, sind nach diesen Untersuchungsergebnissen bereits im tiefsten Jura (oberes Hettangien bis Sinemurien) voll entwickelt, sodaß die bisherigen Vorstellungen, daß diese sich erst im höchsten Jura zu entwickeln begannen, revidiert werden müssen.

Insgesamt wurden von den unterliassischen Mikrosklere der Hexactinellida 13 Typen nachgewiesen, wovon 7 neu sind (d.h. fossil bisher noch nicht nachgewiesen); eine dieser Formen ist von rezenten Schwämmen bekannt. Von den fossil bisher erst ab dem Eozän nachgewiesenen Familien Lanuginellidae und Sympaginellidae sei noch erwähnt, daß es von diesen auch rezente Vertreter gibt, sodaß man ab dem unteren Jura ohne Einschränkung an rezente Vertreter der Lyssakinosa anschließen kann.

Abstract

For the first time highly developed (modern) microscleres of hexactinellid sponges, such as different types of hexaster, discohexaster and sphaerodiscohexaster (a new spicule) as

well as amphidiscs and hemidiscs could be identified. Most of them belong to hexactinellids until now only known from the Eocene. These microscleres belong to genera of the Lanuginellidae and Sympaginellidae.

Due to these investigations the numerous siliceous sponges (many of which with hexasters) assigned to the Lyssakinosa (a modern group of the Hexactinellida) were already completely developed in the lowest Jurassic (upper Hettangian to Sinemurian). This fact leads to revision of the previous opinion that they started developing in the highest Jurassic.

13 hexactinellid microsclere types from the lower Liassic could be proved, 7 of which are new and one known from recent sponges. Representatives of the Lanuginellidae and Sympaginellidae are only known since the Eocene; they also have recent forms. The investigations presented in this paper show that they were already present in the lower Jurassic.

1. Einleitung

In jüngster Zeit wurden vom Innsbrucker Institut für Geologie und Paläontologie Untersuchungen an jurassischen Beckensedimenten durchgeführt (SPIELER & BRANDNER, 1989; MOSTLER et al., 1989). Die Faziesstudien wurden von begleitenden mikropaläontologischen Analysen unterstützt. Schwerpunktartig wurden hiezu vor allem Radiolarien, die Skelettelemente von Kieselschwämmen und solche von Holothurien studiert, mit dem Ziel, nicht nur einen Beitrag zur Stratigraphie zu leisten, sondern vor allem auch auf dem Weg über die gesamte Fauna zu palökologischen Aussagen, insbesondere über die Wassertiefe, zu gelangen.

Systematisch wurden zunächst der tiefere Beckenrand des Lias (Vertreter hierfür sind die Scheibelbergkalke) und die Beckensedimente, wie Kirchsteinkalk

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

bzw. Liaskieselkalke, und die Fleckenkalke innerhalb der Fleckenmergel, vor allem auf die Zusammensetzung der Kieselschwammfaunen untersucht. Dabei haben sich der Kirchsteinkalk und analoge Kieselkalke des Lias als besonders kieselspiculaeführend herausgestellt, was aus Dünnschliffuntersuchungen schon lange bekannt war. Deshalb auch die Bezeichnungen Liasspongienkalk, Spongienlias, Liasspaongit etc. Vom Schafberg bei Salzburg hat schon DUNIKOWSKI, 1982, Spongiennadeln bekanntgemacht, vor allem *Caltrope*, diverse *Dichotriaene*, sowie eine Reihe von hexactinen Skleren (insgesamt 46 Typen von isolierten Nadeln), mit Hilfe von Säuren herausgeätzt und beschrieben. Mit Ausnahme der Untersuchungen von WIEDENMAYER (in HARTMAN et al., 1980), der (1980: 139) aus den grauen kieseligen Kalken der Glaserbachschlucht anhand von Schliffen einige Skleren erfaßte, hat dieser auch noch die lombardischen Kieselkalke im Generosobekken studiert. In der spiculitischen Fazies hat er eine monotone Vergesellschaftung, bestehend aus fusiformen *Oxea*, die über langschaftige *Triaene* dominiert, festgestellt. In der dolomitischen Fazies des gleichen Beckens hat er vor allem *Styloide* und *Style* gefunden. Am Top der Formation konnte er fusiforme *Oxea* und kurze *Tylostyle*, wenige *Tetractine*, aber auch *Hexactine* und *Anatriaene* nachweisen. Damit sind aber auch schon alle Untersuchungen, die Skleren von Kieselschwämmen des Lias betreffend, aufgezählt. Insgesamt sind es nur zwei Publikationen, wobei die von WIEDENMAYER genannten Untersuchungen reine Auflistungen ohne zeichnerische und fotografische Dokumentation darstellen. Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen schien es wenig attraktiv, die liassischen Beckensedimente zu untersuchen, was vielleicht auch der Grund war, warum in dieser Richtung keine weiteren Aktivitäten gesetzt wurden. Über eine systematische Profilaufnahme des Kirchsteinkalkes an der Typlokalität und den zeitgleichen Äquivalenten, nämlich den Liaskieselkalcken der Glaserbachschlucht, gelang es, eine sehr reiche Kieselspiculaefauna herauszulösen. In einzelnen Proben wurden über 130 verschiedene Sklerentypen nachgewiesen.

In dieser Studie sollen nun Mikroskleren von hexactinelliden Poriferen vorgestellt werden, von denen man bisher annahm, daß sie frühestens in der Oberkreide, manche unter ihnen aber erst ab dem Tertiär, auftreten würden. Damit verändert sich das Bild über die Vorstellung des späten Einsetzens der modernen hexacti-

nelliden Schwämme völlig. Dies betrifft aber nicht nur die Hexactinellida, sondern auch bei den Demospongien (siehe MOSTLER, 1989 b) konnten ebenfalls Mikroskleren nachgewiesen werden, die bisher aus tertiären, z.T. nur von rezenten Schwämmen bekannt waren.

2. Bemerkungen zur Terminologie von Mikroskleren

Mikroskleren sind sogenannte „Fleischnadeln“, die überall am Körper eines Kieselschwammes verteilt sein können und auch an der Oberfläche des Schwammes, dort nur mehr von einer dünnen „Haut“ umgeben, auftreten.

Sie sind in der Regel klein, variieren jedoch, was die Größe betrifft, stark und können durchaus die Größe von Megaskleren erreichen. Es werden hier bewußt keine Abmessungen angegeben, weil dies oft zu Fehlentscheidungen geführt hat. Bei rezenten Kieselschwämmen hat man in die Definition der Mikroskleren mit einfließen lassen, daß diese mindestens um eine Potenz kleiner sind als die Megaskleren.

Sie sind sehr vielgestaltig und für die Systematik der Kieselschwämme sehr wichtig; sie unterscheiden sich in den meisten Fällen, was ihre Gestalt betrifft, sehr wesentlich von den Megaskleren.

Aus dem liassischen Kirchsteinkalk (oberes Hettangien bis unteres Sinemurien) wurden folgende hexactinellide Mikroskleren mit Hilfe von Essigsäure isoliert: diverse *Hexaster*, *Hemihexaster*, *Discohexaster* und von *Discohexastern* abgeleitete Formen, für die der Terminus *Discosphaerhexaster* gewählt wurde.

Die *Hexaster* sind Mikroskleren, die ausschließlich innerhalb der Unterklasse der sogenannten *Hexasterophora* nach der Systematik rezenter Poriferen auftreten. *Hexaster* (Abb. 1) wurde von RAUFF, 1893, folgendermaßen definiert:

„Das *Hexaster* (*Orthohexaster*) entsteht aus dem *Hexactin* durch Teilung der *Kladiske* in mehrere oder zahlreiche Äste; je nach Beschaffenheit der *Strahlenenden* sind wieder zu unterscheiden: *Oxyhexaster*, *Tylhexaster*, *Graphihexaster*, *Discohexaster*, *Floricom* und *Plumicom*.“

RAUFF, 1893, hält noch besonders fest:

„Niemals setzt bei *Hexastern* der *Achsenkanal* in die *Endäste* oder in einen dieser fort.“

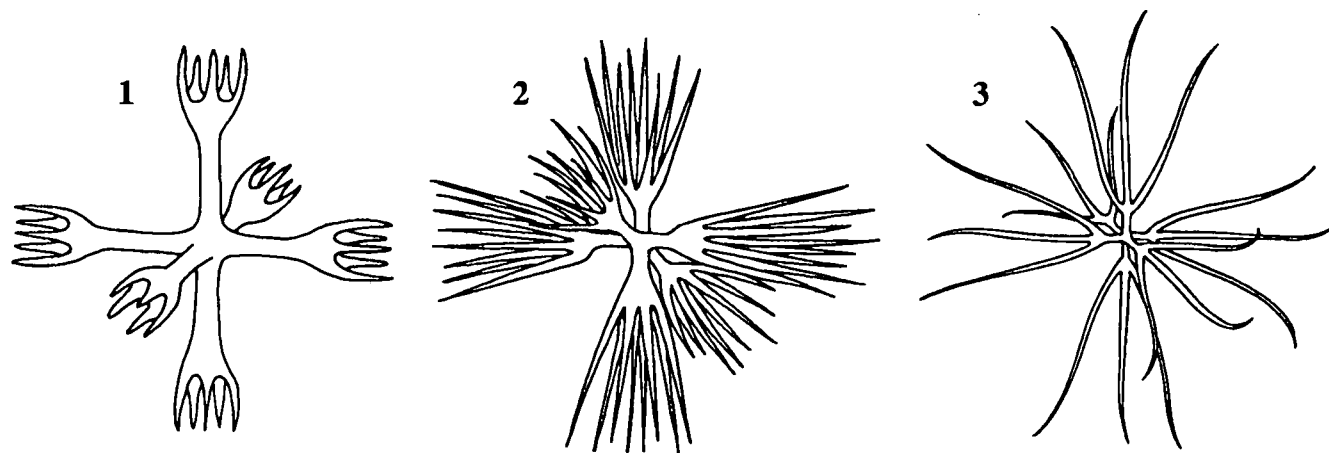


Abb. 1.
Drei verschiedene *Hexaster*typen (Fig. 1-3).

Diese Meinung kann jedoch nicht geteilt werden (siehe auch die Hexaster auf den Tafeln 1 und 2), weil auch die Endäste oder Sekundärstrahlen Kanäle aufweisen, und deswegen darf diese Einschränkung nicht in die Definition des Hexasters mit eingebracht werden.

Unter dem Hexaster versteht man demnach ein Hexactin, dessen Strahlen (Primärstrahl, Kladisk) in zwei oder mehrere Äste (Sekundärstrahl, Endstrahl) aufspalten. Findet die Aufspaltung nicht an allen Strahlen statt, so spricht man nach REID, 1957, von Hemihexaster oder nach ZIEGLER, 1978, von Hemiaster.

Discohexaster sind durch Endstrahlen charakterisiert, die S-förmig gebogen sind und am distalen Ende ein Gebilde aufweisen, das einem Regenschirm gleicht. Ein isolierter herausgegriffener Strahl ist analog gebaut wie ein Clavul (Abb. 2). Skleren vom Typus Discohexaster waren bisher erst ab der Oberkreide bekannt.

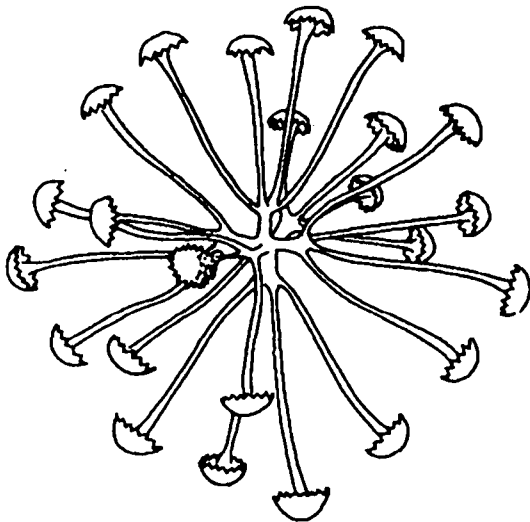


Abb. 2.
Discohexaster.

Zu den bisherigen Hexastertypen wird ein neuer Typus hinzugefügt, und zwar das sogenannte Discosphaerhexaster, weil es sich um Formen handelt, die völlig kugelig ausgebildet sind und die Sekundärstrahlen knapp über dem Verschmelzungspunkt der drei Achsen hervorgehen, und es deren so viele sind (mei-

stens sind es 20 und mehr pro Ast), daß sie eine richtige Kugel bilden – deswegen Sphaerhexaster bzw. Discosphaerhexaster. Zu den Discosphaerhexastern wird im Kapitel 3 („Beschreibung der Mikrosklern“) Stellung bezogen.

Die zweite Gruppe von Mikrosklern ist zu den Amphidiscophora zu rechnen. Nachgewiesen wurden diverse Amphidiske und Hemidiske.

Das Amphidisk wurde von RAUFF, 1893, folgendermaßen definiert:

„Amphidisk ist eine charakteristische Nadelform bei den Hyalone-matiden. An jedem Ende eines mittleren Rhabds bildet sich eine schirmförmige, ganzrandig oder gewöhnlich mit schaufel- oder hakenförmigen Zacken versehene ebene oder gewölbte Querscheibe aus.“

RAUFF sieht im Amphidisk ein vom Hexactin abgeleitetes Spiculum, zumal es (nicht immer) mit Rudimenten der vier verkümmerten Arme eines Hexactins ausgestattet ist. REID, 1957, zeigt, daß es entsprechende Hexactine in oberkreidischen Sedimenten, die sogenannten Hexadiske, auch wirklich gibt. Bei den meisten Amphidisk ist das Rhabd glatt, nur vereinzelt ist es bedornt. Die beiden regenschirmartigen Enden des Rhabds müssen nicht unbedingt gleich groß sein, sondern ein Ende kann kleiner ausgebildet sein. ZIEGLER, 1978, zählt jene Formen, die zwei ungleich große Schirme aufweisen, bereits zu den Hemidisk.

Es existiert noch ein Synonym zum Amphidisk, nämlich das Birotulat. Dies ist insofern problematisch, als darin durchaus Verschiedenes gesehen wird; z.B. versteht REID, 1957, darunter eine kollektive Bezeichnung für Skleren, die als Amphidiske ausgewiesen und von diesen abgeleitet werden. Dazu rechnet er Monaxone, Diaxone und Triaxone mit 2, 4 und 6 Strahlen, deren Enden jeweils mit einem regenschirmartigen Abschluß versehen sind (Amphidisk, Hemiampidisk, Staurodisk und Hexadisk).

WIEDENMAYER, 1977, definiert Birotulat folgendermaßen:

„A part of microclere with a straight shaft, bearing a coaxial disc or umbrella-shaped whorl at each end. It includes several derivatives which are not homologous: a modified sigmatoclere transitional to anchorate chelae; a modified microrhabd particularly acanthomicroxea (as in gemmulus of spongillids) and discorhabd (amphiaster); a reduced discohexact by suppression of all but two rays in one axis. Synonyms: birotular anchorate, amphiaster, amphidisc.“

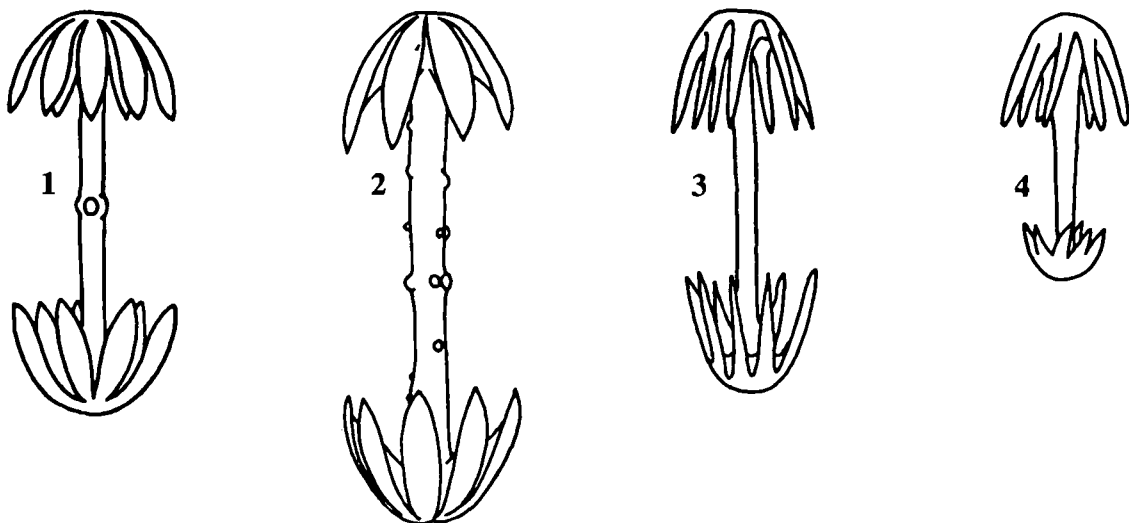


Abb. 3.
Fossile und rezente Amphidiske.

Der Terminus „Amphidisk“ sollte jedoch nur im Sinne von RAUFF verwendet werden und ist demnach nur zum Teil synonym mit dem Begriff „Biotulat“. In Abb. 3, Fig. 1–4) sind diverse, fossil bekannte Amphidiske dargestellt.

Unter einem Hemidisk (siehe Abb. 4) versteht man ein Spiculum, das an einem Ende einen großen Schirm aufweist, am anderen Ende jedoch nur mehr eine gewölbte Scheibe oder Knospe (aus der Reduktion des Schirms hervorgegangen) mit stark reduzierten, manchmal nur mehr dornenartig entwickelten Strahlen.

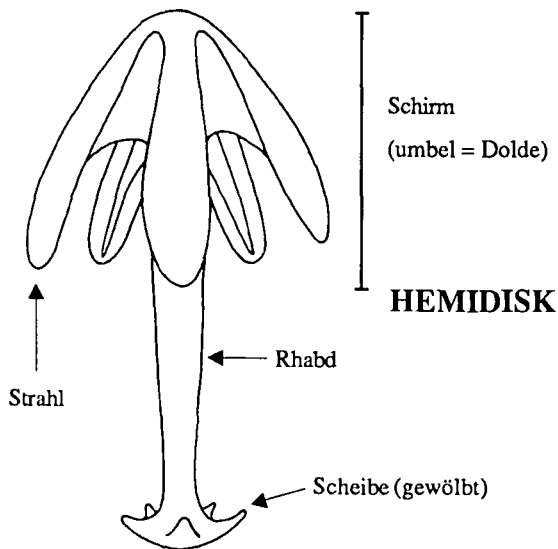


Abb. 4.
Bauelemente eines Hemidisks.

3. Beschreibung der einzelnen Mikroskleren aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk

Hexaster und Hemihexaster

1 Typus 1

Die Sekundärstrahlen entspringen knapp am Rand des Verschmelzungsbereiches der drei Achsen; die 6 Hauptstrahlen sind nur rudimentär entwickelt (siehe Taf. 1, Fig. 1). Es sind je Hauptast 7 Sekundärstrahlen (insgesamt 42), die folgende Anordnung aufweisen, entwickelt. Parallel zum Hauptast bzw. in dessen Fortsetzung ist ein runder, gerade gestreckter Sekundärstrahl entwickelt, der symmetrisch von 6 weiteren Sekundärstrahlen flankiert wird, die ihrerseits im proximalen Abschnitt stark nach außen, distalwärts schwach nach innen gebogen sind. Es handelt sich im Querschnitt um dreieckig gestaltete Skleren, die in der Mitte ihrer Länge am breitesten sind und am Ende spitz zulaufen. Skleren dieser Art sind bisher weder fossil noch rezent nachgewiesen.

2 Typus 2

Ebenfalls mit einem mittigen, also zentral liegenden, Sekundärstachel, parallel zum Hauptast verlaufend, ausgestattet ist jenes Hexaster, dessen 6 Hauptstrahlen kurz, aber noch deutlich erkennbar sind (siehe Taf. 1, Fig. 2 und 4). Es sind je Hauptstrahl 8 Sekundärstrahlen, die an der Ansatzstelle stark gebogen danach parallel zur Achse des Hauptstrahls verlaufen; die Sekundärstrahlen sind im Querschnitt

alle rund. Ähnliche Hexaster, jedoch mit 5 Sekundärstrahlen, sind ebenfalls vorhanden und diesem Typ zurechenbar (siehe Taf. 1, Fig. 3).

3 Typus 3

Analog wie beim Typus 1 setzen die Sekundärstrahlen direkt im Kreuzungspunkt der 6 Hauptstrahlen an (siehe Taf. 1, Fig. 5). Sie sind sehr lang, meist gerade gestreckt, in einem spitzen Winkel vom Hauptast abstehend; am äußeren Ende sind sie meist schwach geschwungen. Es sind 4 Sekundärstrahlen, seltener auch 5 an einem Ast entwickelt (siehe Taf. 1, Fig. 6).

4 Typus 4

Kleine, massiv gebaute Sklerite mit dicken, gleich langen Hauptstrahlen, die am äußersten Drittel ihrer Länge in drei kurze, spitz endende Sekundärstrahlen aufgabeln. Vereinzelt treten auch solche mit jeweils 4 Sekundärstrahlen auf (Taf. 1, Fig. 7). Dieser Typus ist der am weitesten verbreitete und völlig analoge Formen sind seit dem Ordovizium bekannt.

In Verbindung mit diesen Formen sollen gleich auch noch die Hemihexaster genannt werden, die entweder an 1 oder 2 Hauptstrahlen keine Gabelung aufweisen, an 3 oder 4 Hauptstrahlen in 2 Sekundärstrahlen aufgliedern, an 1 oder 2 Hauptstrahlen in 3 Sekundärstrahlen aufgegabelt sind (siehe Taf. 3, Fig. 7).

Discohexaster

1 Typus 1

Noch als Discohexaster zu erkennen sind drei miteinander in Kontakt stehende Mikroskleren (siehe Taf. 2, Fig. 5), deren Endscheiben (schirmartig entwickelt) abgebrochen und im Zwickelbereich der drei Mikroskleren erhalten sind. In Fig. 5 der Taf. 2 sind die Sekundärstrahlen von 3 Ästen zu erkennen, die einen mittigen Sekundärstrahl und rundherum 9 gebogene Strahlen aufweisen. In Fig. 3 derselben Tafel (1000-fache Vergrößerung) sind die schirmförmigen Endscheiben sehr deutlich erkennbar. Aus der Gestalt der Sekundärstrahlen wird sofort ersichtlich, warum diese so leicht abbrechen. Sie sind nämlich im proximalen Teil eher breit, im mittleren Teil verjüngen sie sich stark und kurz vor Erreichen der Endscheibe schwellen sie wiederum sehr stark an. Genau dort, wo der Übergang vom breiteren zum dünneren Bereich des Strahles vorliegt, bricht dieser relativ leicht ab (Abb. 5). Findet man isoliert solche abgebrochenen Sekundärstrahlen, ist man zunächst geneigt, diese als Tyloclavule (siehe MOSTLER, 1986: Abb. 7, Fig. 9) anzusprechen.

Discohexaster vom selben Typus können auch 12 Strahlen aufweisen und somit insgesamt 72 Sekun-

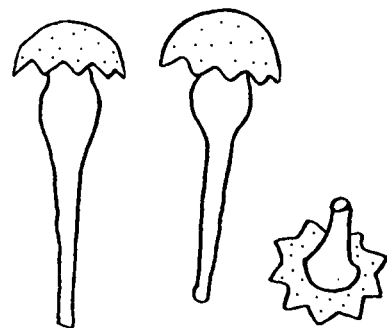


Abb. 5.
Distale Abstände der Sekundärstrahlen von Discohexastern.

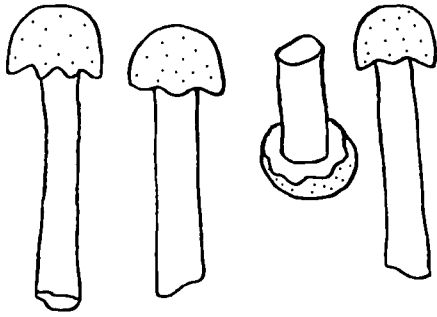


Abb. 6.
Massive Sekundärstrahlen von Discosphaerhexaster.

därstrahlen ausbilden, wobei diese Formen schon der Gestalt von Kugeln entsprechen (Taf. 2, Fig. 6). Wie lang die einzelnen Sekundärstrahlen wirklich werden können, geht aus Fig. 5 der Taf. 3 hervor, wo noch 2 Sekundärstrahlen unzerbrochen im natürlichen Verband vorliegen.

Wenn die Sekundärstrahlen nicht gebogen sind, hat man keine Chance mehr, die Abkunft von Hexastern direkt zu erkennen. Für solche Mikroskieren schlägt der Verfasser vor, die Bezeichnung Sphaerodiscohexaster zu wählen. Bei diesen ist der Verwachsungsgrad vom Zentrum her schon so stark, daß das Hexactin selbst nicht mehr erkennbar ist.

- ② Typus 2
Sphaerodiscohexaster mit gerade gestreckten, massiven Sekundärstrahlen (siehe Abb. 6, Fig. 1–4) bzw. Taf. 2, Fig. 4). Von einem Primärstrahl ist nichts mehr zu erkennen. Die Zahl der Sekundärstrahlen pro Ast schwankt zwischen 18 und 20. Was die Ausbildung der schirmartigen Endscheiben betrifft, so sind diese im Gegensatz zu Typus 2 halbkugelig entwickelt.
- ③ Typus 3
Sphaerodiscohexaster mit gerade gestreckten, in der Mitte ihrer Strahlenlänge sehr dünnen, im Bereich der schirmartigen Scheibchen stark verdickten Sekundärstrahlen, analog wie beim Discohexaster von Typus 1. Es sind bereits deutliche Kugeln entwickelt, mit 20 und mehr Sekundärstrahlen, d.h. die Mindestzahl der Sekundärstrahlen insgesamt beträgt 120 und mehr. Formen dieser Art sind in Fig. 1 und 2 der Taf. 2 und in Fig. 4 und 6 der Taf. 3 abgebildet.

Amphidiske und Hemidiske

- ① Typus 1 (Taf. 3, Fig. 10; Taf. 4, Fig. 1–4)
Mikroskieren mit langem, schlankem, bedorntem Rhabd, das an beiden Enden zwei gleich ausgebildete Schirme aufweist. Das Rhabd ist entweder gerade gestreckt oder schwach S-förmig gebogen. Die Bedornung des Rhabds ist unterschiedlich, sowohl was die Anordnung der Dornen als auch die Dornengröße betrifft. Die Schirme sind sehr hoch und schlank, mit 8 schmalen Schirmstrahlen ausgestattet, die bis an den Rand des Rhabds reichen und dort mit diesem verschmelzen. Der Querschnitt der Schirmstrahlen ist dreieckig, innen spitz, außen breitflächig. Sie sind im proximalen Bereich stark gebogen, im distalen Bereich nahezu mit dem Rhabd parallel verlaufend. Alle Schirmstrahlen enden spitz.

- ② Typus 2 (Taf. 4, Fig. 7)
Es handelt sich um Mikroskieren mit gerade gestrecktem, wenig bedorntem Rhabd und breit ausladenden, an beiden Seiten des Rhabds gleich entwickelten Schirmen. Die Schirmstrahlen sind breit, also blattförmig, es wurden stets 9 Schirmstrahlen gezählt.
- ③ Typus 3 (Taf. 4, Fig. 5)
Massiv gebaute Mikroskieren mit breitem, kurzem Rhabd und ungleich großen Schirmen. Der größere Schirm bedeckt die Hälfte der Rhabdlänge und besteht aus 6 breiten, blattförmigen Schirmstrahlen, die nach innen eingebogen sind. Der kleinere Schirm auf der anderen Seite des Rhabds wird von 6 kleinen, weniger stark gebogenen Aststrahlen gebildet.

Auch die Hemidiske lassen sich in mehrere Typen aufgliedern:

- ① Typus 1 (Taf. 4, Fig. 8)
Schmales Hemidisk mit schlankem, glattem Rhabd. Auf der einen Seite ist ein großer Schirm entwickelt, dessen 5 Strahlen nahezu die Gesamtlänge des Rhabds abdecken. Die Schirmstrahlen sind stark gebogen und noch im proximalen Bereich bereits parallel zum Rhabd verlaufend bzw. schwach nach außen gedreht. Sie weisen die Form von langgezogenen Blättern auf. Der zweite Schirm ist zu einer deutlich gewölbten Scheibe reduziert, allerdings sind noch 8 rudimentäre Schirmstrahlen daran zu erkennen.
- ② Typus 2 (Taf. 4, Fig. 9)
Es handelt sich hier um ein Spiculum mit breit ausladendem Schirm, dessen Strahlen zwei Drittel der Rhabdlänge einnehmen. Das Rhabd ist glatt und in Richtung des größeren Schirms an Dicke zunehmend. Die sehr langen, breitfächerigen 8 Strahlen sind im Querschnitt dreieckig und nach einwärts gebogen. Der zu einer Scheibe reduzierte Schirm zeigt 6 kleine, weniger gebogene, stark rudimentär entwickelte Aststrahlen.
- ③ Typus 3 (Taf. 4, Fig. 10)
Es handelt sich um ein Hemidisk mit einem großen Schirm, dessen 6 Strahlen mit dem Rhabd eine Pyramidenform bilden. Die Schirmstrahlen sind im Großteil ihrer Länge gerade verlaufend und biegen nur im distalsten Bereich, also am Strahlenende, nach innen ab. Jeder Schirmstrahl beginnt sehr schmal im Kontaktbereich am Rhabd und verbreitert sich rasch lappenartig. Die Außenbegrenzung ist nicht spitz, wie bisher bei allen Formen, sondern sie ist rund lappig. Durch eine Art Mittelgrat (siehe Taf. 4, Fig. 10) werden spitz endende Aststrahlen in der Seitenansicht vorgetäuscht, dies ist aber nicht der Fall, wenn man direkt auf die Aststrahlen schaut. Der zweite „Schirm“ ist nur mehr in Form einer nahezu planen Scheibe entwickelt und es sind nur mehr Ansätze von 8 ehemaligen Aststrahlen erkennbar.

Auf Taf. 3, Fig. 9, ist nur ein sehr kleines fragliches Amphidisk (1000-fache Vergrößerung) abgebildet. Die beiden „Schirme“ sind gleich entwickelt; infolge der Schirmausbildung, und vor allem aufgrund der etwas tiefer abgesetzten Aststrahlen läßt sich eine eindeutige Zuordnung zu den Amphidiskern nicht vornehmen.

Auf derselben Tafel, Fig. 8, ist ein Schirm eines Amphidisks von außen dargestellt (mit 7 Schirmstrahlen).

Eine Zuordnung zu den beschriebenen Amphidisktypen ist aufgrund des Fragments nicht möglich.

4. Vergleich der beschriebenen Mikroskleren mit fossilen und rezenten hexactinellider Schwämme sowie deren systematische Einstufung

Hexaster vom Typus 1 wurden bisher weder von fossilen noch rezenten Hexactinelliden bekanntgemacht. Formen dieser Art dürften daher einer im Mesozoikum ausgestorbenen Gruppe angehören. Dies trifft auch für den Typus 3 zu.

Die Hexaster vom Typus 2 weisen Ähnlichkeiten mit jenen Hexastern auf, die MOSTLER (1986: Abb. 3, Fig. 6) dargestellt hat. Es handelt sich um rezente Hexaster. Nur der Typus 4 ist fossil weitverbreitet und wurde durch MOSTLER (1986: 342) aus dem unteren Ordovizium Schwedens bekanntgemacht und nahezu lückenlos bis ins Tertiär nachgewiesen.

Hemihexaster, wie sie im Lias vorkommen, sind ab dem Obersilur ebenfalls durch MOSTLER (1986: 358) bekanntgemacht worden.

Besonders interessant und überraschend ist das Auftreten von Discohexastern im unteren Lias. Die bisher ältesten Discohexaster hat SCHRAMMEN (1924: Taf. 11, Fig. 35 und 36) aus der Oberkreide dargestellt. Es handelt sich um solche mit entweder wenig Sekundärstrahlen (je 4 Sekundärstrahlen pro Ast) oder solche, die im Zentrum kugelig entwickelt sind. Bei letzteren ist es nicht ganz auszuschließen, daß es sich hier eventuell um Radiolarien handeln könnte. Viel wahrscheinlicher ist es jedoch (die Abbildungen bei REID sind sehr undeutlich und sehr klein), daß es sich doch um Sphaeriscohexaster handelt, bei welchen nur noch einige Sekundärstrahlen mit nicht abgebrochenen Endscheiben erhalten sind und der innere, kugelig wirkende Teil nichts anderes darstellt als die Fülle von proximalen Teilen von Sekundärstrahlen. Jedenfalls sind die aus dem Unterlias dargestellten Discohexaster fossil bisher erst ab dem Eozän nachgewiesen, und zwar bei den Vertretern der Familie Lanuginellidae, deren Gattung *Crateromorpha* Discohexaster mit 14 Sekundärstrah-

len pro Ast aufweist. Die Gattung *Caulophacus* (Fam. Sympaginellidae) verfügt über Discohexaster mit je 22 Sekundärstrahlen. Beide Gattungen kommen auch noch rezent vor. Die Sphaeriscohexaster (neuer Mikrosklertypus) dürften, wie bereits erwähnt, schon in der Oberkreide auftreten. Rezent sind derartige Mikroskleren nicht bekannt, sodaß es sich hierbei um eine bereits ausgestorbene Gruppe von hexactinelliden Schwämmen handeln könnte.

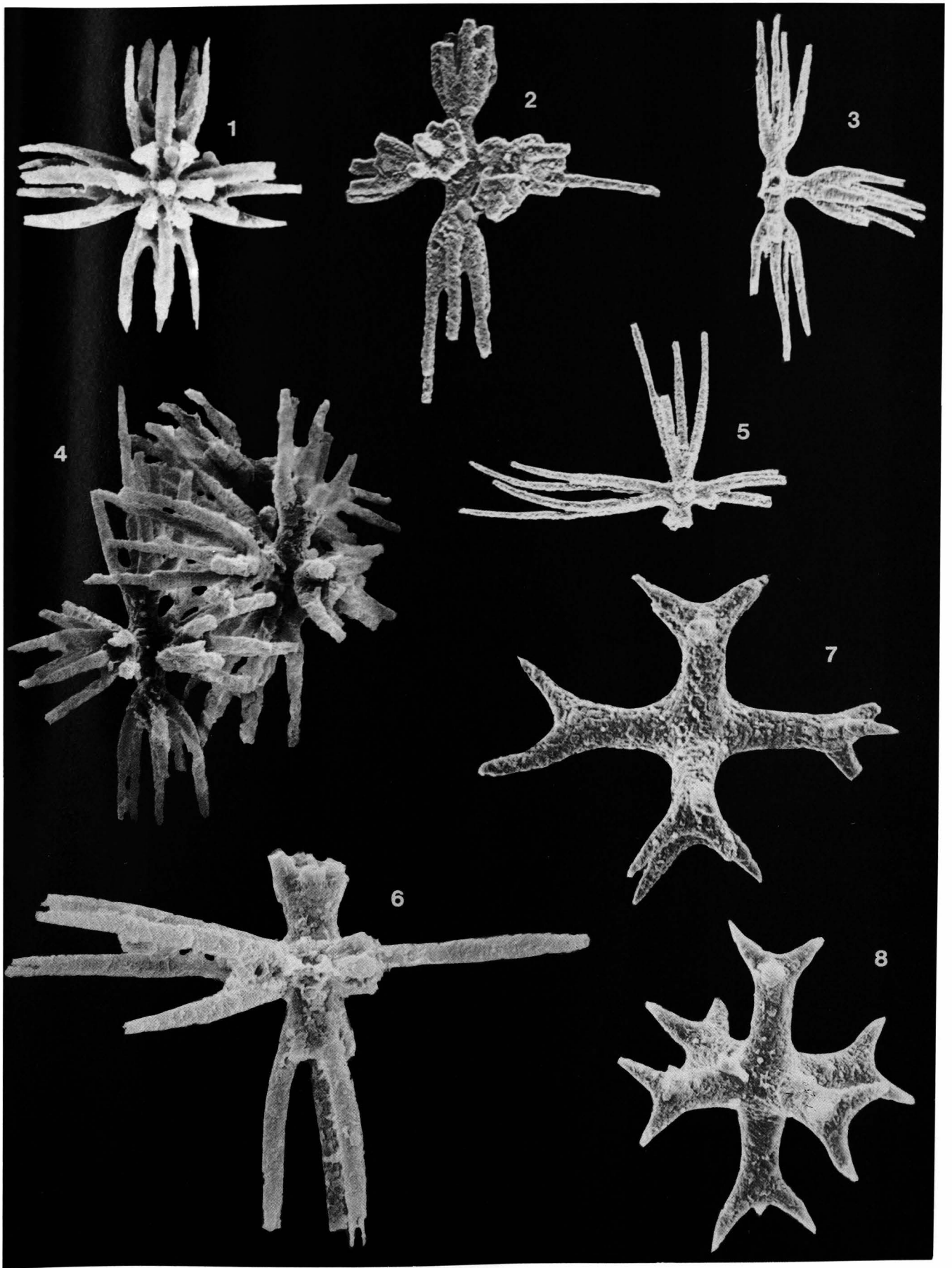
Faßt man die Untersuchungsergebnisse, die Hexaster, Discohexaster und Sphaeriscohexaster betreffend, die alle aus dem Unterlias stammen, zusammen, so kommt man zu folgendem Ergebnis. Es konnten erstmals Hexaster, Discohexaster und Sphaeriscohexaster nachgewiesen werden, die bisher aus der Oberkreide, die meisten aber erst ab dem Eozän, bekannt waren. Letzteres trifft vor allem für die Vertreter der Familie Sympaginellidae und Lanuginellidae zu, die erst ab dem Eozän einsetzen und aufgrund der neuen Untersuchungsergebnisse nun bis in den basalen Jura zurückreichen. Die von MOSTLER (1986: 344) vertretene Ansicht, daß die stärker einsetzende Entwicklung der Lyssakinosida erst im Oberjura beginnt, muß somit auf den basalen unteren Jura zurückgenommen werden, was die Vorstellung des Autors über die eigenständige Entwicklung der Hexasterophora jedoch noch mehr unterstützt.

Hinsichtlich der Amphi- und Hemidiske sei folgendes festgehalten: Beide Sklerenformen sind seit dem Oberkambrium bekannt (MOSTLER, 1986: 332). SALOMON (1988: 33) führt in Unkenntnis der neueren Literatur die ältesten Amphidiske aus dem Karbon an. Typus 1 und Typus 2 der Amphidiske mit dem bedornten Rhabd sind sicher aus der oberen Kreide nachgewiesen. Amphidiske vom Typus 3 sind weder fossil noch rezent bekannt. Die Hemidiske vom Typus 2 sind ebenfalls ab der Oberkreide (SCHRAMMEN, 1924: Taf. 11, Fig. 34) bekanntgemacht worden. Typus 3 ist in ähnlicher Form seit dem Oberkarbon bekannt. Nur das Hemidisk vom Typus 1 fällt sehr stark heraus und dürfte einer Gruppe angehören, die bereits im Mesozoikum ausgestorben ist. Die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen zeigen auf, daß jene Amphidiscophora, von denen man annahm, daß sie sich erst in der Oberkreide entwickelt hätten, bereits ab dem Unterjura voll präsent waren. Eine Zuordnung zu bisher bekannten Familien der Hemidiscophora ist zur Zeit nicht möglich.

Tafel 1

- Fig. 1: Hexaster, dessen Sekundärstrahlen im Verschmelzungsbereich der 3 Achsen bzw. 6 Primärstrahlen ansetzen (neuer Typus).
V = 500 x.
- Fig. 2-4: Hexaster der Sekundärstrahlen, die deutlich vom kurzen Primärstrahl abgesetzt sind. Solche Typen sind von rezenten Hexactinelliden bekannt.
Fig. 2: V = 700 x.
Fig. 3: V = 500 x.
Fig. 4: V = 900 x.
- Fig. 5,6: Relativ große Hexaster mit jeweils 4 Sekundärstrahlen, die im Verschmelzungsbereich der 6 Primärstrahlen ansetzen (neuer Typus).
Fig. 5: V = 300 x.
Fig. 6: V = 800 x.
- Fig. 7,8: Gewöhnliche Hexaster mit 3-4 extrem distal liegenden Sekundärstrahlen.
V = 500 x.

Alle abgebildeten Mikroskleren stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk von der Typlokalität.



Alle abgebildeten Mikroskopen stammen aus dem unteren Eozän des Kirchsteinkalks von der Typlokalität.

Tafel 2

Fig. 1,2: Sphaerdiscohexaster.

In Fig. 1 sind die 3 Mikroskleren mit den abgebrochenen distalen Enden der Sekundärstrahlen mit den regenschirmartigen Endstrahlen dargestellt.

Fig. 2 zeigt eine „Kugel“ (daher die Bezeichnung „Sphaer“) mit den in verschiedener Länge abgebrochenen Sekundärstrahlen (neue Sklerenform).

Fig. 1: V = 400 x.

Fig. 2: V = 500 x.

Fig. 3,5: Fig. 3 stellt einen vergrößerten Ausschnitt von Fig. 5 dar, um die distalen Enden der Sekundärstrahlen mit den schirmförmigen Endstrahlen, vor allem das Anschwellen der Strahlen kurz vor Erreichen der Endscheiben darzustellen.

Fig. 5 zeigt drei miteinander verbundene Discohexaster, die noch eindeutig als solche zu erkennen sind, besonders gut ist das Discohexaster im rechten Spiculum zu erkennen.

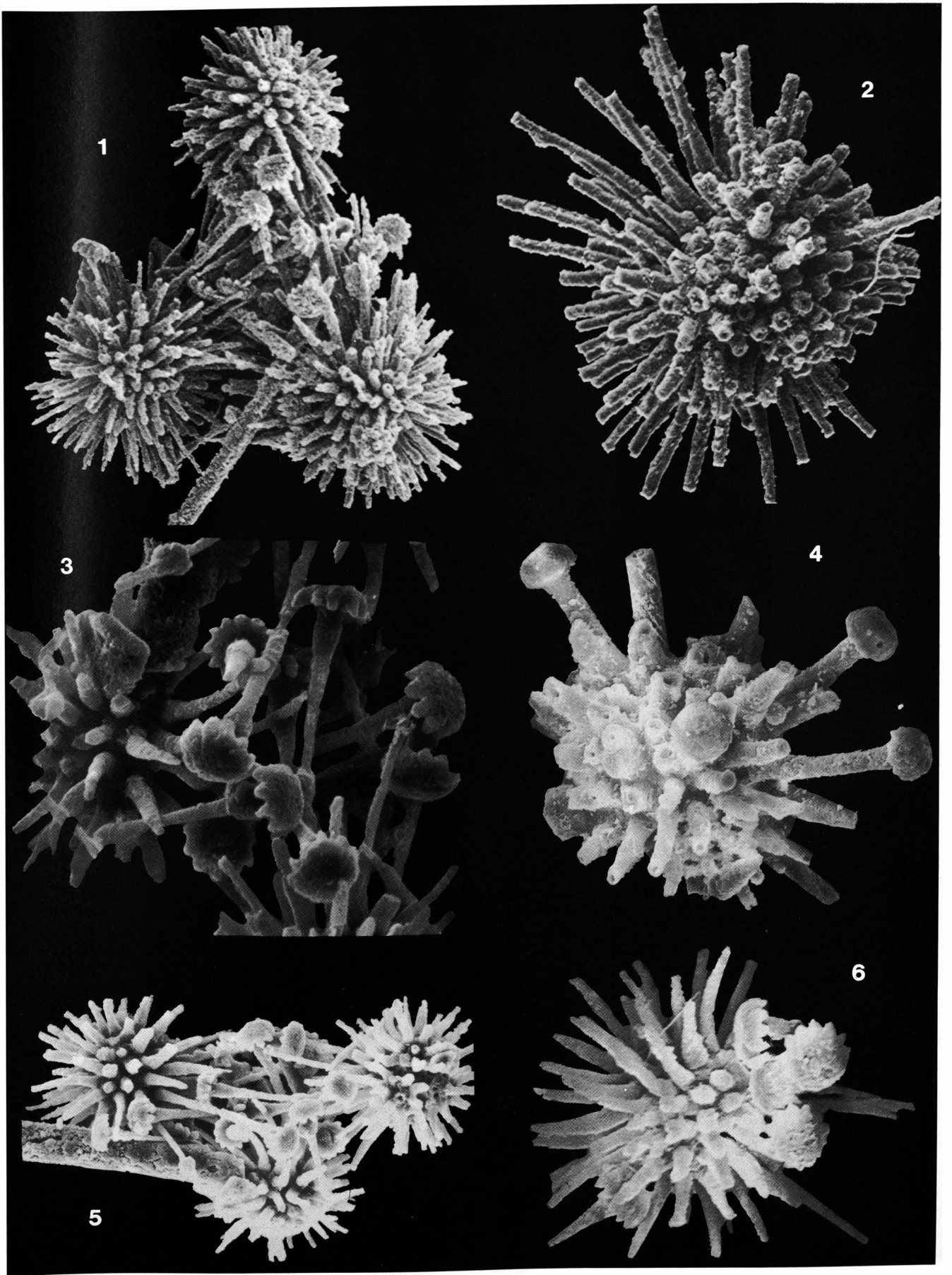
Fig. 3: V = 1000 x.

Fig. 5: V = 500 x.

Fig. 4: Sphaerdiscohexaster mit sehr kompakten Sekundärstrahlen, von denen 4 noch voll erhalten sind. Wichtig ist hier noch, anzumerken, daß auch die Sekundärstrahlen Kanäle aufweisen, was in dieser Figur sehr gut zum Ausdruck kommt.
V = 500 x.

Fig. 6: Discohexaster, das man an den gebogenen Sekundärstrahlen noch relativ gut erkennen kann.
V = 900 x.

Alle abgebildeten Mikroskleren stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk von der Typlokalität.



Alle abgebildeten Mikrofossilien stammen aus dem unteren Kreidezeitraum der Typlokalität.

Tafel 3

Fig. 1–3,5: Discohexaster mit vielen gebogenen Sekundärstrahlen.

In Fig. 5 sind 2 lange, geschwungene, mit Endscheiben versehene Sekundärstrahlen noch erhalten. An ihnen ist auch die schmale Stelle, an der meistens, etwa in der Mitte, die Sekundärstrahlen abbrechen, deutlich erkennbar.

Fig. 1: V = 600 x.

Fig. 2: V = 500 x.

Fig. 3: V = 450 x.

Fig. 5: V = 500 x.

Fig. 4,6: Sphaeriscohexaster.

V = 750 x.

Fig. 7: Hemihexaster. Nur 1 Hauptstrahl ist nicht in Seitenstrahlen aufgespaltet, 4 der Hauptstrahlen sind einfach gegabelt, 1 Primärstrahl ist in 3 Sekundärstrahlen aufgegliedert.

V = 500 x.

Fig. 8: „Schirm“ eines Amphidisks mit 7 Schirmstrahlen.

V = 500 x.

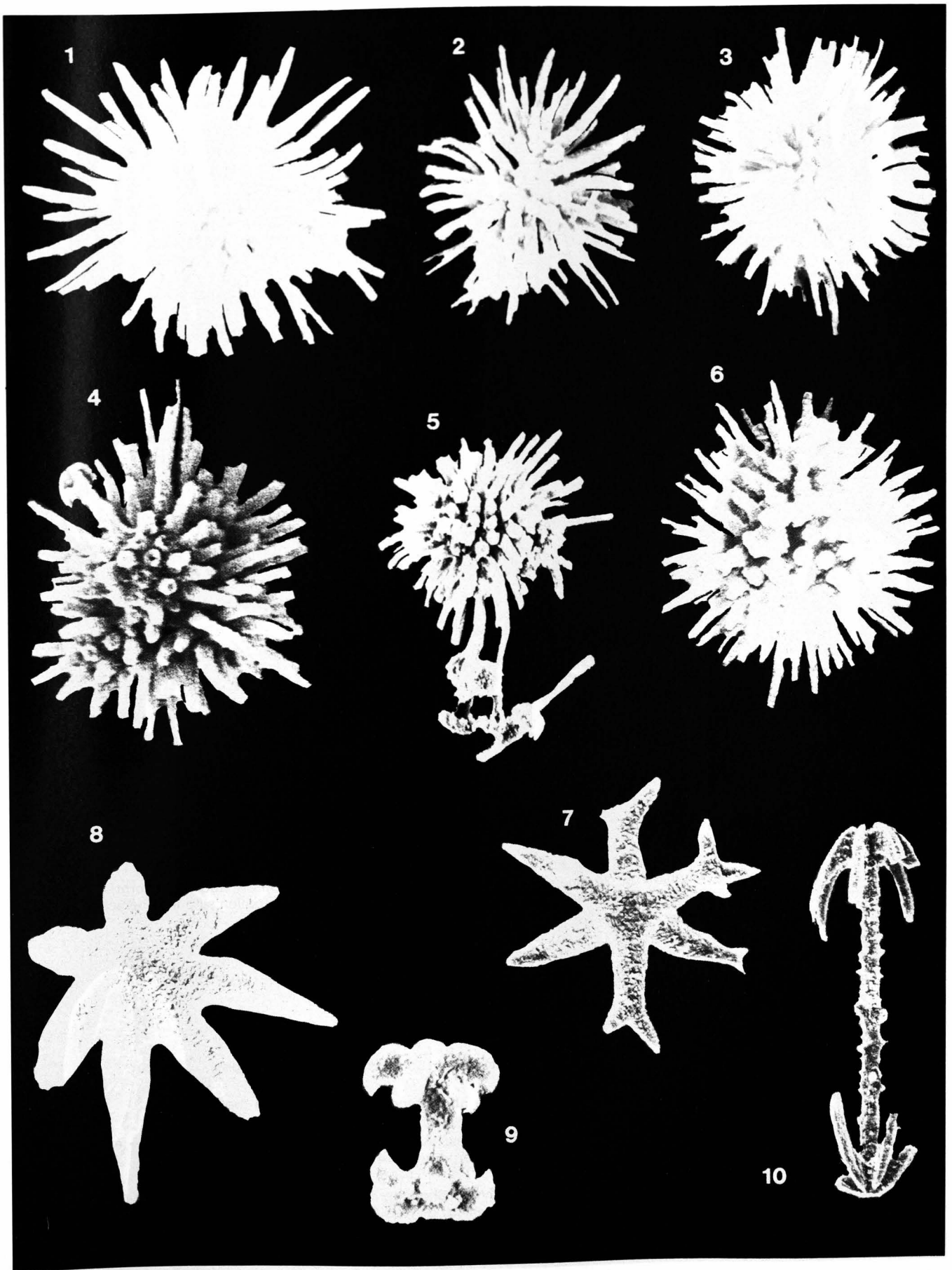
Fig. 9: Sehr kleines Mikrospiculum; möglicherweise handelt es sich um ein Amphidisk. Die Gestalt des Schirmes läßt aber keine sichere Zuordnung zu einem Amphidisk zu.

V = 1000 x.

Fig. 10: Amphidisk mit stark bedornem Rhabd.

V = 300 x.

Alle abgebildeten Mikrosklere stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk von der Typlokalität.

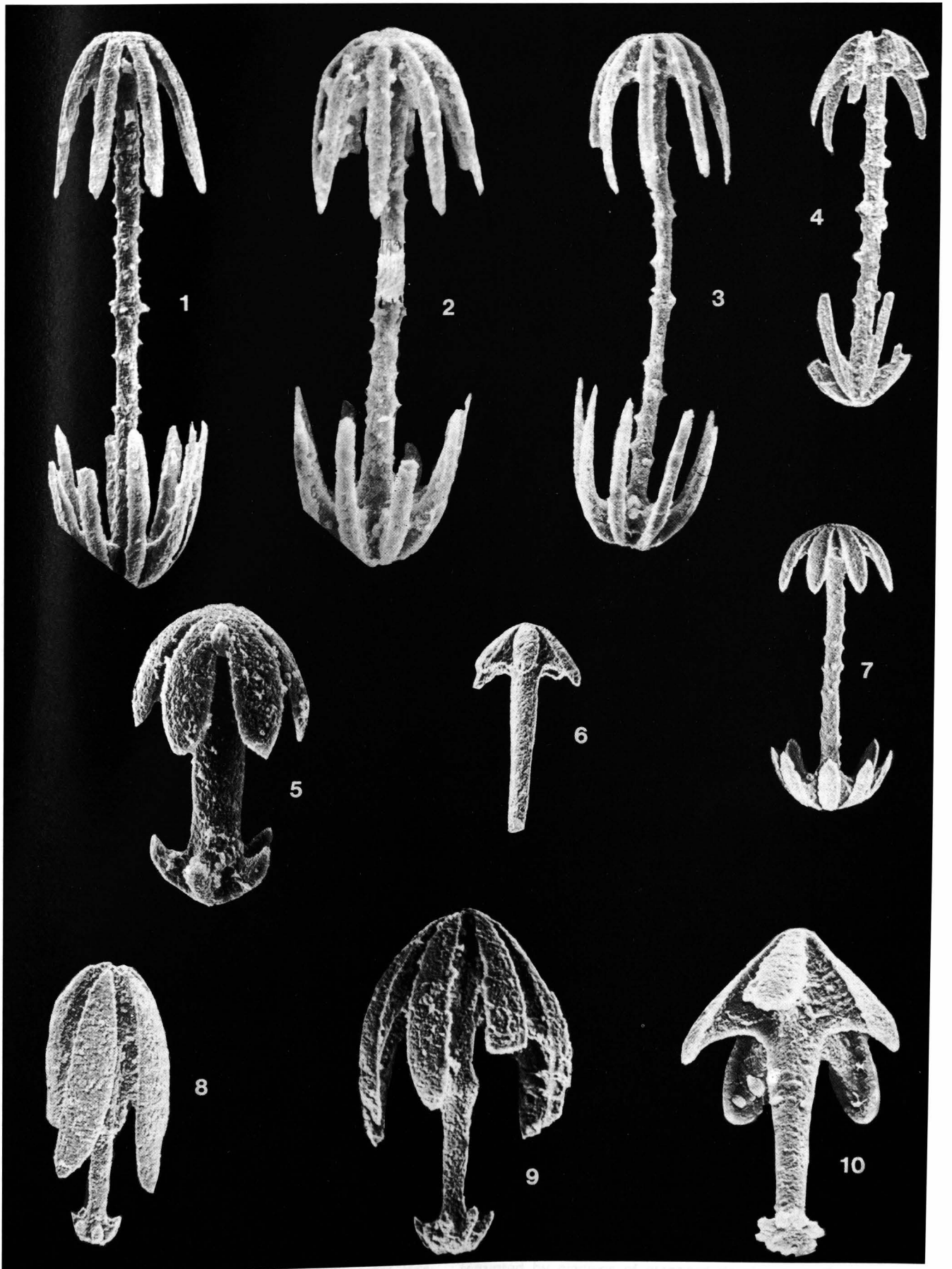


Alle abgebildeten Mikroskelen stammen aus dem unteren Eozän des Kärntner Kalks von der Typlokalität.

Tafel 4

- Fig. 1–4: Sehr ähnlich gebaute Amphidiske, die einem Typus zugeordnet werden können. Das Rhabd ist bedornt, die Schirmkonfiguration ist recht ähnlich, die Zahl der Schirmstrahlen beträgt 8, die Sekundärstrahlen sind im Querschnitt dreieckig.
Fig. 1: V = 400 x.
Fig. 2,3: V = 500 x.
Fig. 4: V = 300 x.
- Fig. 5: Ein kleines, gedrungenes Amphidisk (neuer Typus).
V = 500 x.
- Fig. 6: Bruchstück eines ?Clavuls.
V = 200 x.
- Fig. 7: Amphidisk mit breit ausladendem Schirm und blattförmigen Schirmstrahlen (neuer Typus).
V = 200 x.
- Fig. 8: Hemidisk mit sehr langen, fast die ganze Rhabdlänge abdeckenden Schirmstrahlen (neuer Typus).
V = 300 x.
- Fig. 9: Breites Hemidisk mit einem weit ausladenden Schirm, dessen Aststrahlen auf ihrer gesamten Länge – auch nach innen in Richtung Rhabd – gebogen sind. Fossil sind derartige Formen aus der Oberkreide bekannt.
V = 500 x.
- Fig. 10: Ein Hemidisk, das sehr jenen aus dem Oberkarbon ähnelt. Charakteristisch für diese liassische Form sind die Schirmkonfiguration und vor allem die Enden der Schirmstrahlen, die, im Gegensatz zu allen anderen, die spitz verlaufen, rund entwickelt sind und einen mittigen Grat aufweisen.
V = 500 x.

Alle abgebildeten Mikroskieren stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk von der Typlokalität.



bruck, Innsbruck 82, A-8020 Innsbruck.

restored by drawing the author's photographs. The lateral part is totally similar to the margin of the epicalyx complex of

Literatur

- DUNIKOWSKI, E.V. (1882): Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., **45**, 163–194.
- HARTMAN, W.D., WENDT, J.W. & WIEDENMAYER, F. (1980): Living and fossil sponges. – *Sedimenta VII*, Miami, Florida, 274 S.
- MOSTLER, H. (1986): Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung und phylogenetischen Stellung der Amphidiscophora und Hexasterophora (Hexactinellida, Porifera). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **78** (1985), 319–359, Wien.
- MOSTLER, H., KRÄINER, K. & STINGL, V. (1989): Überlegungen zur jurassischen Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen. – *Sediment '89*, Vortragskurzfassungen, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 81–83.
- RAUFF, H. (1893–94): *Palaeospongiologie*. Erster und allgemeiner Teil und zweiter Teil, erste Hälfte. – *Palaeontographica*, **40**, Stuttgart.
- REID, R.E.H. (1958): A monograph of the Upper Cretaceous Hexactinellida of Great Britain and Northern Ireland. – *Palaeontological Soc. London*, pt. 1, pt. 2, 74 S.
- SALOMON, D. (1988): Phylogenetic problems in Hexactinellida. – *Berliner geowiss. Abh.*, (A), **100**, 33–34, Berlin.
- SCHRAMMEN, A. (1924): Die Kieselspongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschland. – *Monogr. Geol. Palaeont.*, Ser. **1/2**, 159 S., Gebr. Borntraeger, Berlin.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom jurassischen pull-apart-Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – *Sediment '89*, Kurzfassungen zur Posterpräsentation, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 191–194.
- WIEDENMAYER, F. (1977): Shallow-water sponges of the western Bahamas. – *Birkhäuser, Basel (Experientia Suppl.* **28**), 287 S.
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie, Teil 2: Spezielle Paläontologie: Protisten, Spongien und Coelenteraten, Mollusken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhdlg. Nägeli & Obermiller, 409 S., Stuttgart.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. August 1989.

Mit „Zygoten“ ausgestattete Dermalia von Kieselschwämmen (Desmospongiae) aus pelagischen Sedimenten der Obertrias und des unteren Jura (Nördliche Kalkalpen)

Von HELFRIED MOSTLER*)
Mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln

Österreich
Nördliche Kalkalpen
Paläontologie Trias
Jura
Kieselschwämme
Desmospongiae
Dermalia
Zygoten

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 93-96

Inhalt

Zusammenfassung	701
Abstract	701
1. Einleitung und Problemstellung	702
2. Bemerkungen zur Bildung von Kieselnadeln der Desmospongiae	702
3. Das Skelett der Lithistida	704
4. Beschreibung der Dicho- und Phyllostriaene, die ein eng verflochtenes Dermal skelett aufbauen	705
5. Bemerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der beschriebenen Dermalia und weiterer Megaskleren an der Trias/Jura-Grenze	712
Literatur	726

Zusammenfassung

Es werden erstmals innig miteinander verflochtene, durch Zygoten verbundene Dermalia von lithistiden Schwämmen aus der Obertrias (Oberror bis Rhät) und dem basalen Jura (Hettang bis Sinemur) beschrieben. Durch den Fund einer mehrlagigen Dermalplatte aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk ist die lückenlose Verbindung der Dermalia, die sich aus unregelmäßig gestalteten Dichotriaenen zusammensetzen, nachgewiesen.

Die am Aufbau der Dermalplatten beteiligten Dichotriaene sind mannigfaltig ausgebildet; insgesamt konnten 6 Typen mit spitz endenden Aststrahlen (Kladisken) und zwei mit stumpf endenden Aststrahlen festgestellt werden, die an der Zusammensetzung der Panzerung im corticalen Bereich lithistider Schwämme im Unterlias beteiligt sind. Da innerhalb einer Dermalplatte die Dichotriaene eine relativ geringe Variationsbreite zeigen, ist anzunehmen, daß im Unterlias mindestens 8 Arten mit ähnlichen Dermalplatten, wie sie in dieser Studie beschrieben werden, präsent waren.

Neben den innig miteinander verflochtenen Dichotriaenen treten sehr eigenartig gebaute Phyllostriaene auf, deren lappige Außenbegrenzung nur auf den inneren Teil des Spiculums begrenzt ist. Dieser zentrale Teil ist außen stets glatt und in Form einer ebenen Fläche entwickelt (Oberseite). Die Unterseite ist durch ein zum Knopf reduziertes Rhabd und die sechs im Distalbereich nicht verbreiterten Kladisken gekennzeichnet, die stark nach unten abbiegen, wodurch bei dieser Art von Spicula zwei Ebenen ausgebildet sind. Derart auffal-

lend gebaute Phyllostriaene wurden bisher nur aus dem Unterlias bekanntgemacht. Diese Phyllostriaene können aber nicht nur randlich miteinander verbunden sein, sondern sie übergreifen sich bis zu zwei Dritteln und bilden auf diese Weise eine sehr glatte, durchgehende Oberfläche in der Cortex, die als Panzerung dient.

Abschließend wird noch auf die ausgezeichnete stratigraphische Verwertbarkeit der in dieser Studie beschriebenen Dermalia als auch jener Megaskleren von Desmospongien hingewiesen, die mit diesen vergesellschaftet sind, was vor allem für die Stratigraphie der Trias/Jura-Grenze von Bedeutung ist.

Abstract

Dermal spicules of lithistid sponges are described from Upper Triassic and Lower Jurassic pelagic sediments. These spicules are characterized by articulations (zygoten) similar to those of desmas. The discovery of one "dermal plate" consisting of several strongly interfingering dichotriaens proves the excrescences as a reaction process of zygoten.

Articulation bearing dichotriaens building up the "dermal plate" do not vary much. Altogether six types of dichotriaens with pointed and two types with rounded ends of cladiscs are distinguished.

The small variability of dichotriaens within one dermal plate proves that at least eight different Liassic sponge species had a similar rigid dermal plate but with other types of dichotriaens in the cortex.

Beside these kinds of dichotriaen spicules also phyllostriaens are present, showing a strongly lobate central part, interrupted by cladiscs of standard development. The central part is totally planar, the margin of the spicules consists of

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

non-lobate cladiscs, bending downwards, which leads to the development of two planes with different directions. Until now phyllostriaens of this conspicuous type were only known from the Lower Liassic. These phyllostriaens cannot only be marginally connected but also overlap each other up to two thirds. In this way they form a very smooth, continuous surface in the cortex, which serves as armour plate.

Finally it is pointed out that the dermalia presented in this study are of excellent stratigraphic value. The same goes for associated megascleres of demosponges, which is especially important for the stratigraphy of the Triassic/Jurassic boundary.

1. Einleitung und Problemstellung

Mit Einsetzen des Oberjuras treten in pelagischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen (Pötschenkalke, Pedatakalke und Zlambachschichten) auffallend gestaltete dichotriaene und phyllostriaene Megaskleren auf, die einmal durch die unregelmäßige Entwicklung der Kladske, zum anderen durch das Herausdrehen dieser aus der Ebene des Cladoms charakterisiert sind (z.B. ist ein gegabelter Kladske zunächst nach unten gebogen, dreht sich dann zurück bis in die Ebene des Cladoms, ohne die ursprüngliche Richtung des Kladsken zu halten, und endet schließlich mit einer starken Krümmung, die nach unten gerichtet ist). Zusätzlich – das scheint dem Autor das wichtigste Merkmal – sind auf der Oberseite (Bezeichnung nach der Lage der Dermalispicula im Schwamm) oder auf der Unterseite (dort weniger) unregelmäßig starke Verbreiterungen mit Kontaktflächen zum benachbarten Spiculum ausgebildet, die völlig den Zygomen bei Desmen gleichen, insbesondere bei jenen, wie sie bei Heloclonen auftreten. Im Zuge der Bearbeitung liassischer Beckensedimente hat der Verfasser ein Bruchstück einer "Dermalplatte" gefunden, an welcher nun eindeutig die enge Verflechtung der Dermalia in drei Lagen übereinander beobachtet werden kann.

Bei den Lithistida ist es bekannt, daß die Dermalia (meist triaene Nadeln) aneinandergereiht sind und somit eine Verstärkung (Panzerung) des Dermalabschnittes bewirken. Bisher jedoch ist weder fossil noch rezente die innige Verflechtung der Dermalia bekannt, auch nicht das Ineinandergreifen bzw. Übergreifen der Dermalia, wodurch zwei Drittel des benachbarten Spiculums abgedeckt werden. Im ersteren Fall handelt es sich um eine vollkommen dichte Panzerung, verursacht durch die komplette Verflechtung der Dermalia, die außerdem noch mehrlagig gebildet wurde, im letzteren Fall könnten kleine Lücken in der Panzerung auftreten.

Dermalispicula solcher Art wurden bisher nur aus der Obertrias (ab dem oberen Nor) bis in den Unterjura, und zwar bis in das obere Sinemurien, gefunden; der Schwerpunkt der Ausbildung solcher Dermalia fällt in das obere Hettangien bis untere Sinemurien. Trotz reicher Poriferenfaunen, die der Verfasser aus dem mittleren und oberen Jura studiert hat, wurden im mittleren und höheren Jura keine analog ausgebildeten Dermalia gefunden.

Megaskleren, die im Bauprinzip an Desmen erinnern, sind schon lange bekannt, weshalb DENDY (1921) hiefür den Begriff „Desmoid“ eingeführt hat. Er spricht von Megaskleren, die eine ähnliche Form wie Desmen haben, mit typischen rudimentären sekundären Auswüchsen (Zygomen), wie sie z.B. auch beim rezenten Schwamm *Crambe crambe* vorkommen. Die Desmoide im

Sinne von DENDY sind nicht homolog mit echten Desmen, die sich aus echinaten Monactinen entwickelt haben.

RAUFF (1893: 162) ist der Ansicht, nachdem mit den deutlich diagnostizierbaren Desmen isolierte Spicula vergesellschaftet sind (er bildet z.B. Dichotriaene mit nach seiner Nomenklatur lithistiden Kladsken ab), daß Triaene sich in ihrem Aussehen den eigentlichen Desmen bedeutend nähern und schließlich selbst in diese übergehen.

SCHRAMMEN (1924: 64) beleuchtet die Abkunft von Dermalia z.B. bei dicranocladinen Schwämmen von einer anderen Seite. Die Dicranocladina sind nach ihm Tetraxonia, deren Stützskelett aus durch Zygoose verbundenen monaxonen Dicranoclonen besteht. Als Dermalia treten Dichotriaene oder monaxone, phyllostriaenähnliche Kieselscheibchen auf. In den unregelmäßig gelappten Dermalia sieht SCHRAMMEN nicht Derivate von Megaskleren des regulären Typus (Dichotriaen), sondern Formen, die unmittelbar aus Desmen hervorgegangen sind.

Die Desmen sind aus monaxonen oder tetraxonen Megaskleren durch spätere Anlage von Kieselsäure, die zu unregelmäßigen Verbreiterungen und Verzweigungen bzw. Auswüchsen (Zygomen) geführt haben, entstanden. Die erste Anlage des Spiculums wird von RAUFF als Crepid bezeichnet; dieses ist entweder unverzweigt (monocrepid) oder verzweigt (tricrepid bzw. tetracrepid) oder es fehlt ein Crepid, ist also anaxial, dann spricht man von acripiden Desmen. Sie bilden das interne Skelett der Lithistida, die seit dem Mittelkambrium bekannt sind (RIGBY, 1988: 31), und zwar entweder in Form von verbindenden und ineinandergreifenden Zweigen, meist an ihrem Ende entwickelt, oder solchen, die zu einem rigiden (festen) netzartigen Skelett zusammengeschweißt sind.

Ziel dieser Studie ist es, die Art des Ineinandergreifens und Durchdringens der Dermalispicula (in einem Fall handelt es sich um unregelmäßige Dichotriaene, im anderen um besonders entwickelte Phyllostriaene) zu durchleuchten und auf ihre stratigraphische Bedeutung in Verbindung mit stark bestachelten Caltropen und Triaenen bzw. Dichotriaenen aus dem Oberjura und Rhät einzugehen.

Die Beschränkung der mit „Zygomen“ ausgestatteten Dermalia auf die Zeit vom Oberjura bis in das Sinemurien unterstreicht die Annahme, daß es sich um eine an der Trias/Jura-Grenze kurzlebige, besonders entwickelte Gruppe von lithistiden Schwämmen handelt, die aufgrund ihrer besonderen Spiculation eine eingehende Bearbeitung rechtfertigt.

Weiters wird noch kurz die hohe Diversität der regelmäßig und unregelmäßig gestalteten Dichotriaene aus dem unteren Jura vorgestellt; auf die damit vergesellschafteten Desmen wird nur kurz eingegangen, da sie Gegenstand einer eigenen Arbeit sind („Die mesozoischen Lithistida in den Nördlichen Kalkalpen“, in Druck).

2. Bemerkungen zur Bildung von Kieselnadeln der Demospongiae

Die Skleren der Kieselschwämme bestehen aus einer wäßrigen, amorphen, dem Opal ähnlichen Material (all-

gemein als Skelettopal bezeichnet). Das $\text{SiO}_2\text{:H}_2\text{O}$ -Verhältnis ist allerdings nicht bei allen Schwämmen gleich. Bei den Hexactinelliden beträgt das $\text{SiO}_2\text{:H}_2\text{O}$ -Verhältnis 4:1, bei den Demospongien 5:1.

Die Spicula (Mega- und Mikroskleren) finden sich sowohl in Larven, in Gemmulae, als auch in adulten Schwämmen. Sie sind im Inneren des Schwammes über den ganzen Körper verteilt und können auch bis über die Oberfläche hinausragen.

Die Entwicklung der Kieselnadeln bei den Demospongiae (in der Folge werden nur mehr Demospongien besprochen) verläuft intracellulär. Die Megaskleren werden in Megasklerocyten in ganz anderer Weise als die Mikroskleren, die in Mikrosklerocyten entstehen, gebildet.

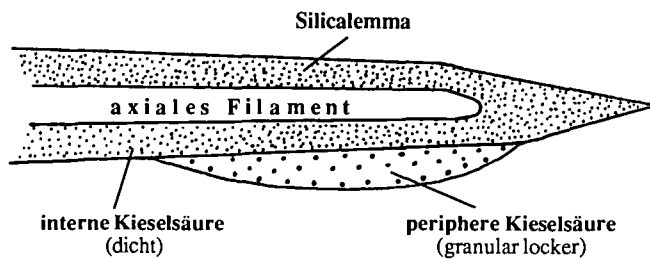


Abb. 1. Zweikomponentensystem der Silifizierung: dichte und locker gebildete Kieselsäure. Nach einem ELMI-Photo von SIMPSON (1981:535) schematisiert gezeichnet.

Hier soll nur auf die Bildung (Spiculogenese) der Megaskleren eingegangen werden. Diese beginnt mit dem Aufbau des axialen Filaments, aus organischem Material bestehend, welches stets von der Silicalemma umgeben ist (GARONNE et al., 1981: 513). Die SiO_2 -Ablagerung um das axiale Filament ist der nächste Schritt in der Spiculogenese, wobei der Ansatz zu diesem Schritt noch nicht voll aufgeklärt ist. Die Anlagerung der Kieselsäure verläuft nicht gleichzeitig entlang dem gesamten Filament, sondern kann z.B. im mittleren Bereich stärker sein als an den Enden des Spiculums.

In den neuentstandenen Skleren kristallisiert die Kieselsäure in zwei verschiedenen Arten aus (beobachtet an Süßwasserschwämmen durch SIMPSON, 1981: 534). Direkt um das axiale Filament ist die Kieselsäure wesentlich dichter angelagert als in Richtung der Silicalemma. Abb. 1 gibt dieses Zweikomponentensystem der Verkieselung wieder, und zwar nach ELMI-Aufnahmen von SIMPSON, das etwas schematisiert zeichnerisch übertragen wurde. Auf das Problem, wie die wäßrige Kieselsäure die vielen Barrieren überwindet, um schließlich zu den Sklerocyten zu gelangen, einzugehen, würde hier zu weit führen.

Die Bildung der Kieselspicula wird verstanden als Kombination von zwei intracellulären Prozessen; einmal die Entwicklung eines organischen axialen Filaments, zum anderen die Abscheidung und das Wachstum der Kieselsäure um dieses axiale Filament. Ist das Spiculum im Sklerocyten fertiggestellt, d.h. die Endgestalt erreicht, platzt der Sklerocyt und das entbundene Spiculum wird von den Collencyten in die richtige Position gebracht.

In der Folge kommt dem Spongine (eine fibröse Substanz, aus collagenen Fibrillen bestehend) eine große Bedeutung zu, das in eigenen Zellen, den Spongocyten, gebildet wird; es ist nach der Einrichtung der Skle-

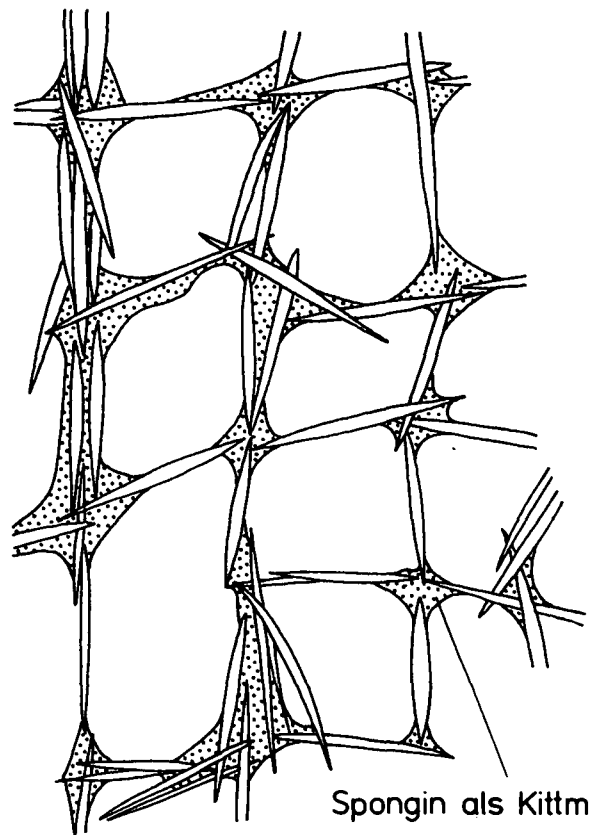


Abb. 2. Spongine als Kittmasse um die Enden monaxoner Skleren. Etwas modifiziert nach VOSMAER (1887, Taf. XX, Fig. 1).



Abb. 3. Spongine in Form von Faserbündeln, in denen die Skleren orientiert eingelagert sind. Nach HARTMAN (1981:459, Fig. 16-2b).

ren in unterschiedlicher Menge verfügbar (siehe hierzu HARTMAN, 1981: 459).

- a) Kleine Mengen von Spongin umhüllen die Enden der von den Collencyten in die richtige Lage gebrachten Megaskleren, wodurch ein mehr oder minder geordnetes Netzwerk entsteht (siehe Abb. 2). In diesem Fall fungiert das Spongin als Kittmasse.
- b) Die Kieselnadeln werden in ihrer endgültigen Position in Faserbündeln, aus Spongin bestehend, eingebettet, wo sie innerhalb dieser ein eigenes Netzwerk bilden (Abb. 3).
- c) Ganze Gruppen oder zu Trakten vereinigte Spicula können durch unterschiedliche Mengen von Spongin, das als Zement fungiert, miteinander fest verbunden werden.

Bei den lithistiden Schwämmen ist die Bildung der Desmen (primäre Spicular-Einheit) komplizierter. Die meist mehrmalig verzweigten Desmen erfahren ihre Verdickung und starke Ornamentierung durch einen eigenen sekundären Verkieselungsprozeß. So entstehen die meist terminalen, sehr komplex gebauten Fortsätze = Zygone (wurzelig verästelt, in kurze Fasern und Lappen zerschlitzt etc.), die dazu dienen, sich gelenkartig mit jenen der Nachbar-desmen zu verbinden bzw. innig mit diesen zu verzahnen (Zygoose) (siehe hierzu Abb. 4).

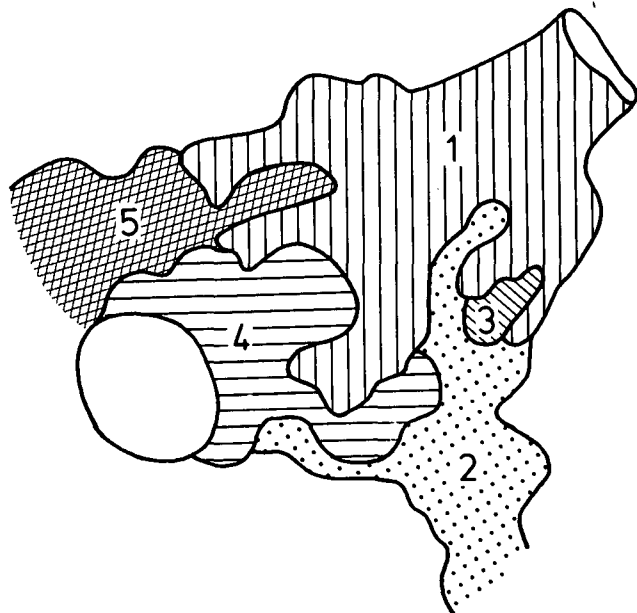


Abb. 4.
Zygoose von 5 innig miteinander durchdrungenen Enden (Zygomem) eines rezenten lithistiden Schwammes.
Gezeichnet nach ELMI-Aufnahmen von HARTMAN (1981, Fig. 16-26b).
Vergr. ca. 500 x.

Die sekundäre Kieselsäureausscheidung wird deshalb angesprochen, weil es vom Verfasser als möglich erachtet wird, daß in aus der Obertrias und dem Lias vorliegenden, mit Zygomem ausgestatteten Dermalia diese einen analogen Kieselsäureprozeß, wie er bei den Desmen nachgewiesen ist, durchlaufen haben. Hierbei erhebt sich allerdings die Frage, nachdem man von Süßwasserschwämmen weiß, daß bei Ausbuchtungen bzw. Abweichungen von der klar definierten geometrischen Form eines Spiculums zwei unterschiedlich dichte Kieselsäureabscheidungen stattfinden, ob in den aus den hier vorliegenden Dermalia bekannten Verbreitungen nicht ein weiterer und somit dritter Bildungs-

prozeß in der Kieselsäureabscheidung stattgefunden hat (siehe hierzu die dargestellten Überlegungen in Abb. 5).

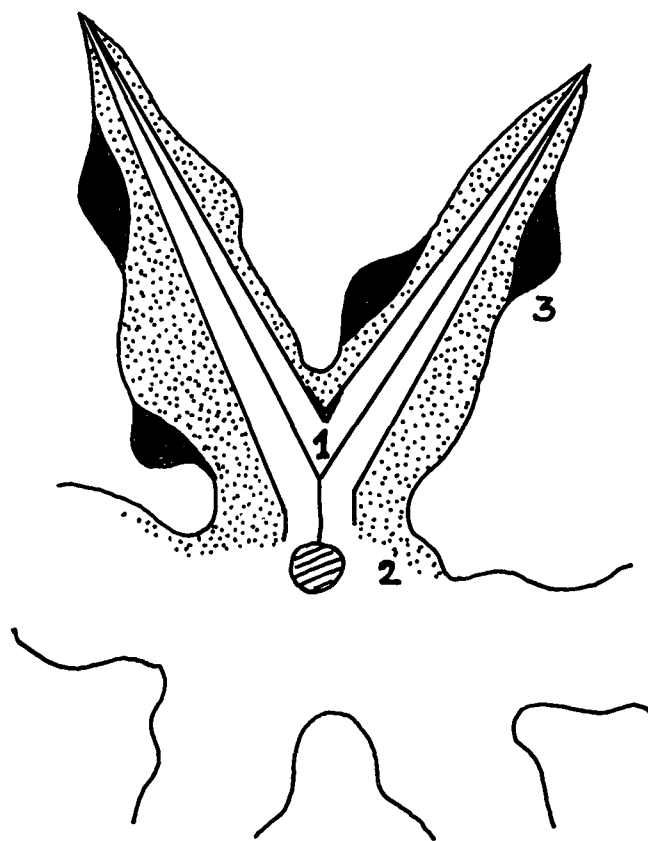


Abb. 5.
Mehrfach ablaufender Silifizierungsprozess.
1 = verdichtete Kieselsäure; 2 = granulose Kieselsäure; 3 = sekundäre Kieselsäure bei der Bildung zygomartiger Auswüchse.

3. Das Skelett der Lithistida

Die Lithistida sind als Ordnung der Unterklasse Tetractinomorpha zu betrachten. Obwohl sie eine polyphyletische Vergesellschaftung von Demospongien darstellen und ein detailliertes Wissen über Histologie und Entwicklung der verschiedensten Familien noch aussteht, ist man zunächst einmal übereingekommen, alle desmenführenden Schwämme zu den Lithistiden zu stellen. LEVI (1973) trennt jene Familien, die zusätzlich zu den Desmen ein peripheres Skelett aus trianen Asten und Microrhabd entwickeln, und stellt diese zu einer eigenen Ordnung, die er Desmophorida nennt.

Das interne Skelett der Lithistida setzt sich aus Desmen (Anomoclone bzw. Astroclone, Chiastoclone, Dicranoclone, Didymoclone, Heloclone, Megaclone, Megarhizoclone, Orchoclone, Rhabdoclone, Rhizoclone, Sphaeroclone, Tetracclone und Tricranoclone*) mit all ihren Derivaten zusammen.

Die Desmen stehen mit ihren Zygomem (meist nur peripher entwickelt) in einem eng verschlungenen bis verflochtenen Verband (siehe hierzu auch Abb. 4) oder sind

*) In der Desmenterminologie herrschen z.T. noch Unklarheiten, z.T. sind die hier angeführten Begriffe synonym (siehe hierzu MOSTLER, 1989, in Druck: „Die mesozoischen Lithistida in den Nördlichen Kalkalpen“).

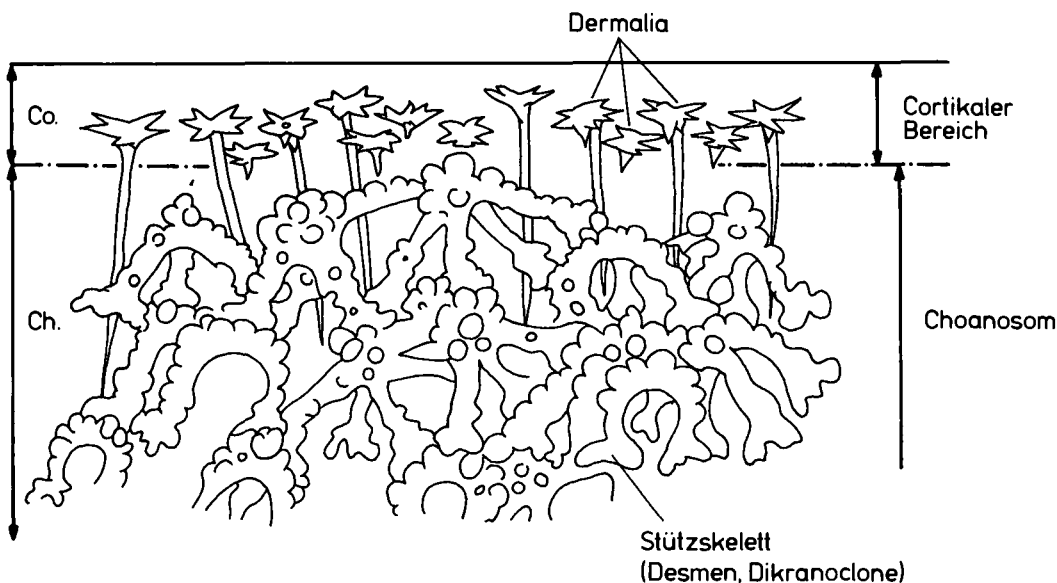


Abb. 6.
Stütz- und Deralskelett
eines rezenten lithistiden
Schwammes.

zu einem rigiden Skelett zusammengeschweißt (HARTMAN et al., 1980: 28). KRÜGER (1976: 28) definiert die Zygome folgendermaßen: "Desmone besitzen am Ende oder auf der gesamten Oberfläche unregelmäßige Auswüchse, sogenannte Zygome, die eine enge Verbindung miteinander eingehen und dadurch ein festes Gerüst bilden. Sie sind jedoch nie miteinander verschmolzen." Es gibt jedoch beide Arten der Verbindung, wie man von rezenten Poriferen weiß.

Im folgenden wird der Aufbau eines lithistiden Schwammes dargestellt, der neben dem Stützskelett aus innig miteinander verbundenen Desmen, die sich im Choanosom bilden (in Abb. 6 handelt es sich um Dikranoclone), auch noch Dermalia entwickelt, die sich im wesentlichen auf den corticalen Bereich beschränken. Es handelt sich in diesem Fall (Abb. 6) um dichotriaene Nadeln mit z.T. langen Rhabden, die noch in das Choanosom hineinreichen. Sie treten zusammen mit Dichotriaenen auf, die ein kurzes Rhabd oder zu einem Knoten reduziertes Rhabd aufweisen, die sich ausschließlich auf die Cortex beschränken. Sie liegen z.T. verstreut, z.T. enger aneinandergereiht, ohne sich dabei zu berühren, bilden jedoch in ihrer Gesamtheit ein „Außenskelett“, das zur Verstärkung des Schwammes beiträgt.

4. Beschreibung der Dicho- und Phyllotriaene, die ein eng verflochtenes Deralskelett aufbauen

Bevor auf die besonders ausgebildeten Dermalia eingegangen wird, soll noch kurz erwähnt werden, daß in einer einzigen Probe, vergesellschaftet mit den Dermalia, weitere 18 verschiedene Typen von regelmäßig entwickelten Dichotriaenen nachgewiesen werden konnten (siehe Abb. 7).

Ausgehend von einer gut erhaltenen Dermalplatte (Abb. 8; Taf. 1, Fig. 1, 3 und 6), an der man direkt die Ausbildung der einzelnen Dichotriaene, die miteinander eng verflochten sind und einen mehrlagigen Aufbau zeigen, beobachten kann, werden im folgenden die

verschiedenen durch Zygome charakterisierten Megaskleren vorgestellt. Aus Abb. 7 geht die z.T. recht unterschiedliche Begrenzung der Dichotriaene hervor; es handelt sich hierbei um einen eigenen Typus dichotriaener Skleren, dessen Kladiske zwar unregelmäßig gestaltet, jedoch nicht durch extreme Ausbuchtungen charakterisiert sind.

In Abb. 9 sind zwei Exemplare von diesem Typus (siehe auch Taf. 1, Fig. 2) aus dem Obersevat abgebildet, um die Kontaktflächenspuren, die von anderen Dichotriaenen herrühren, mit denen sie innig verschlungen waren, darzustellen.

Ein weiterer Typus, der zu diesen Formen vermittelt, aber durch breite "Auswüchse" gekennzeichnet ist, ist aus Abb. 10 zu entnehmen (Abb. 10; Taf. 2, Fig. 1, 3, 6). Es soll besonders darauf hingewiesen werden, daß diese Auswüchse z.T. deutlich von den Kladisken durch eine Art "Schweißnaht" getrennt sind (besonders gut in Fig. 1, 3 und 6 auf Taf. 2 zu erkennen) und im vorliegenden Exemplar nur auf der Oberseite beobachtbar sind. Ihr Zustandekommen dürfte erst dann eingetreten sein, als der Bau des Spiculums um das axiale Filament bereits abgeschlossen war, und es erst durch Annäherung eines benachbarten Kladisken oder mehrerer Teilabschnitte des Cladoms zur Anregung eines zusätzlichen Kieselsäurewachstumsprozesses kam.

Sehr deutlich sichtbar wird durch die Herausdrehung eines gegabelten Kladisken die Verbindung zwischen der auswuchsartigen Verbreitung und der Kontaktfläche mit dem nächsten Ast des Spiculums, weil man dadurch bei der Ansicht von unten den zygomartigen Ansatz bis auf die Oberseite direkt verfolgen kann (vergl. hierzu Abb. 11; Taf. 2, Fig. 1 bzw. Fig. 3; Taf. 7, Fig. 5). Nachdem bei den meisten Desmen die Zygome am Ende der Clone entwickelt sind, bietet sich der Vergleich von Zygomen der hier beschriebenen Dermalia mit jenen der Heloclone an (Abb. 11, Fig. 2–6).

Weitere dichotriaene Sklerentypen von ungleichmäßiger Bauweise, mit Zygomen ausgestattet und spitz endenden gegabelten Kladisken, sind aus dem Obernorder Pötschenkalke bekannt (siehe MOSTLER, 1978: Taf. 4, Fig. 6), außerdem aus dem rhätischen Teil der Zlambachschichten nachgewiesen (siehe MOSTLER, 1986: Taf. 1, Fig. 5), wobei letztere mehrmals nach un-

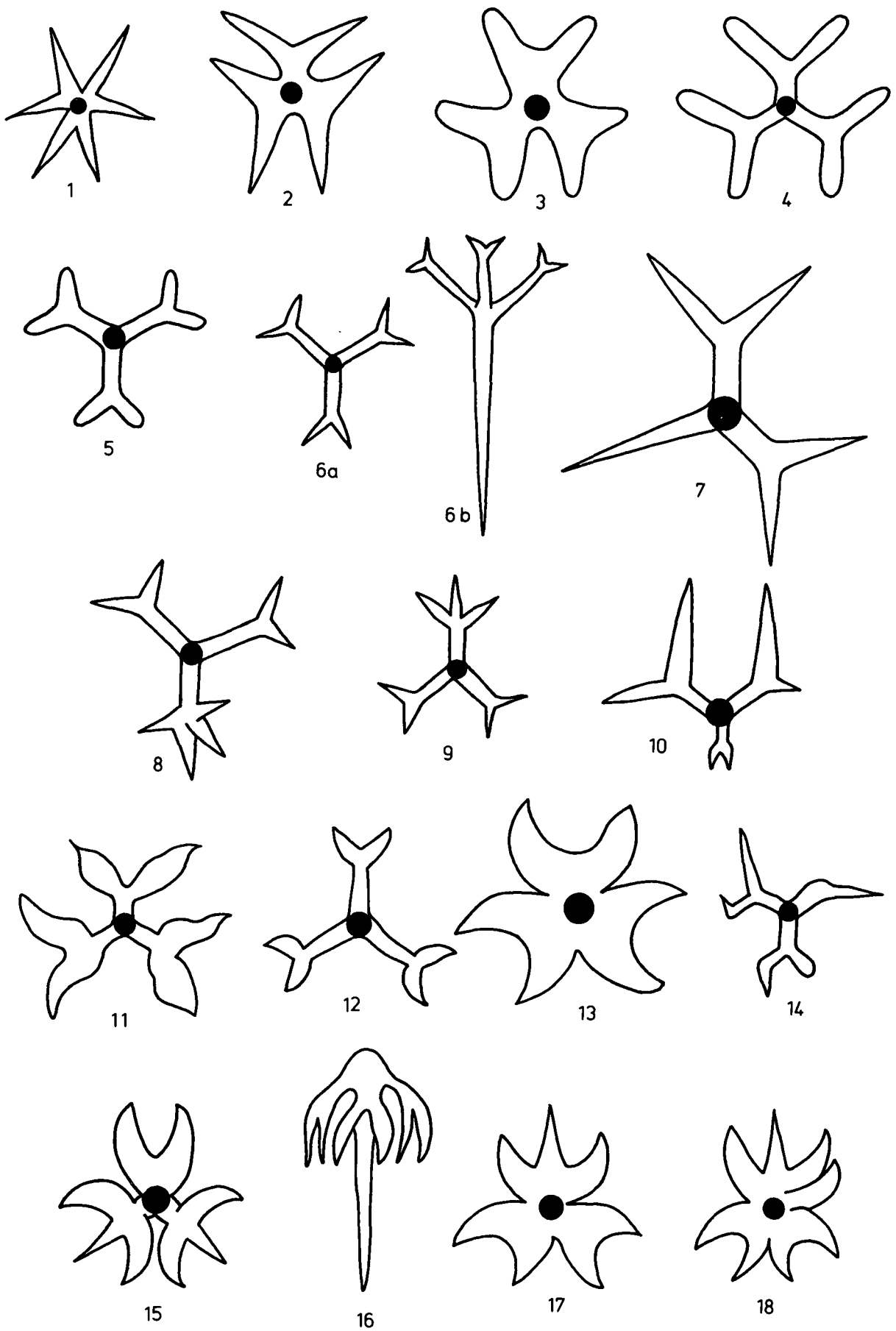


Abb. 7.
 Mehr oder minder regelmäßig entwickelte Dichotriaene.
 Alle stammen aus einer Probe des unterliassischen Kirchsteinkalkes.

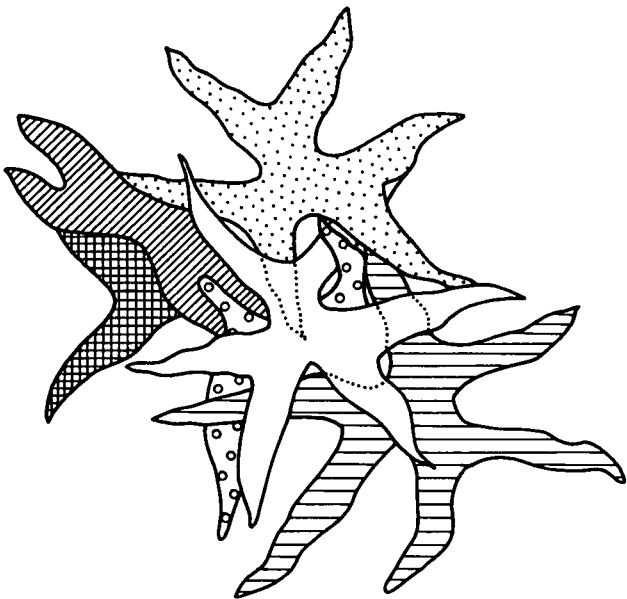


Abb. 8.
Innig miteinander zu einer Dermalplatte verschlungene Dichotriaene aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

ten und oben durchgebogen sind und auch die Achsenlage der einzelnen Kladiske stark gestört ist. Darunter sind auch Formen, die bereits zu den Trichotriaenen zu rechnen sind (Exemplare mit je einem dreigegabelten Ast). Im Rhät stärker vertreten sind auch stark unregelmäßig gebaute Trichotriaene, die ebenfalls durch die Führung von Zygomen auffallen (Taf. 4, Fig. 3).

Sehr groß, wenig differenziert (nur stark unterschieden im Gabelungswinkel der Kladiske) sind Formen aus dem Unterlias, die einen eigenen Typus darstellen (Taf. 4, Fig. 15). Als weitere Variation in der Gestaltung von Dichotriaenen mit spitz endenden, gegabelten Kladisken seien noch selten auftretende Sklerenformen genannt, die durch mindestens vier rechtwinklig nach unten geneigten Kladiske (der rechte Winkel tritt direkt am Gabelungspunkt auf (siehe hierzu Taf. 1, Fig. 4) gekennzeichnet sind.

Insgesamt wurden 6 verschiedene Typen von Dichotriaenen und ein Typus eines Trichotriaens mit spitz endenden Kladisken, die mit Zygomen ausgestattet sind, aus dem Zeitraum zwischen Obernor und unterem und oberem Sinemurien in dieser Studie dargestellt.

Wenige, jedoch auffallend gestaltete Dichotriaene sind solche mit rund endenden, gegabelten Kladisken, deren Zygome nicht mehr von jenen echter Desmen unterschieden werden können (Abb. 12; Taf. 5, Fig. 5). Während der in Abb. 12 dargestellte Typus wenig differenzierte Ausbuchtungen auf der Oberseite aufweist, ist ein zweiter Typus durch sehr breite, senkrecht zu den Kladisken entwickelte Auswüchse bzw. eigene Ästchen gekennzeichnet (Taf. 5, Fig. 3).

Die übrigen auf den Tafeln dargestellten Dichotriaene sind solche, die eine dichte Besetzung mit Dornen und Stacheln aufweisen (Taf. 2, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 1), sowie wenige, stark bestachelte Dichotriaene, die aus dem Rhät der Zlambachschichten stammen (MOSTLER, 1986: 342). Weiters wurden noch breit angelegte Dichotriaene, z.T. schon Übergangsformen zu den Phyllotriaenen, aus dem Rhät bekannt (Taf. 4, Fig. 7). Sie haben nichts mit den zygomführenden Dichotriaenen zu tun, sondern

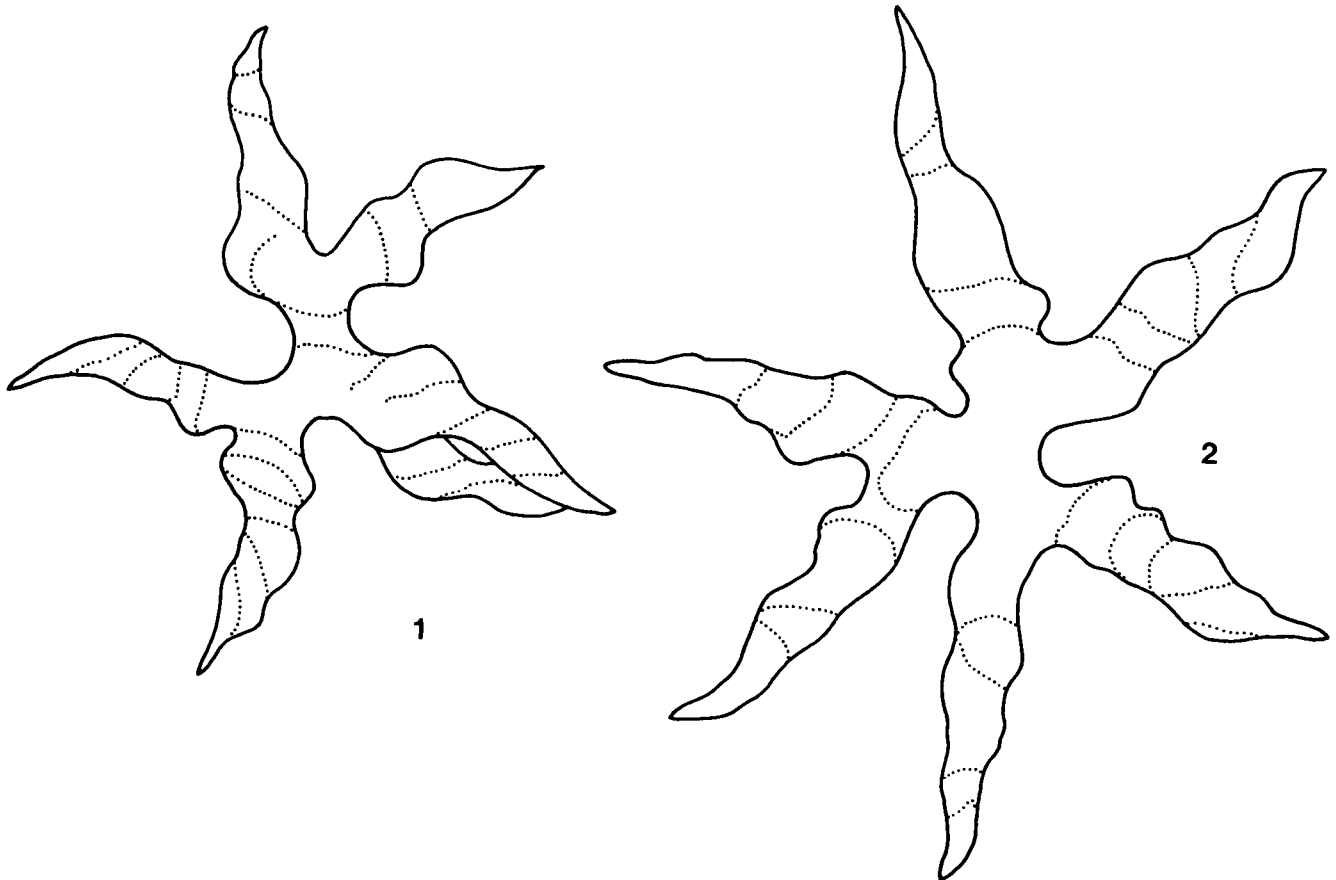


Abb. 9.
Die zygomartigen Einstülpungen und Auswüchse auf der Oberseite von Dichotriaenen.

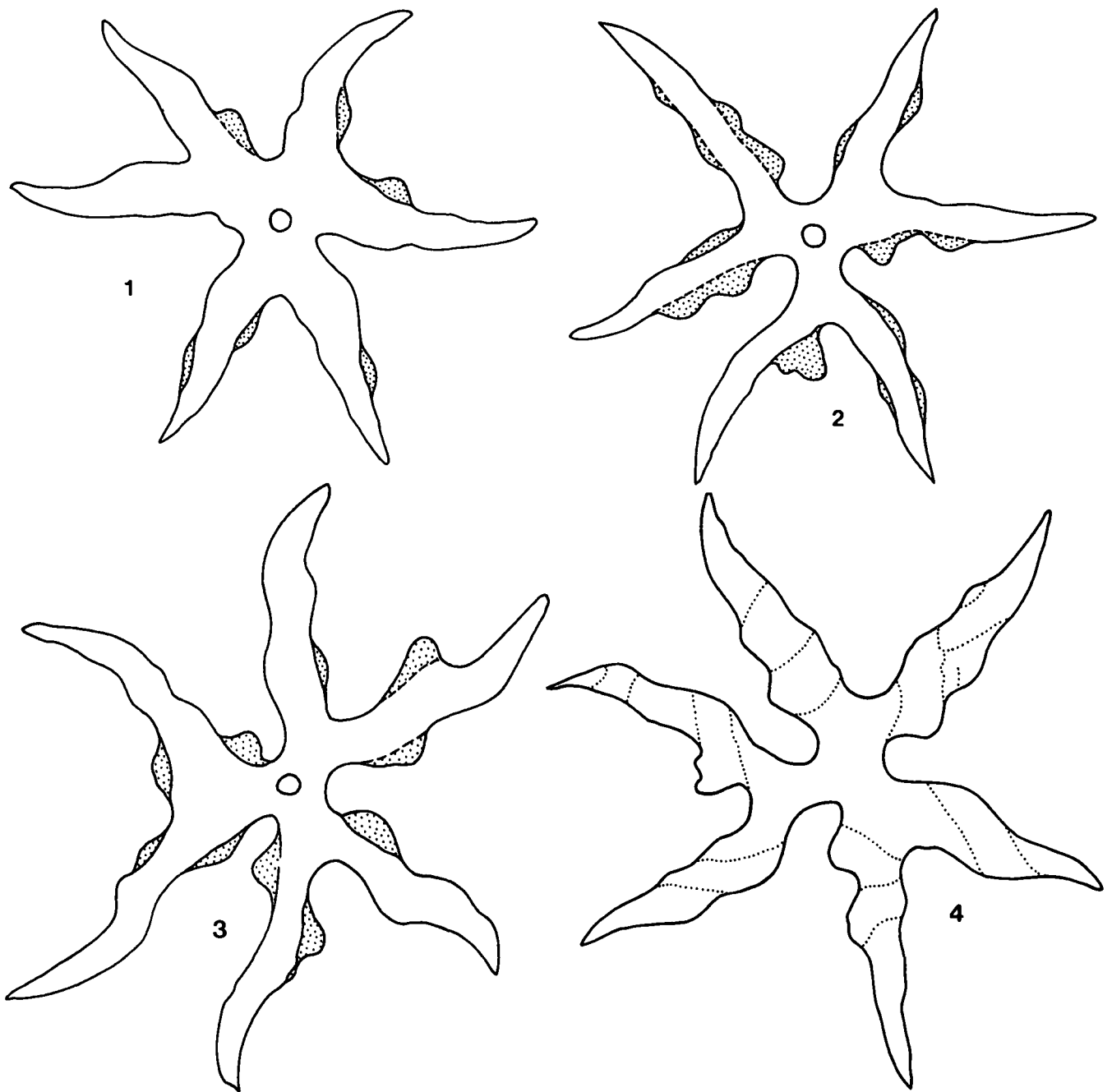


Abb. 10.

Fig. 1-3: Unterseite von Dichotriaenen mit örtlich starken Verbreiterungen (Auswüchsen bzw. Zygomen), die durch eine „Schweißnaht“ von den Kladisken getrennt sind.

Fig. 4: Oberseite mit zygomartigen Eindellungen und Ausbuchtungen.

sind nur wegen der hohen Diversität der Dichotriaene im unteren Lias hier mit aufgelistet bzw. abgebildet.

Abschließend zu den Dichotriaenen als Dermalia von Lithistiden sei auf solche Formen aufmerksam gemacht, deren Kladiske auf der Oberseite stark verzweigt und verästelt sind. RAUFF (1883: 162) spricht von Dichotriaenen mit lithistiden Kladisken. Die stärkste Zerschlitzung und Zerwurzelung tritt bei Phyllotriaenen der rezenten Lithistida, Gattung *Racodiscola* sp., auf (siehe hierzu HARTMAN, 1981: 472) und Abb. 13.

In den unterliassischen Faunen stark vertreten sind Phyllotriaene, die alle Übergänge vom Dichotriaen zum Phyllotriaen zeigen. Auf diese Sklerenart wird noch später eingegangen.

Zunächst wollen wir uns mit den gedrungenen Phyllotriaenen beschäftigen, die durch eine sehr starke Verbreiterung der Kladiske vor und nach der Gabelung auffallen, welche jedoch nicht bis an das Ende der Strahlen reicht. Der Habitus dieser Spicula ist breit gedrungen und durch einen völlig planen zentralen Teil gekennzeichnet, während der Rand bzw. die einzelnen Äste stets nach unten gebogen sind (Abb. 14; Taf. 6, Fig. 1 6). In der weiteren Folge werden die einzelnen Schritte des Breitenwachstums dargelegt. Zuerst wird nur ein einfaches Triaen angelegt, danach folgt der Weiterbau zum Dichotriaen, wobei die Verbreiterung, vom triaenen Zentralteil ausgehend, über den gegabelten Kladiskabschnitt hinauswächst - dies ist überdies

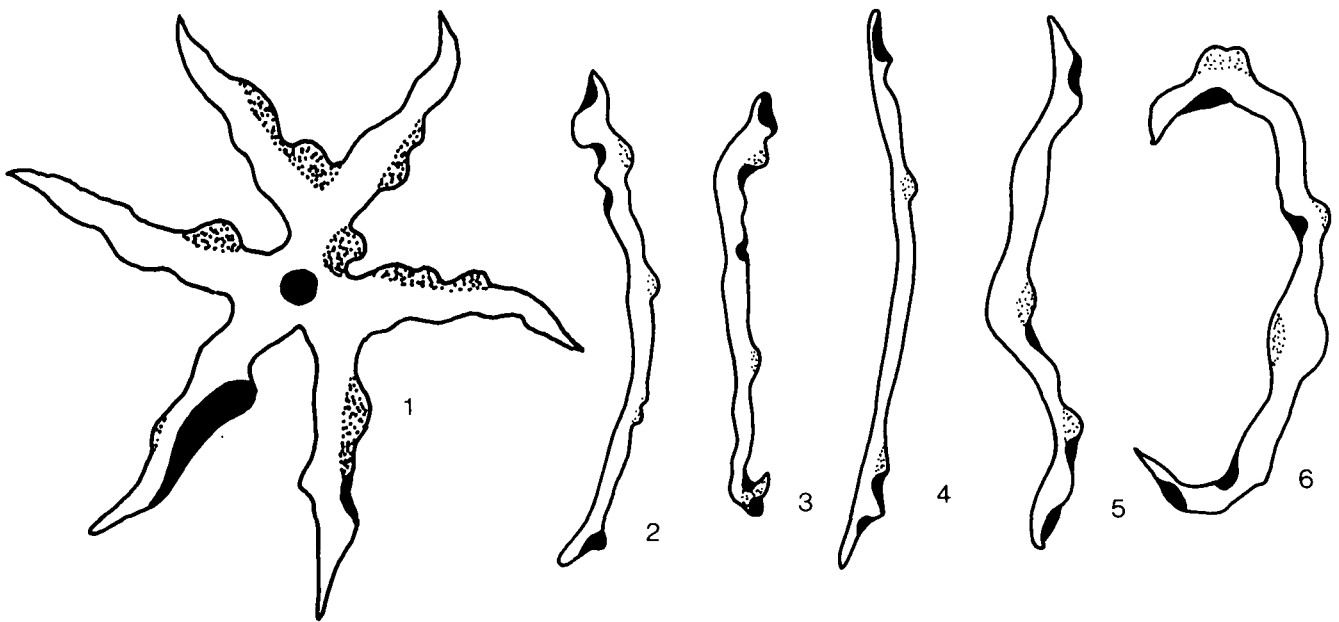


Abb. 11.
Gegenüberstellung der Zygome von Heloclonen (Fig. 2-6, rechts) zu solchen von Dichotriaenen (Fig. 1, links).

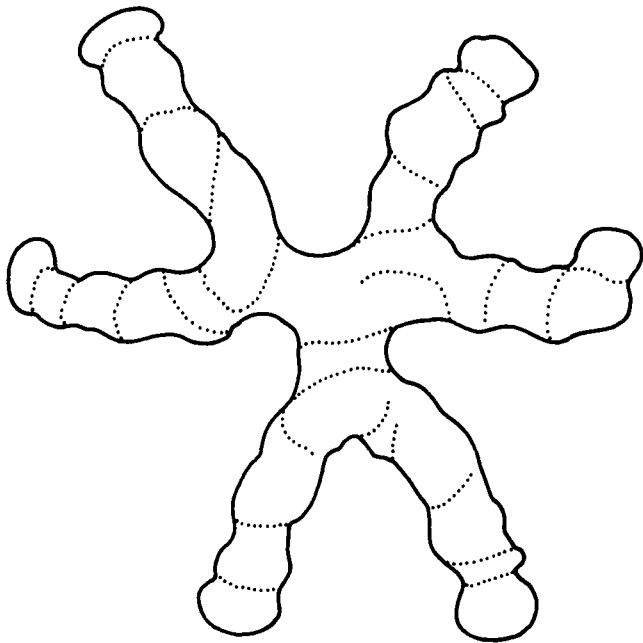


Abb. 12.
Oberseite eines Dichotriaens mit den „Zygomem“, dessen gegabelte Kladiske stumpf enden.

jener Bereich, in dem die drei starken Einschnitte ausgespart bleiben – und dann setzt etwa auf zwei Dritteln der Länge der gegabelten Kladiske ein weiteres Breitenwachstum fort, wobei immer noch streng die ursprünglich angelegte Ebene eingehalten wird. Dieser Abschnitt ist stets vollkommen plan. Erst im letzten Drittel sind die gegabelten Kladiske vom Breitenwachstum ausgespart – dies ist genau jener Bereich, in dem die einzelnen Strahlen stark nach unten biegen. Die Biegung setzt aber in vielen Fällen schon etwas vorher an, wodurch die in Abb. 15, Fig. 2b, im Querschnitt dargestellte Bauart hervorgerufen wird.

Die einzelnen Phyllotriaene mit der zuvor beschriebenen eigenartigen Bauform sind nicht lose im corticalen

Bereich angesiedelt, sondern stehen miteinander in innigem Kontakt, wobei im Extremfall die zu Knöpfen reduzierten Rhabde an den tiefen Buchten zwischen den breiten Lappen stark aneinanderrücken und somit eine intensive Verfingung hervorrufen (siehe hierzu Abb. 16). In den meisten Fällen ist es aber nur eine randliche Verzahnung, bei der der lappig entwickelte Zentralteil wiederum fast lückenlos an jenem des nächsten Spiculums voll anliegt und dadurch eine glatte, ebene Abschlußfläche nach oben bildet. Auch dadurch ist eine nahezu lückenlose Panzerung im corticalen Be-

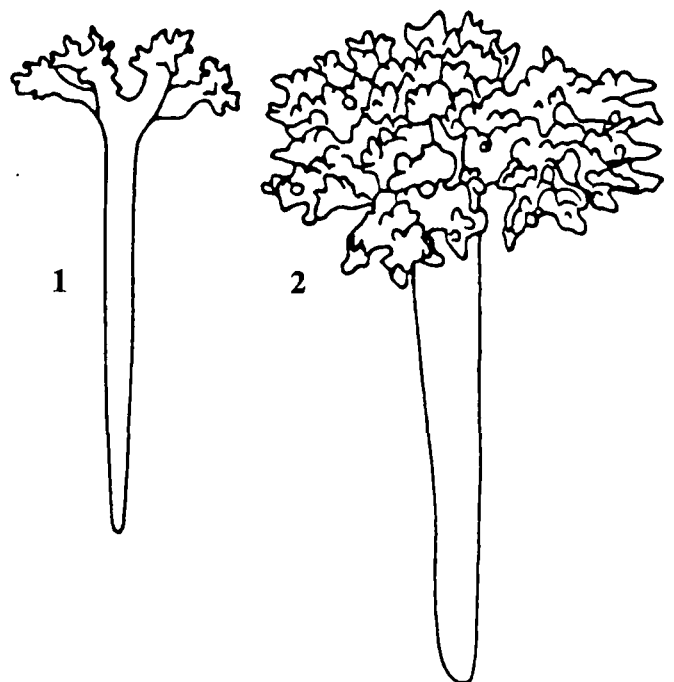


Abb. 13.
Fig. 1: Dichotriaena mit langem Rhabd und zerwurzelten Kladisken.
Fig. 2: Phyllotriaena mit extremer Zerschlitzung und Zerwurzelung der Kladiske.
Nach RAUFF (1883) und HARTMAN (1981).

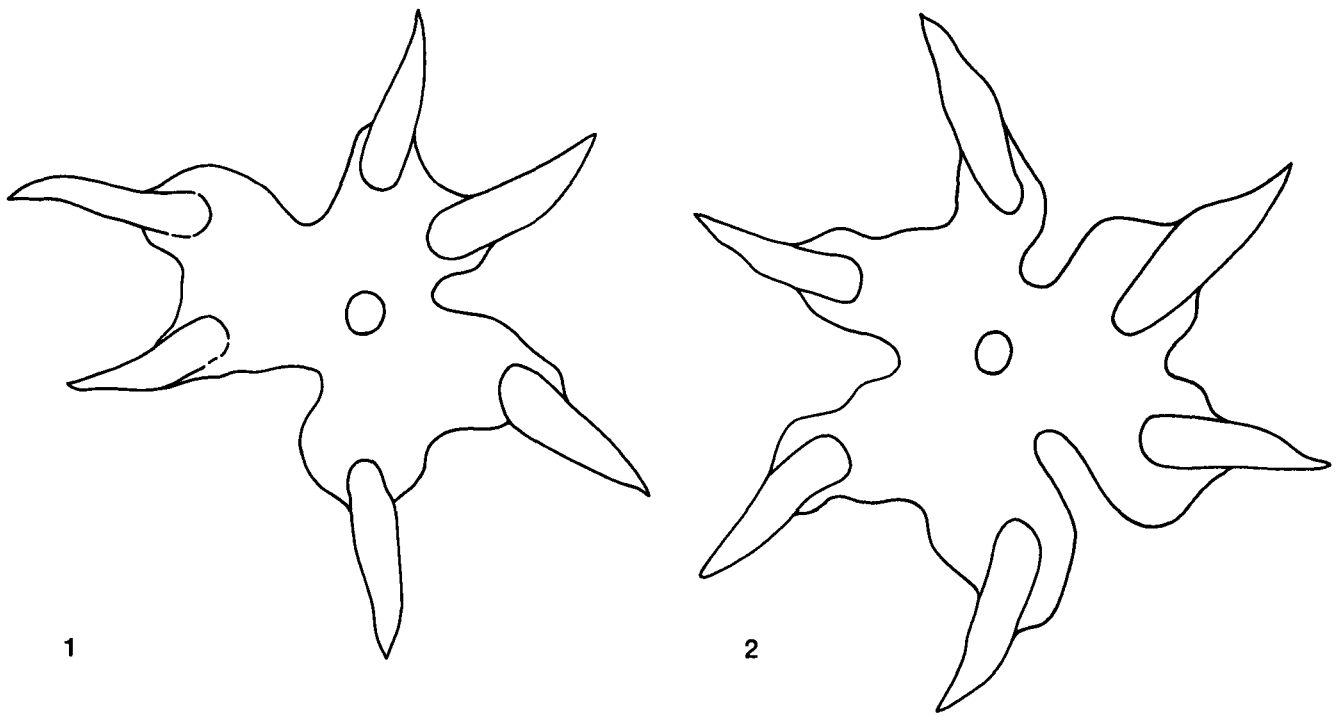


Abb. 14.
 Unterseite von zwei Phyllostriaen.
 Hervorgehoben wurden besonders die nicht verbreiterten Anteile der nach unten gebogenen Kladske.

reich gewährleistet (die glatten, planen Flächen an der Oberseite der Spicula sind sehr schön aus Taf. 6, Fig. 1-6, zu entnehmen).

Trichotom verzweigte Kladske sind sehr ähnlich wie die zuvor beschriebenen Skleren gestaltet. Zwei solcher Spicula sind in Abb. 17 aus dem oberrorischen

Anteil der Zlambachschichten abgebildet. Dieselben sind nach dem Schema der Verflechtung in Abb. 18 dargestellt.

Wie bereits angekündigt, sind in den unterliassischen Poriferenfaunen der pelagischen Fazies häufig Skleren präsent, die alle Übergänge vom Dichotriaen zum Phyl-

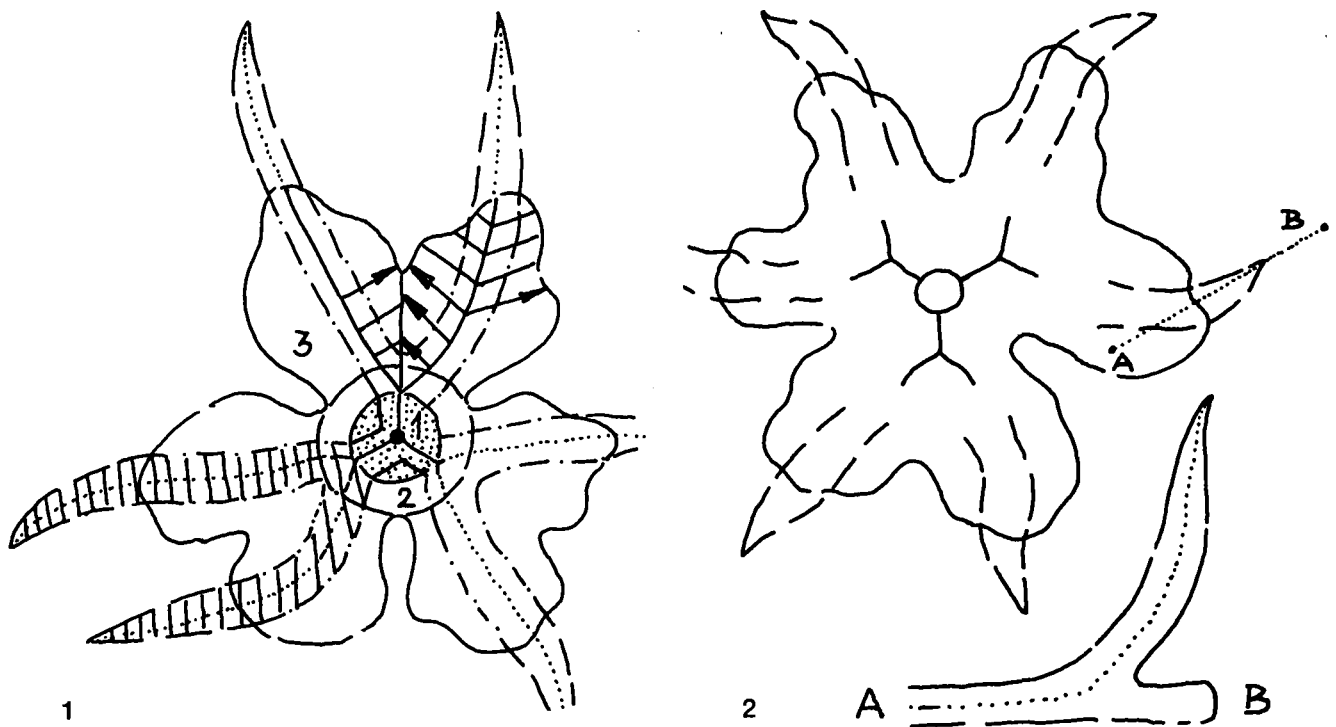


Abb. 15.
 Fig. 1: Breitenwachstum eines Phyllostriaens; die einzelnen Wachstumsstufen sind hier dargestellt.
 Fig. 2: Verlauf der Achsenkanäle bzw. die Bildung von zwei Ebenen innerhalb eines Spiculums. Die Verbreiterung selbst läuft in einer Ebene ab und führt zu einem planen Abschnitt, während die nicht verbreiterten, gegabelten Kladske im distalen Abschnitt von der Ebene stark nach unten, eine dritte Dimension aufbauend, abweichen (siehe Fig. 2b).

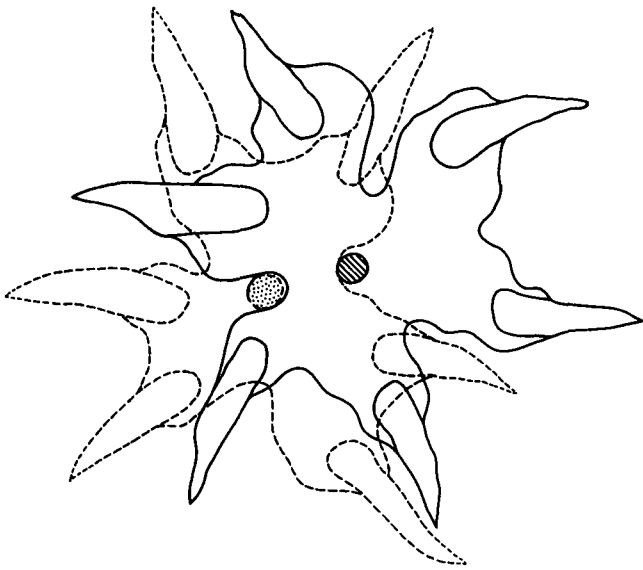


Abb. 16.
 Aufbau einer „Dermalplatte“, durch innig miteinander verflochtene Triaene entstanden.
 Aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

lotriaen zeigen. Typisch für sie ist der verbreiterte Mittelteil (Breitenwachstum um eine triaene Anlage) und die stark verbreiterten gegabelten Kladisken mit örtlichen Auswüchsen (Taf. 2, Fig. 1. Hier kann man schon von einem eindeutigen Phyllotriaen sprechen; Fig. 2: Übergang vom Dichotriaen zum Phyllotriaen; Fig. 3: ein Dichotriaen). Annäherungen an die breitlappigen Phyllotriaene, wie sie in Abb. 15 dargestellt sind, sind ebenfalls vorhanden, nur mit dem Unterschied, daß der distale Bereich der gegabelten Kladisken ebenfalls verbreitert ist (Taf. 5, Fig. 1). Das auf Taf. 5, Fig. 3, dargestellte Exemplar weist keine erweiterten Kladiskenden auf.

Obwohl die durch Zygome ausgewiesenen Dichotriaene als auch die breitlappigen Phyllotriaene mit den schlanken, distalen Kladiskenabschnitten sehr charakteristische, ja sogar ausgefallene Formen darstellen, wurde von einer systematischen Erfassung Abstand genommen, zumal es sich hierbei nur um Dermalia handelt und über den Aufbau der Stützskelette (Desmenart) nichts bekannt ist bzw. nur Vermutungen angestellt werden können. Es wird versucht, auf statistischem Wege hinter jene Desmenart zu kommen, die mit diesen charakteristischen Dermalispicula in Verbindung steht.

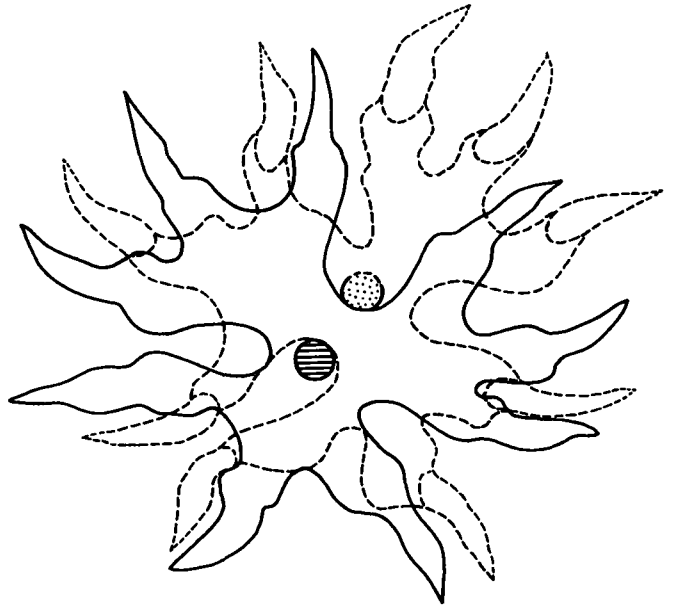


Abb. 18.
 Zwei eng miteinander verbundene Phyllotriaene (trichotom verzweigte Kladisken), deren zu Köpfen reduzierte Rhabde in den tiefen Buchten sehr eng aneinanderrücken und somit eine ausgezeichnete Panzerung bilden.

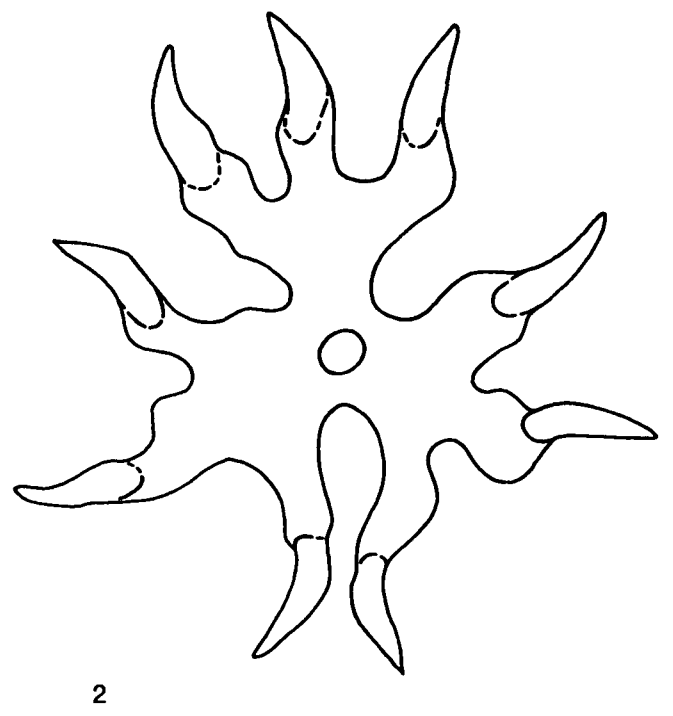
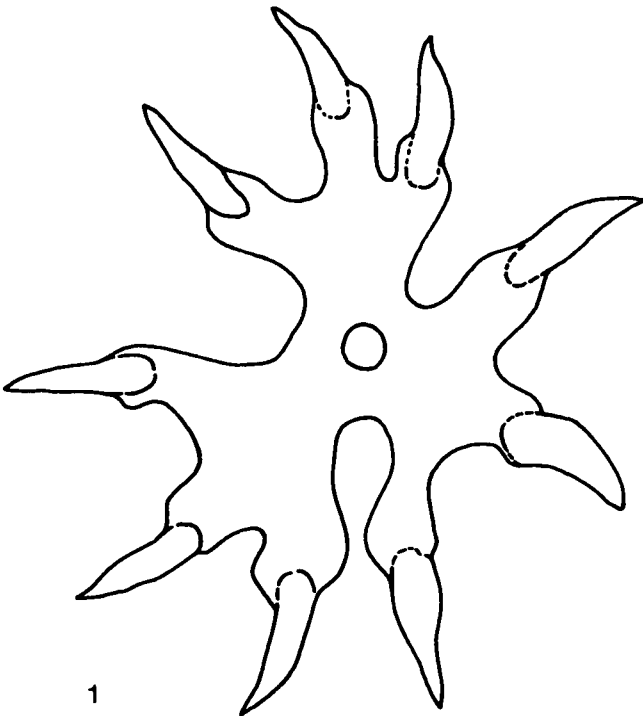


Abb. 17.
 Phyllotriaene, aus einem Dichotriaen gebildet, mit stark nach unten gebogenen, nicht verbreiterten Kladiskenden.
 Aus dem Obern der Zlambachschichten.

5. Bemerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der beschriebenen Dermalia und weiterer Megaskleren an der Trias/Jura-Grenze

Mit Zygomen ausgestattete Dichotriaene sind seit dem Oberror (Sevat) nur aus der pelagischen Fazies bekannt (MOSTLER, 1978, 1986). Es sind dies Dichotriaene, z.T. mit geringem Breitenwachstum der Kladiske, die wenige zygomartige Auswüchse zeigen (vergl. hierzu Taf. 4, Fig. 6); sie sind auf das Sevat beschränkt (Pötschenkalke und oberrorische Zlambachschichten). Dichotriaene mit einem trichotom gegabelten Ast und wenigen Zygomen sind bisher nur aus dem Rhät der Zlambachschichten bekanntgemacht worden (Taf. 1, Fig. 5), während jene aus dem Lias (Hettangien bis oberes Sinemurien) sehr vielgestaltig sind (es wird auf die 6 von Dichotriaenen mit spitz endenden Kladisken und 2 Typen mit stumpf endenden Kladisken, die in dieser Arbeit beschrieben werden, verwiesen) und sich auch durch eine starke Zygombildung von den nörisch-rhätischen Formen unterscheiden.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand lassen sich die oberrorischen, mit Zygomen ausgestatteten Dichotriaene gut von jenen des Rhät, und beide wiederum von den liassischen Formen auseinanderhalten. Die in dieser Studie beschriebenen, eigenartig entwickelten, stark lappigen Phyllotriaene (Taf. 6, Fig. 1–6; Taf. 7, Fig. 1–4) sind nur auf den Lias (Hettangien bis oberes Sinemurien) beschränkt und deshalb stratigraphisch sehr gut brauchbar.

Trichotriaene und Formen, die zu trichotom gegabelten Phyllotriaenen überleiten, wurden bisher nur aus dem Rhät bekannt (Taf. 4, Fig. 3).

Generell läßt sich daher feststellen, daß die hier beschriebenen Dichotriaene mit Zygomen, aber auch die stark lappigen Phyllotriaene sowie Trichotriaene sich stratigraphisch sehr gut verwerten lassen. Bringt man noch die von MOSTLER (1986) aus dem Oberror und Rhät beschriebenen Megaskleren von Demospongien in die Diskussion über die stratigraphische Verwertbarkeit mit ein, so muß man feststellen, daß eine Reihe

von Arten der Demospongien, wie *Paelospongia longiradiata* MOSTLER, nur im Oberror auftreten, *Paelospongia lurgida* MOSTLER im Oberror und Rhät, *Actinospongia hexagona* MOSTLER auf das Rhät beschränkt sind. Weiters treten *Costamorpha tetraradiata* MOSTLER und *Costamorpha zlambachensis* MOSTLER im Nor und Rhät auf. Ebenso verhält es sich mit *Criccospongia praelonga* MOSTLER, die sowohl im Oberror als auch im Rhät bekannt wurde.

Es wurden mehrere Profile untersucht, die vom oberen Rhät in den Lias überleiten, z.T. mit nahezu gleicher fazieller Ausbildung, wobei die zuvor genannten Arten im Lias nicht mehr nachgewiesen werden konnten. Nur die Gattungen *Actinospongia* und *Criccospongia* sind mit anderen Arten im Lias vertreten, während die Vertreter der Familie Paelospongiidae und Costamorphiidae auf jeden Fall noch im Rhät aussterben.

Die Trias/Jura-Grenze läßt sich mit Hilfe der Skleren von Demospongien recht gut fassen; vor allem ist darauf hinzuweisen, daß es mit beginnendem Lias zu einer stärkeren Faunendiversität kommt, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann – der Verfasser hat 156 Sklerentypen aus dem unteren Lias nachweisen können –, es muß aber hier doch festgehalten werden, daß die Faunen des Unterjura nicht jenen des Oberjura, wie man bisher annahm, nachstehen. Man hat aus den liassischen Schichtfolgen der Beckenfazies meist nur monaxone Skleren gefunden, mit Ausnahme von DUNIKOWSKI, der doch eine größere Spiculavergesellschaftung aus dem Unterjura des Schafberges nachweisen konnte. Dennoch handelt es sich nur um wenige Formen, sodaß WIEDENMAYER in HARTMAN et al. (1980: 77) hinsichtlich der Poriferenführung, den unteren Jura betreffend, Folgendes festgehalten hat: Die Spiculavergesellschaftungen der Beckenfazies sind relativ oligotypisch, mit Choristiden, die in mächtigen Sequenzen neben Riffen dominieren, mit mehr Hexactinellidenanteil in dünnbankigen Schichtfolgen oder nahe an den pelagischen Schwellen. Er hält aber besonders fest, daß im Tethysbereich, zur Zeit des Unterjura bis in den Mitteljura hineingehend, Lithistida völlig fehlen. Wie in dieser Studie nachgewiesen, sind aber gerade im basalen Jura innerhalb der Beckenfazies lithistide Schwämme schon weitverbreitet.

Tafel 1

- Fig. 1: Im natürlichen Verband erhaltene Dermalia (unregelmäßig gebaute Dichotriaene) mit dreischichtigem Aufbau (dichte Panzerung); Ansicht schräg von oben.
V = 380 x.
- Fig. 2: Unregelmäßiges Dichotriaen, stark aus der Ebene herausgedreht; Ansicht von oben, um die Kontaktstellen (Zygome) besser zu kennzeichnen.
V = 500 x.
- Fig. 3: Dieselbe Dermalplatte wie in Fig. 1, hier jedoch Ansicht senkrecht von oben.
V = 350 x.
- Fig. 4: Dichotriaen mit z.T. stark nach unten gebogenen Endstrahlen; Ansicht von unten.
V = 500 x.
- Fig. 5: Dichotriaenes Spiculum, stark aus der Ebene herausgedreht, verursacht durch die Verwachsung mit dem benachbarten Spiculum. 2 Endstrahlen übergreifen sich, ein Strahl ist trichotom gegabelt. Das Spiculum stammt aus den oberrorischen Zlambachschichten.
V = 200 x.
- Fig. 6: Dermalplatte, von der Seite aufgenommen, um den mehrschichtigen Aufbau zu zeigen.
V = 380 x.
- Fig. 7: Dichotriaen im Übergang zum Phyllotriaen, mit einem Bruchstück eines Dichotriaens, das in der ursprünglichen Lage das darunterliegende Dichotriaen überwächst.
V = 500 x.

Mit Ausnahme von Fig. 5 stammen alle Skleren aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

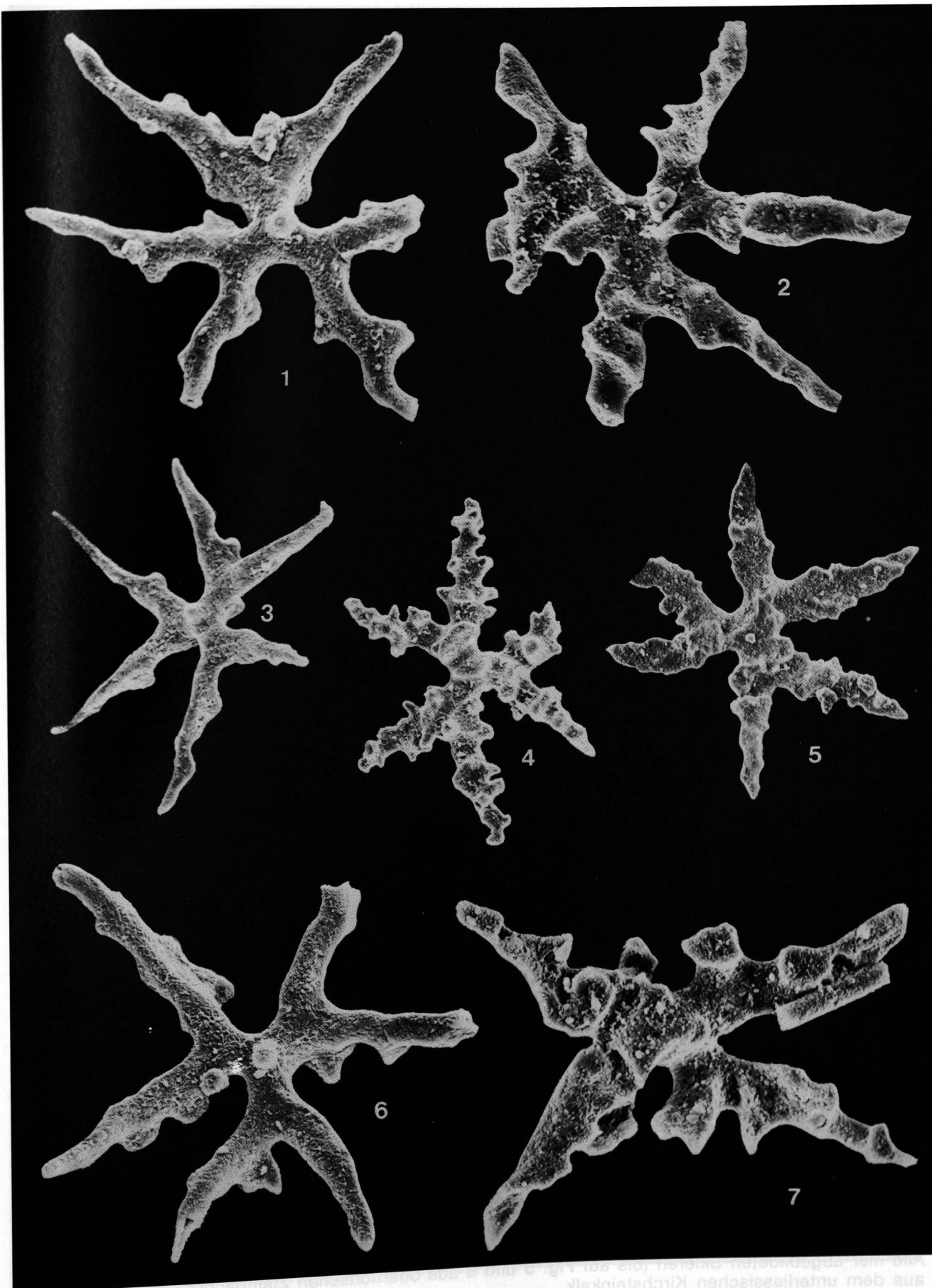


Alle hier abgebildeten Skleriten stammen aus dem unterdevonischen Kirschsteinkalk.

Tafel 2

- Fig. 1: Dichotriaien mit deutlich erkennbaren, wulstartigen Verbreiterungen an den gegabelten Kladisken (Ansicht von unten). Bei diesem Spiculum ist die Unterseite glatt und nur an der Oberseite sind diese Auswüchse, die durch den Kontakt mit anderen Dichotriaien entstanden sind. Dieses Spiculum stammt aus der untersten Lage einer Dermalplatte.
V = 500 x.
- Fig. 2: Dichotriaien von oben, dargestellt mit den deutlichen starken Eindellungen und den damit vergesellschafteten Auswüchsen.
V = 500 x.
- Fig. 3: Dichotriaien (Ansicht von unten) mit den Ausbuchtungen bzw. Wülsten, die sich in einem Fall (links unten) von der Unterseite auf die Oberseite durch Drehung des Kladisken ziehen. Solche Auswüchse lassen sich nicht mehr von den Zygoten der Desmen unterscheiden.
V = 350 x.
- Fig. 4: Dichotriaien (Ansicht von oben), der Gattung *Actinospongia* zuzuordnen. Charakteristisch sind die Stacheln, wobei an den korrodierten Enden deutlich die Achsenkanäle sichtbar werden.
V = 200 x.
- Fig. 5: Ebenfalls ein bestacheltes Dichotriaien, der Gattung *Actinospongia* zuzuordnen.
V = 400 x.
- Fig. 6: Dichotriaien mit sehr starken Auswüchsen (Ansicht von unten). Sehr deutlich kann man die Schweißnähte zwischen dem ursprünglich angelegten Dichotriaien und den Auswüchsen erkennen. Die Naht ist nur von der Unterseite erkennbar.
V = 500 x.
- Fig. 7: Dichotriaien mit dichotom verzweigten Kladisken, deren Teiläste stark um eine Achse gedreht sind. Sehr gut sind die Auswüchse bzw. Eindellungen zu sehen, die vollkommen den Zygoten bei Desmen entsprechen.
V = 500 x.

Alle hier abgebildeten Skleren stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

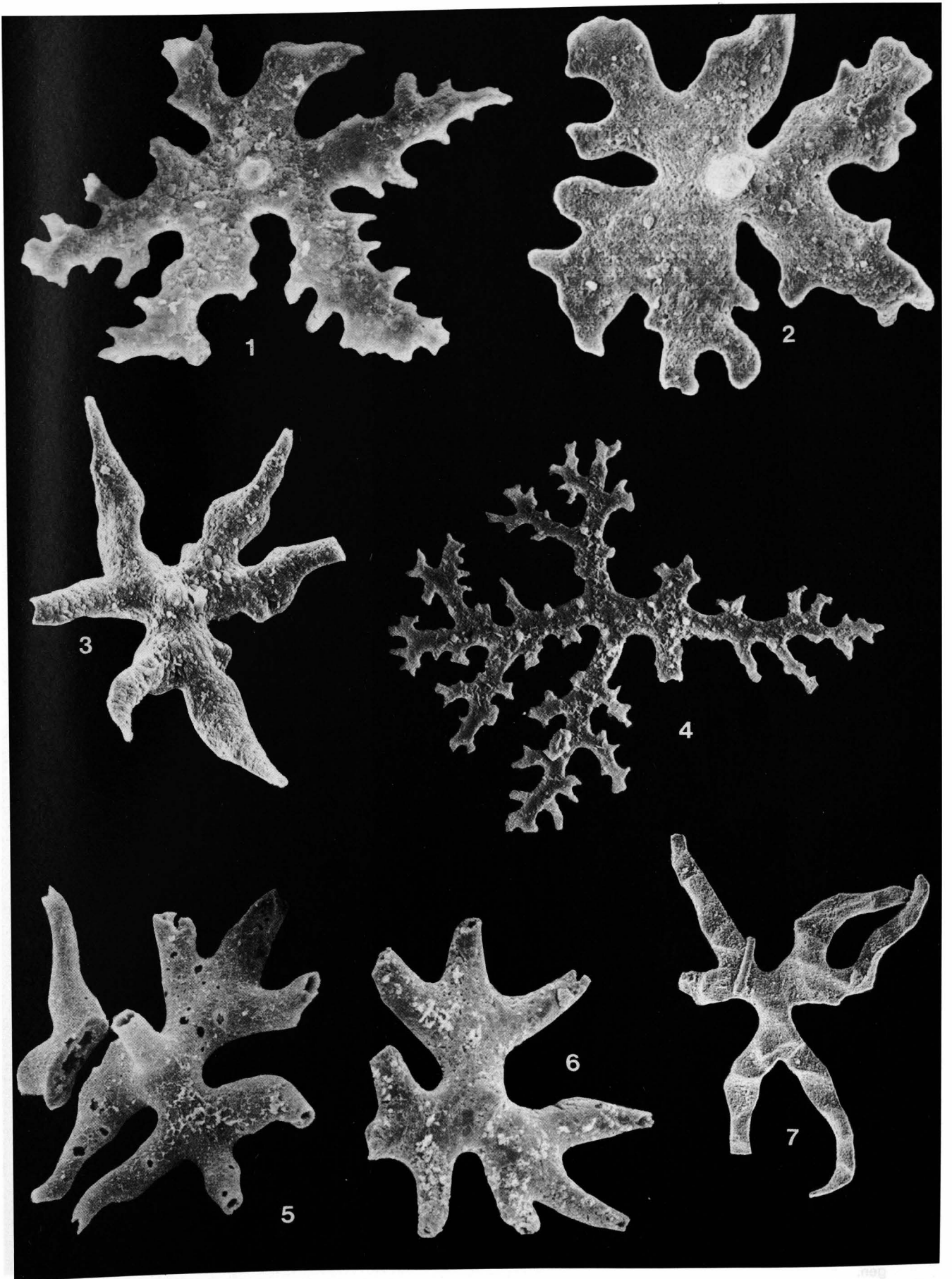


aus dem unteren Jura von Kirchsteinkalk. Die Abbildungen sind nach dem Original gezeichnet.

Tafel 3

- Fig. 1: Phyllotriaen mit starken seitlichen Auswüchsen, die auf der Oberseite keine Eindellungen zeigen. Es dürfte sich hierbei um ein normal entwickeltes Phyllotriaen handeln.
V = 500 x.
- Fig. 2: Stark lappig entwickeltes Phyllotriaen mit normalen Ausbuchtungen ohne zygomartige Eindellungen (Ansicht von unten).
V = 400 x.
- Fig. 3: Dichotriaen mit lappigen Auswüchsen, die durch die innige Verbindung mit anderen Dichotriaenen entstanden sind.
V = 400 x.
- Fig. 4: Rhizocon; das gesamte Spiculum ist nur in einer Ebene entwickelt. Diese vielen kleinen Ästchen mit den Auswüchsen sind Zygome.
V = 500 x.
- Fig. 5: Trichotriaen im Übergang zu einem Phyllotriaen, aus den Zlambachschichten stammend (Ansicht von unten).
V = 220 x.
- Fig. 6: Trichotriaen aus den obernorischen Zlambachschichten.
V = 220 x.
- Fig. 7: Dichotriaen (von oben her betrachtet) mit zygomartigen Auswüchsen, stark seitlich komprimiert.
V = 150 x.

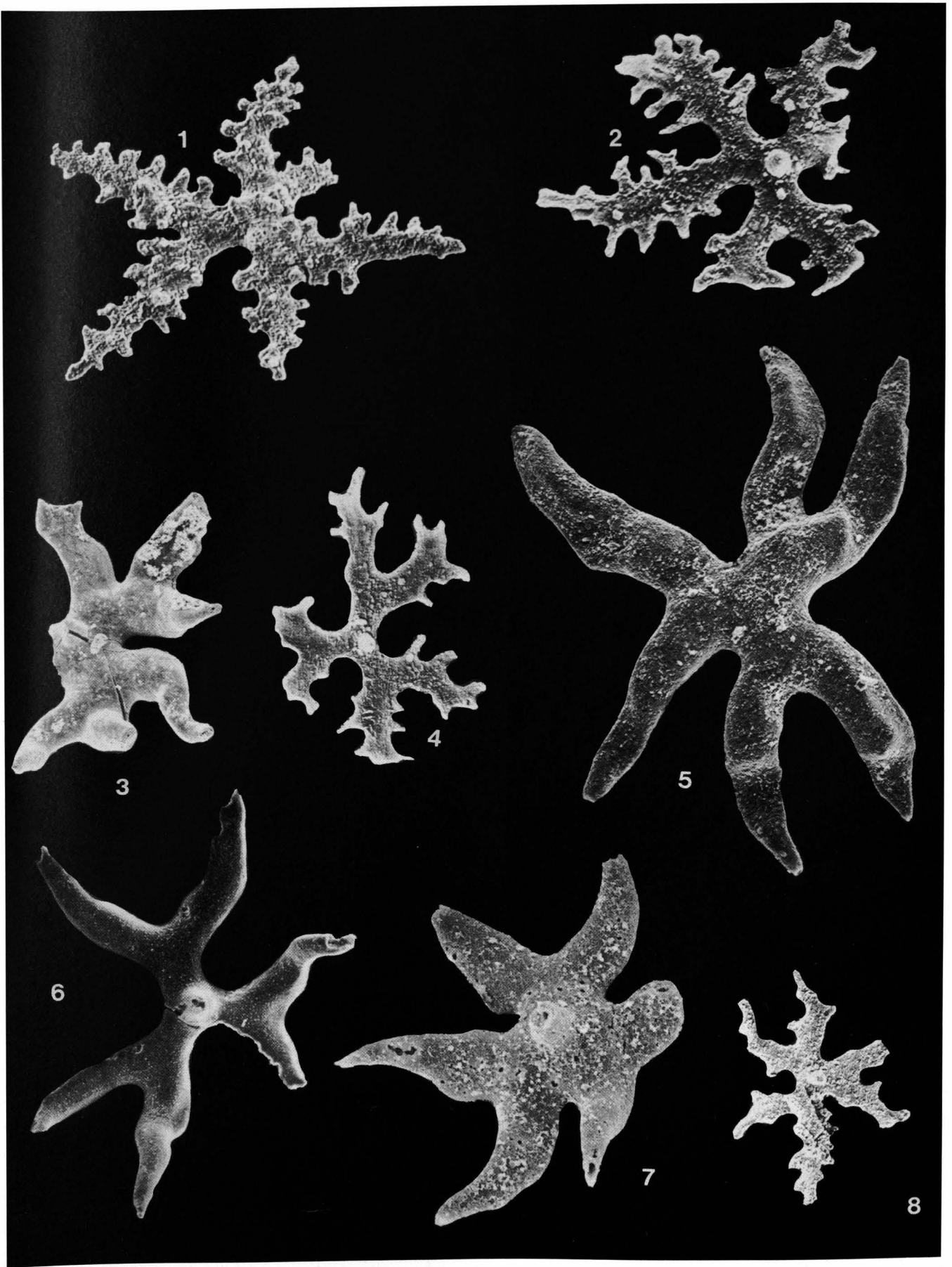
Alle hier abgebildeten Skleren (bis auf Fig. 5 und 6 aus obernorischen Zlambachschichten) stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.



100x
x 005 = V

Tafel 4

- Fig. 1: Dichotriaen, der Gattung *Actinospongia* zuordenbar, mit Dornen; es sind hier kleine Ausbuchtungen, die von anderen Dichotriaenen stammen, erkennbar.
V = 300 x.
- Fig. 2: Phyllotriaen mit starken Auswüchsen, die auf der Oberseite dementsprechende Eindellungen aufweisen.
V = 500 x.
- Fig. 3: Phyllotriaen mit trichotom gegabelten Kladisken, stark aus der Ebene herausgedreht, mit Eindellungen auf der Oberseite (aus den Zlambachschichten stammend).
V = 250 x.
- Fig. 4: Dichotriaen mit starken Verbreiterungen, die nicht auf eine Zygoose zurückzuführen sind.
V = 500 x.
- Fig. 5: Sehr großes Dichotriaen, von der Oberseite her betrachtet, mit den deutlichen Eindellungen, wie sie für Spicula der Dermalplatten charakteristisch sind.
V = 200 x.
- Fig. 6: Dichotriaen aus dem oberrheinischen Pötschenkalk mit deutlichen Auswüchsen (Zygomem).
V = 280 x.
- Fig. 7: Dichotriaen im Übergang zum Phyllotriaen aus den Zlambachschichten; nur stark aus der Ebene herausgedreht.
V = 200 x.
- Fig. 8: Dichotriaen im Übergang zum Phyllotriaen mit Auswüchsen, die auf der Oberseite dementsprechende Eindellungen zeigen.
V = 200 x.



Alle hier abgebildeten Spicula stammen aus dem untereozänen Kirchsteinkalk.

Tafel 5

- Fig. 1: Phyllotrien, sowohl der Zentralteil als auch die marginalen Abschnitte (Kladiske) sind stark verbreitert.
V = 500 x.
- Fig. 2: Übergangsform zwischen Dichotriien und Phyllotrien, bei welchen die Kladiske nur mäßig verbreitert sind.
V = 400 x.
- Fig. 3: Dichotriien mit sehr starken randlichen Ausstülpungen; charakteristisch für diese Form sind die rund endenden Kladiske.
V = 500 x.
- Fig. 4: Dichotriien mit örtlichen Ausstülpungen, sonst sehr regelmäßig angelegt.
V = 400 x.
- Fig. 5: Sehr typisches Dichotriien mit stumpf endenden Kladisken (Oberseite, an der die Zygome sehr deutlich zum Ausdruck kommen).
V = 200 x.
- Fig. 6: Dichotriien mit regelmäßigen Ausstülpungen, im Vergleich zum Exemplar in Fig. 1 wesentlich kompakter gebaut, d.h. nicht so stark seitlich komprimiert.
V = 400 x.

Alle hier abgebildeten Spicula stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

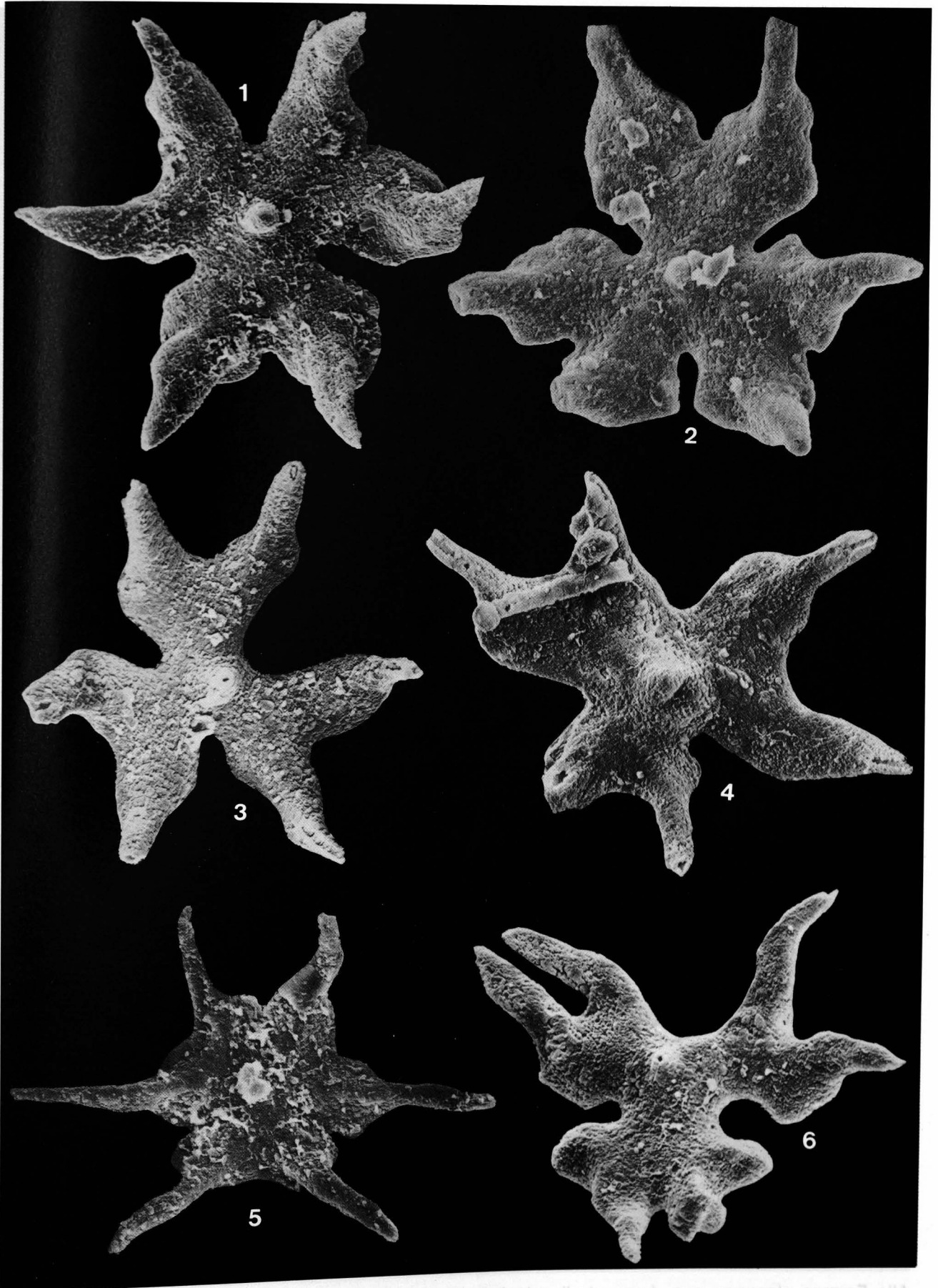


Alle Formen stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

Tafel 6

- Fig. 1: Sehr markantes Phyllotraien mit zentralem lappigen Mittelteil und stark nach unten geneigten Kladissen (Ansicht von unten).
V = 500 x.
- Fig. 2: Völlig analog gebautes Spiculum wie in Fig. 1; sehr deutlich werden die lappige Struktur des Innenteils und das zu einem Knopf reduzierte Rhabd erkennbar, sowie (an drei Stellen gut sichtbar) der Austritt der Achsenkanäle in den Kladissenenden.
V = 500 x.
- Fig. 3: Ebenfalls ein Phyllotraien, aber nicht mit einer so markanten lappigen Ausbildung; sehr deutlich ist das Nach-unten-Abbiegen der spitzen Kladisse erkennbar.
V = 500 x.
- Fig. 4: Ebenfalls ein Phyllotraien, mit einem Ast, an dem ein Kladisk sich nicht deutlich vom verbreiterten Mittelteil abhebt.
V = 500 x.
- Fig. 5: Juveniles Exemplar eines Phyllotraiens, an dem sehr deutlich der plane Mittelteil zum Ausdruck kommt und die relativ langen, nach unten gebogenen Kladisse.
V = 600 x.
- Fig. 6: Phyllotraien mit nicht ganz im zentralen Teil entwickelter breittlappiger Ausbildung.
V = 500 x.

Alle Formen stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.

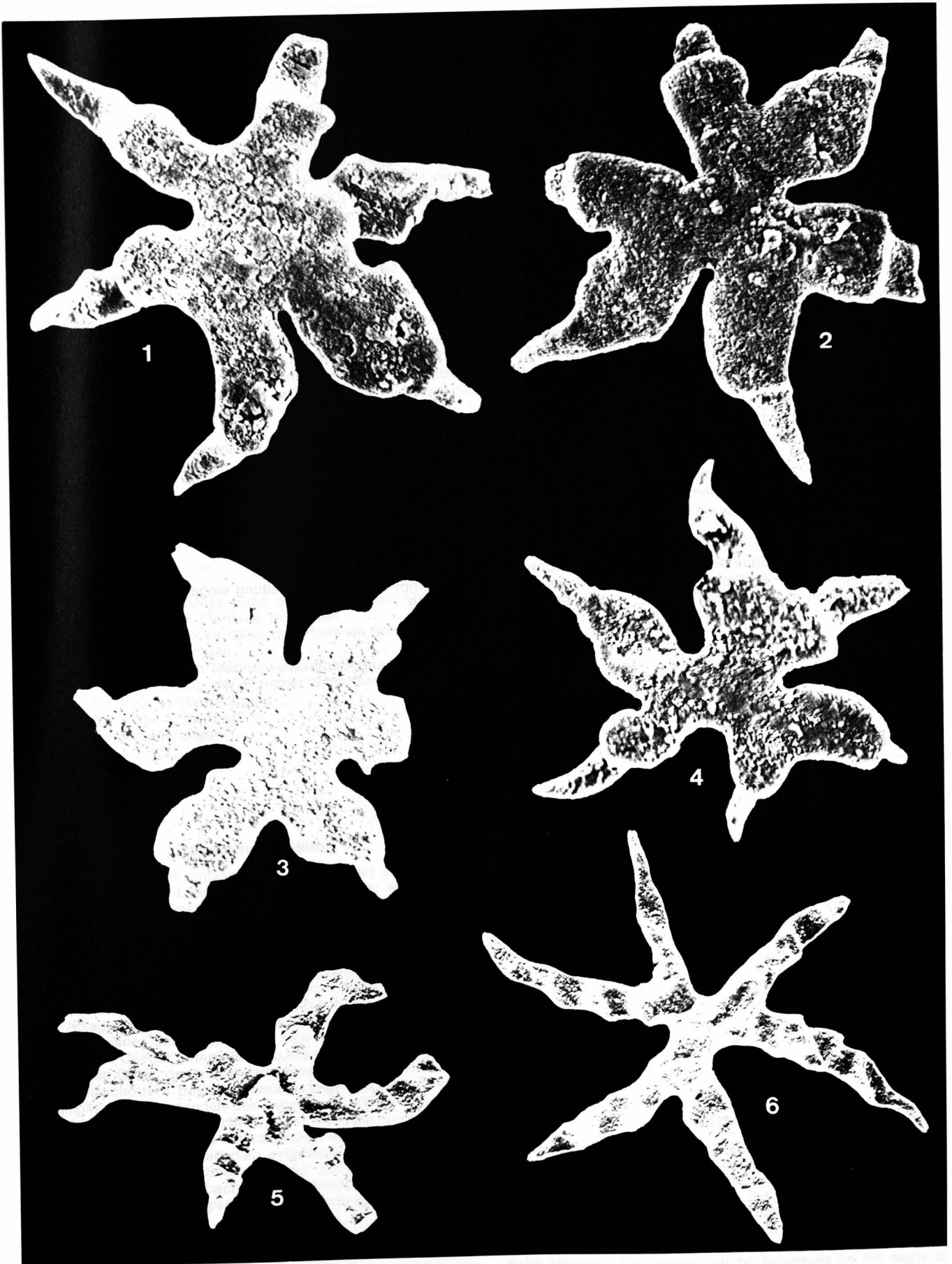


Alle Formen stammen aus dem unterjurasischen Kirschsteinkalk.

Tafel 7

- Fig. 1–4: Es handelt sich hierbei um Phyllostriaene mit dem breitlappig gebauten Mittelteil. In der Ansicht von oben sieht man sehr deutlich die vollkommen ebene und glatte Ausbildung des mittleren Abschnittes und z.T. das Weiterwachstum der lappigen Oberfläche, unabhängig von den nach unten stark abgeboenen, nicht verbreiterten, spitz endenden Kladdisken.
Fig. 1,4: $V = 500 \times$.
Fig. 2,3: $V = 400 \times$.
- Fig. 5: Dichotriaen, von der Seite betrachtet. Hier sieht man sehr deutlich die Eindellungen bzw. dazwischen die stark aufragenden Höcker, die durch die Verbindung mit anderen Dichotriaenen entstanden sind.
 $V = 200 \times$.
- Fig. 6: Dichotriaen, von oben aufgenommen, um nochmals die Eindellungen, durch Nachbarspicula verursacht, darzustellen.
 $V = 200 \times$.

Alle Formen stammen aus dem unterliassischen Kirchsteinkalk.



Literatur

- DENDY, A. (1921): The tetraxonid sponge spicule: a study in evolution. – *Acta Zool. Stockholm*, **2**, 95–152.
- DENDY, A. (1924): On an orthogenetic series of growth forms in certain tetraxonid sponge spicules. – *Proc. Roy. Soc. London, ser. B*, **97** (1925), 243–250.
- DUNIKOWSKI, E.V. (1882): Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl.*, **45**, 163–194.
- GARRONE, R., SIMPSON, T.L. & POTTU-BOUMENDIL, J. (1981): Ultrastructure and Deposition of Silica in Sponges. – In: SIMPSON, T.L. & VOLCANI, B.E. (eds): *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*, 495–525, Springer-Verlag.
- HARTMAN, W.D., WENDT, J.W. & WIEDENMAYER, F. (1980): Living and fossil sponges. – *Sedimenta VII*, Miami, Florida, 274 S.
- HARTMAN, W.D. (1981): Form and Distribution of Silica in Sponges. – In: SIMPSON, T.L. & VOLCANI, B.E. (eds): *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*, 453–493, Springer-Verlag.
- KRÜGER, S. (1976): Zur Taxionomie und Systematik isolierter Schwammkleren aus der nordwestdeutschen Unterkreide. – *Dipl.-Arb., Techn. Univ. Hannover*, 81 S.
- KRÜGER, S. (1978): Zur Taxionomie und Systematik isolierter Schwammkleren mit Beispielen aus der Unterkreide Ostniedersachsens. – *Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, 146 S., Hannover.
- LEVI, C. (1973): Systématique de la classe des Démospogieria (Démospogies). – In: *Traité de la Zoologie*, GRASSÉ, P.-P. (Ed.), Masson et Cie., Paris, **3**, Fasc. 1, 577–631.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7**, 3, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Ein Beitrag zur Entwicklung phyllotriaeener Megaskleren (Demospongea) aus oberjurassischen Beckensedimenten (Oberalmer Schichten, Nördliche Kalkalpen). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 13, 297–329, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1986): Neue Kieselschwämme aus den Zlambachschichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 14, 331–361, Innsbruck.
- RAUFF, H. (1893–94): *Palaeospongiologie*. Erster und allgemeiner Teil und zweiter Teil, erste Hälfte. – *Palaeontographica*, **40**, Stuttgart.
- SCHRAMMEN, A. (1910–1912): Die Kieselspongien der Oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil I. Tetraxonia, Monaxonia und Silicea incert. sedis. Teil 2. Triaxonia (Hexactinellida). – *Palaeontographica, Suppl.* **5**, 385 S., Stuttgart.
- SCHRAMMEN, A. (1936): Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland. – *Palaeontographica*, **84**, 149–194, Stuttgart.
- SIMPSON, T.L. (1981): Effects of Germanium on Silica Deposition in Sponges. – In: SIMPSON, T.L. & VOLCANI, B.E. (eds): *Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems*, 527–550, Springer-Verlag.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. September 1989.

Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark)

Von KARL NEBERT*)

Mit 13 Abbildungen und 8 Tabellen

*Steiermark
Neogen
Stratigraphie
Lithologie
Schwermineraluntersuchungen
Eibiswalder Schichten
Florianer Schichten
Schwanberger Schichten*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 189, 190, 206, 207*

Inhalt

Zusammenfassung	727
Abstract	727
1. Einleitung	728
2. Eibiswalder Schichten	730
3. Florianer Schichten	731
3.1. Unteres Sand-Kies-Glied der Florianer Schichten	732
3.2. Tegelglied der Florianer Schichten	732
3.3. Oberes Sand-Kies-Glied der Florianer Schichten	733
3.4. Tuff-Einschaltungen	734
3.5. Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse der Florianer Schichten	734
3.6. Alterseinstufung der Florianer Schichten	734
3.7. Kurze Schlußbetrachtung	735
4. Schwanberger Schichten	735
5. Quartäre Ablagerungen	741
Dank	742
Literatur	742

Zusammenfassung

Das rund 150 km² umfassende Neogengebiet zwischen den Flüssen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark) wird im Westen von den Sedimenten des Wieser Sedimentationszyklus der Eibiswalder Schichten sowie von den grobklastischen Schwanberger Schichten aufgebaut. Den Mittel- und Ostabschnitt nehmen die Ablagerungen der Florianer Schichten ein.

Mittel- bis feinklastische Sedimente (Sand und Ton) setzen die Sedimente des Wieser Sedimentationszyklus der Eibiswalder Schichten zusammen. Altersmäßig handelt es sich hierbei um Ablagerungen des mittleren Karpatien.

Die Florianer Schichten ließen sich in folgende lithostratigraphische Glieder unterteilen: Zuunterst erscheint das Untere Sand-Kies-Glied, das aus diagonalgeschichteten Grobsanden und Feinschottern besteht. Darüber folgt das fossilführende Tegelglied. Im Hangenden des Tegelglieds schließt das obere Sand-Kies-Glied die Schichtfolge der Florianer Schichten ab. Mit Hilfe von Mikro- und Makrofossilien konnten die Florianer Schichten ins Obere Badenien eingestuft werden.

Die grobklastischen Sedimente der Schwanberger Schichten stellen einen Wildbachschutt (rollender Schutttransport) oder Murenbildungen (gleitender Schutttransport) dar. Alters-

mäßig werden sie als Korrelat der Florianer Schichten aufgefaßt.

Ein ausgedehntes Hochterrassen-Areal tritt im Westen, Süden und Südosten des Gebiets auf.

Die durchgeführte Schwermineralanalyse an Sedimentproben der Eibiswalder, der Florianer und der Schwanberger Schichten zeigt, daß es möglich ist, die Ablagerungen dieser drei Formationen mit Hilfe ihrer Schwermineralassoziationen zu typisieren und somit voneinander zu unterscheiden.

Die quartären Terrassen führen eine für Terrassenablagerungen charakteristische Schwermineralvergesellschaftung.

Abstract

The studied area, situated between the rivers Sulm and Laßnitz, is part of the Southwestern Styrian Neogene Basin and is built up of clastic sediments belonging to the Eibiswald Formation (Middle Carpatien), to the fossiliferous Florian Formation (Upper Badenien) and to the Schwanberg Formation (Badenien). The western, southern and southeastern part of the region is occupied by Quaternary terraces. The mentioned three Neogene formations can be separated on the basis of their heavy mineral associations.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. KARL NEBERT, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Die Kartierungsarbeiten nördlich der Sulm wurden vom Verfasser als Auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt während der Sommermonate 1986 und 1987 ausgeführt (K. NEBERT, 1987, 1988a und 1988b). Das untersuchte Gebiet umfaßt ein Areal von ca. 150 km².

Ziel der Untersuchungen war, die geologischen Verhältnisse der Neogenablagerungen nördlich der Sulm (Südweststeiermark) zu klären. Insbesondere sollte die Fortsetzung der Eibiswalder Schichten verfolgt werden. Südlich der Sulm sind die lithostratigraphischen, faziellen und sedimentologischen Untersuchungen der Eibiswalder Schichten bereits abgeschlossen (K. NEBERT, 1983). In die Untersuchungen miteinbezogen war auch

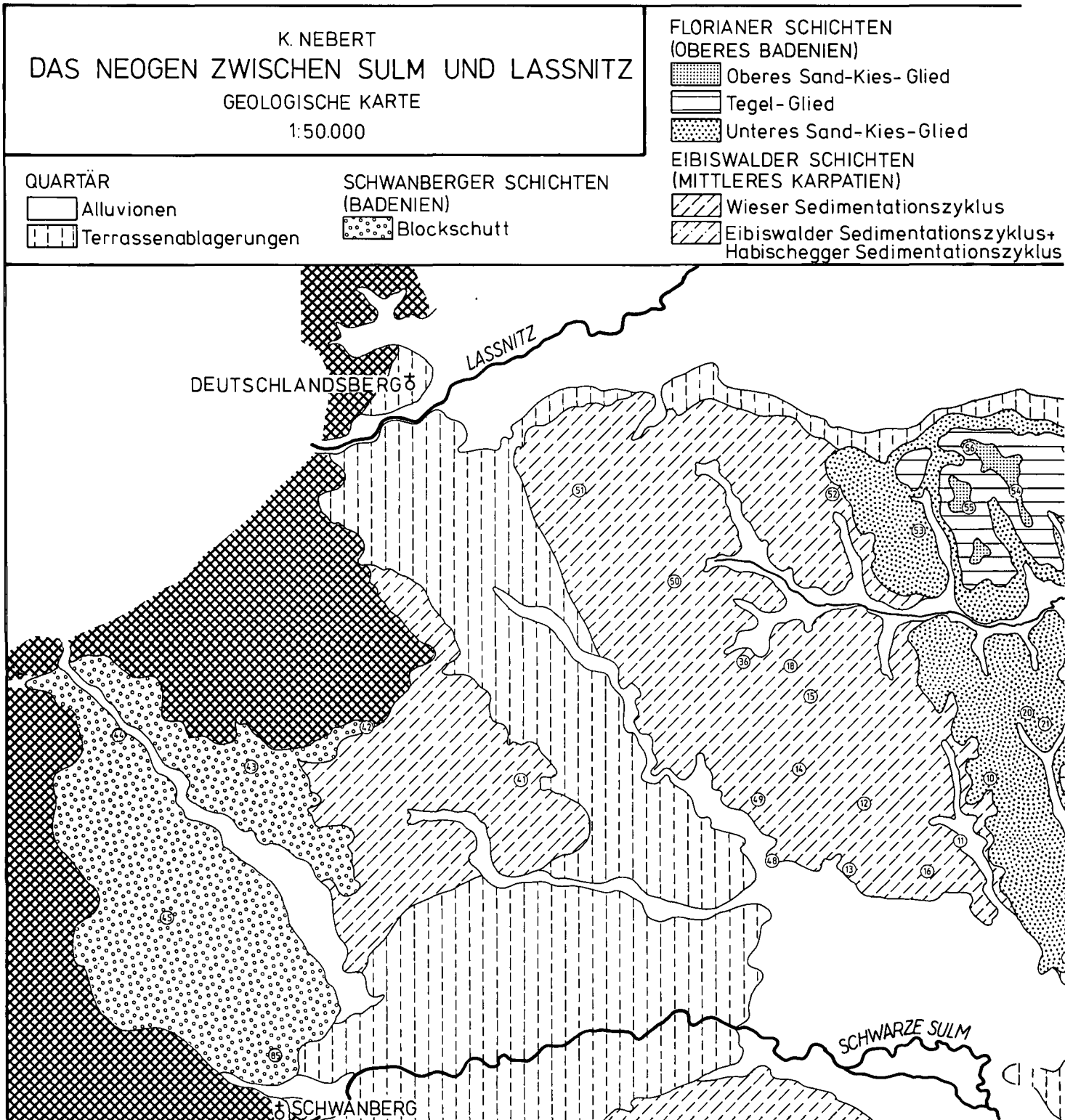


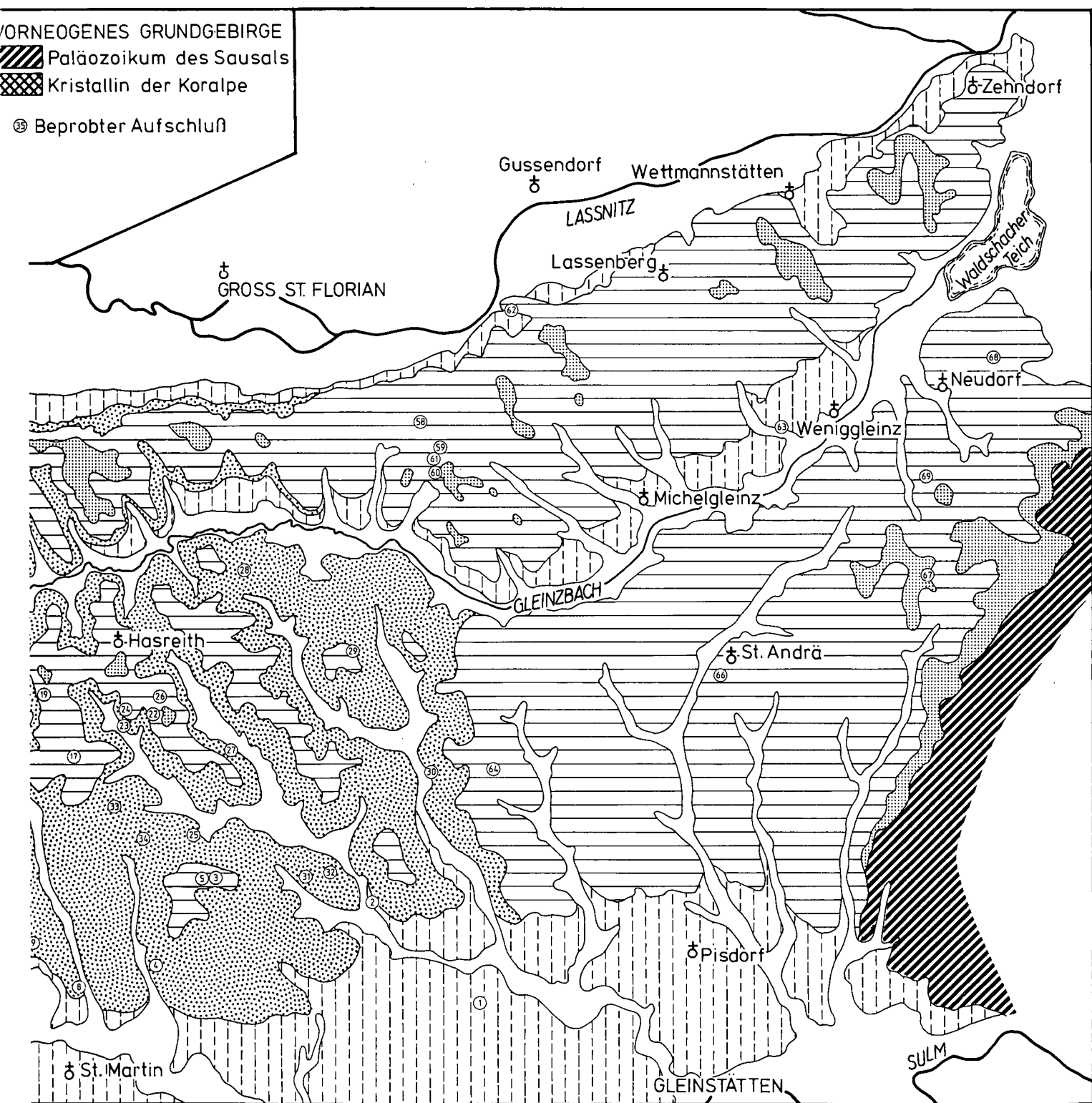
Abb. 1.
 Geologische Karte 1 : 50.000 des Neogengebietes zwischen Sulm und Laßnitz.

der Sedimentationsraum der Florianer Schichten, der sich desgleichen nördlich der Sulm ausdehnt.

Das untersuchte Gebiet liegt auf den Blättern 189 Deutschlandsberg, 190 Leibnitz, 206 Eibiswald und 207 Arnfels der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Die Laßnitz bildet die Nordgrenze, die Sulm die Südgrenze des untersuchten Gebiets. Das Sausalgebirge grenzt es im Osten, und die Ausläufer der Koralpe im Westen ab.

Für die spezielle Untersuchung der Schwanberger Schichten wurde auch der nordwestlich von Eibiswald auftretende Einbruchsraben von Wernersdorf (NEBERT, 1984) berücksichtigt.

Zwecks Wahrung der Übersichtlichkeit wurden auf den beiden geologischen Karten (Abb. 1 und Abb. 6) nur die Hauptentwässerungsadern berücksichtigt. Auf die Darstellung der Verkehrsadern (Straßen und Eisen-



bahn) wurde aus dem gleichen Grund verzichtet. Bei Ortschaften mit einer Kirche wurde diese als Bezugspunkt auf den Karten eingetragen, Ortschaften ohne Kirche haben keinen Bezugspunkt. Zur Auffindung geographischer Namen, die in die Karten dieser Arbeit nicht aufgenommen wurden, empfiehlt sich die Verwendung einer topographischen Karte 1 : 50.000.

Der intensiven Agrar- und Forstwirtschaft zufolge ist das Untersuchungsgebiet äußerst arm an künstlichen und natürlichen Aufschlüssen. Die natürlichen Aufschlüsse beschränkten sich auf vereinzelt vorkommende Hangrutsche. Künstliche Aufschlüsse bestanden überwiegend aus Weganrissen und einigen Baggerausgrabungen. Sandgruben und Brunnengrabungen, einst die ergiebigen Fossilienfundstellen früherer Bearbeiter, fehlten zur Gänze.

Für Probeentnahme geeignete Aufschlüsse wurden fortlaufend numeriert und in die geologischen Karten eingetragen. Proben wurden sowohl für mikropaläontologische Untersuchungen als auch für Schwermineraluntersuchungen genommen. Die Methodik der Schwermineralanalyse und die Interpretation der erzielten Ergebnisse habe ich in zwei Arbeiten (NEBERT, 1983, 1985) ausführlich besprochen, so daß ich an dieser Stelle auf eine Wiederholung verzichten kann.

Zum besseren Verständnis sei hier lediglich der Aufbau der Schwermineralhistogramme kurz besprochen. Im Histogramm sind die Schwerminerale nach ihrer physikalischen und chemischen Resistenz gereiht. Auf diese Art ergibt sich eine Stabilitätsreihe. Im linken Teil des Histogramms erscheinen die chemisch und physikalisch instabilen, demnach leicht verwitterbaren und transportanfälligen Schwerminerale, gereiht nach ihrem Stabilitätsgrad: Apatit (AP), Hornblende (HB) und Granat (GR). Der rechte Teil des Histogramms enthält Minerale mit einer hohen bis extrem hohen chemischen Resistenz, nämlich die verwitterungsstabilen Minerale: Turmalin (TU), Zirkon (ZI), Rutil (RU) und Chromspinell (CR). Dazwischen liegen die Minerale mit einer intermediären physikalisch-chemischen Resistenz: Epidot-Klinozoisit (EP), Chloritoid (CD), Staurolith (ST), Disthen (DI) und Titanit (TI). Das Verhältnis „opake Minerale zu durchsichtige Minerale“ (OPAK : DURCHS.) wird in Form eines Balkens unter dem Histogramm angegeben. Schwarz kennzeichnet den opaken, weiß den durchsichtigen Anteil.

Hinsichtlich der Literatur, die sich auf die Eibiswalder Schichten bezieht, verweise ich auf meine 1983 er-

schiene Arbeit über die zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten. Literaturangaben, die sich auf die Florianer Schichten beziehen, sind im Literaturverzeichnis vorliegender Arbeit enthalten.

Kurz besprechen möchte ich die Dissertation von W. DILLER (1957), weil sie sich auf mein Arbeitsgebiet bezieht. Zwar unterteilte DILLER die Schichtfolge des Torton in lithostratigraphische Glieder und behandelte sie im Text detailliert, doch auf seiner geologischen Karte (1 : 50.000) sind diese Glieder nicht ausgeschieden. Ferner gibt DILLER Fossilpunkte an und bespricht an Hand von gezeichneten Detailprofilen ausführlich die dazugehörenden Aufschlüsse. Leider hat er die Einzeichnung der Punkte auf seiner geologischen Karte unterlassen. Er umschreibt die Lage der Fundpunkte derart vage, daß man sie auf der neuen topographischen Karte nicht lokalisieren kann. Dieser Umstand war von großem Nachteil, denn bei der kurzen Lebensdauer von Neogenaufschlüssen war nach 30 Jahren kein einziger der von ihm angeführten Aufschlüsse wiederzufinden.

In regionalgeologischer Hinsicht ist das Untersuchungsgebiet Teil des Südweststeirischen Neogenbeckens (H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968; H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984; K. KOLLMANN, 1965; A. WINKLER, 1927, 1929). Es wird von den Sedimenten der Eibiswalder Schichten, der Florianer Schichten und jenen der Schwanberger Schichten aufgebaut. Ausgedehnte quartäre Ablagerungen erstrecken sich im Süden des Gebiets, entlang der Weißen und der Schwarzen Sulm sowie entlang der vereinigten Sulm. Eine breite Alluvialebene begleitet die Laßnitz im Norden des Gebietes (s. geolog. Karte, Abb. 1).

2. Eibiswalder Schichten

Die Eibiswalder Schichten stellen die ältesten neogenen Ablagerungen im untersuchten Gebiet dar. Als lithostratigraphische Einheit des Weststeirischen Neogenbeckens wurden sie von A. WINKLER (1924, 1927) aufgestellt. Auf Grund von sedimentologischen Untersuchungen, insbesondere von Schwermineraluntersuchungen, gliederte ich (NEBERT, 1983) die über 2500 m mächtigen Eibiswalder Schichten zu vier Sedimentationszyklen. Die im Westabschnitt des Untersuchungsgebietes auftretenden Eibiswalder Schichten gehören

Tabelle 1.
Schwermineralliste des Wieser Sedimentationszyklus der Eibiswalder Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
6	349	108	241	11	-	169	51	3	-	1	3	-	1	2	-	3,31	0
11A	295	64	231	10	9	135	67	4	-	-	2	-	-	4	-	2,01	0,04
11B	318	77	241	5	2	115	103	6	-	-	1	2	3	4	-	1,12	0,01
12	321	90	231	6	24	52	129	3	2	-	-	6	1	8	-	0,40	0,10
13	323	98	225	-	42	72	94	1	2	1	-	6	-	7	-	0,77	0,19
14	352	124	228	4	10	15	165	11	-	2	1	9	1	10	-	0,09	0,04
15	1103	931	172	6	4	44	86	4	1	1	-	3	3	20	-	0,51	0,02
16	306	70	236	7	20	153	46	1	2	-	1	6	-	-	-	3,33	0,08
18	331	72	254	2	32	147	58	1	5	1	1	2	2	3	-	2,53	0,13
36	279	37	242	4	2	164	56	-	-	-	2	6	1	7	-	2,03	0,01
41	231	5	226	5	8	136	68	-	-	1	1	2	2	3	-	2,00	0,04
48	268	43	225	7	33	131	45	-	-	-	2	4	1	2	-	2,91	0,15
49	320	95	225	30	18	83	70	4	-	-	2	5	3	10	-	1,19	0,08
50	249	39	210	5	40	106	50	-	-	-	1	4	-	4	-	2,12	0,19
51	296	82	214	13	11	98	74	4	-	1	1	3	3	6	-	1,32	0,05
52	295	76	219	12	-	105	89	1	-	-	3	2	2	5	-	1,18	0
SUMME ARITHM. MITTEL%	5636	2016	3620	127	255	1725	1251	43	12	8	21	60	23	95	-	1,38	0,07
	100	35,8	64,2	3,5	7,0	47,6	34,6	1,2	0,3	0,2	0,6	1,7	0,6	2,6	-		

dem jüngsten und zwar dem Wieser Sedimentationszyklus an.

Die Sedimente des Wieser Zyklus reichen bis zum Kristallin der Koralpe (s. geolog. Karte, Abb. 1). Durch den Bau der Transaustria-Gasleitung wurden sie im Westabschnitt des Untersuchungsgebiets freigelegt, sodaß sie bis an den Kristallinrand zu verfolgen waren. Sie sind durch mittel- bis grobkörnige, mitunter diagonalgeschichtete, graue Sande und graublau Tegel vertreten. In den Grobsanden treten oft dünne Lagen eines Kleinschotters oder diffus verstreute Kleingerölle auf.

Sechzehn Sedimentproben wurden fünfzehn Aufschlüssen (s. Lokation auf der geolog. Karte in Abb. 1) entnommen (Tab. 1). Auf Grund ihrer Schwermineralzusammensetzung ließen sich die Proben überwiegend der fluviatil-limnischen Phase (= GR-EP-Phase) eines Sedimentationszyklus zuordnen. Der Schwermineralgehalt von zwei Proben (Nr. 6 und 16) lag an der Grenze zwischen der fluviatilen Phase (= GR-Phase) und der fluviatil-limnischen Phase (= GR-EP-Phase). Die limnische Phase (= EP-Phase) war durch eine Probe (Nr. 14) vertreten.

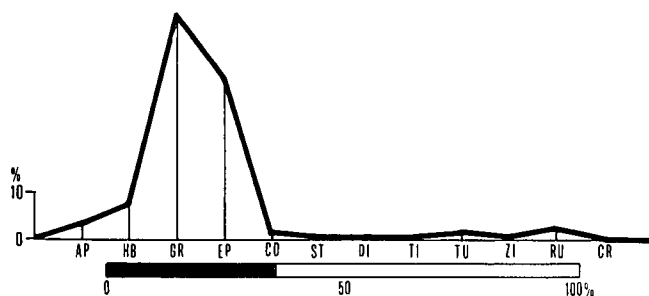


Abb. 2. Standardzusammensetzung des Schwermineralgehalts der Sedimente des Wieser Zyklus, ermittelt aus 16 Probenanalysen (vgl. Tab. 1).

Das Histogramm der Abb. 2 gibt das arithmetische Mittel der Schwermineralassoziation der sechzehn Sedimentproben wieder. Es ist typisch für die fluviatil-limnische Phase (= GR-EP-Phase): ein dominierendes, gemeinsam aus GR und EP aufgebautes Maximum und ein GR/EP-Verhältnis von 1,39.

Der fluviatile Charakter der Sande läßt sich zumeist aus ihrer Diagonalschichtung folgern.

Das HB/DURCHS.-Verhältnis einiger Proben (z. B. Probe Nr. 11A, 11B, 14, 15 und 36) läßt auf einen langen bis sehr langen Transportweg des Sedimentmaterials schließen. Es handelt sich hierbei meistens um Tegel. Bei Grobsanden (z. B. Probe Nr. 13, 18, 48 und 50) erreicht das HB/DURCHS.-Verhältnis oft Werte, die größer als 0,10 sind, womit ein kurzer bis sehr kurzer Transportweg für die betreffenden Grobsande abgeleitet werden kann.

Der Schwermineralassoziation der Sedimente des Wieser Zyklus fehlt Chromspinell (CR) (s. Tab. 1 und Abb. 2). Neben der Fossilieertheit scheint dieser Umstand im untersuchten Gebiet das Hauptunterscheidungsmerkmal zu den Sedimenten der Florianer Schichten zu sein, denn CR ist nur in den Sedimenten der Florianer Schichten vertreten. Der niedrige Gehalt der verwitterungsstabilen Schwerminerale (TU, ZI und RU) spricht für ein relativ frisches und kaum verwittertes Sedimentmaterial, das in den Ablagerungsraum der

Eibiswalder Schichten gelangte. Er unterscheidet die Proben der Eibiswalder Schichten von jenen der Schwanberger Schichten. Der TU+ZI+RU-Gehalt der Eibiswalder Standardzusammensetzung (s. Tab. 1) liegt etwa bei 5 %, wohingegen er bei den Schwanberger Schichten in der Regel mehr als 10 % beträgt (vgl. Tab. 7). Zudem bestehen die Schwanberger Schichten, wie wir sehen werden, überwiegend aus grobklastischem Sedimentmaterial.

Die Sedimente des Wieser Zyklus wurden altersmäßig ins mittlere Karpatien gestellt (NEBERT, 1983). Im Untersuchungsgebiet sind die Sedimente des Wieser Zyklus fossilieer.

Eine Abgrenzung der Eibiswalder Schichten zu den sie überlagernden Florianer Schichten ist im Gelände nicht durchführbar, da sowohl die Eibiswalder Schichten als auch der untere Abschnitt der Florianer Schichten aus dem gleichen Sedimentmaterial bestehen. Die extreme Aufschlußarmut ist ein zusätzliches Hindernis in der Grenzziehung. Infolgedessen ist die auf der geologischen Karte (Abb. 1) eingezeichnete Grenze als „konventionell“ zu bewerten: Sie gibt den ungefähren Verlauf der Grenze an.

Im Westen des Gebiets (s. geolog. Karte, Abb. 1) überlagert der Blockschutt der Schwanberger Schichten die Sedimente des Wieser Sedimentationszyklus. Der markante Unterschied in der Korngröße der Sedimente erleichtert wesentlich die Grenzziehung zwischen den Eibiswalder und den Schwanberger Schichten.

In den wenigen Aufschlüssen des Untersuchungsgebiets ließ sich bei den Sedimenten des Wieser Zyklus kein Schichteinfallen messen. Südlich der Sulm zeigen die Schichten des Wieser Sedimentationszyklus im allgemeinen ein flaches Einfallen, das 10° kaum überschreitet (NEBERT, 1983). Die Einfallsrichtung pendelt dort zwischen Nord und Nordost.

Mächtigtangaben lassen sich für die Sedimente des Wieser Sedimentationszyklus nördlich der Sulm nicht machen. Südlich der Sulm erreicht die Wieser Schichtfolge eine Mächtigkeit von etwa 540 m (NEBERT, 1983).

3. Florianer Schichten

Die Aufstellung der Florianer Schichten als lithostratigraphische Einheit geht auf die ersten Bearbeiter des Weststeirischen Neogenbeckens zurück (F. ROLLE, 1855, 1856; D. STUR, 1871; V. HILBER, 1878). Nachfolgende Bearbeiter (H. BEER, 1951, 1953; W. DILLER, 1957; K. KOLLMANN, 1965; G. KOPETZKY, 1957; E. WALTER, 1951) befaßten sich überwiegend mit der Verfeinerung der lithostratigraphischen Untergliederung sowie mit Fragen der Alterseinstufung.

Die Florianer Schichten nehmen im Untersuchungsgebiet den mittleren und den östlichen Abschnitt ein. Sie lassen sich dort in drei lithostratigraphische Glieder unterteilen. Diese Unterteilung hatte bereits W. DILLER (1957) erkannt, jedoch auf seiner geologischen Karte nicht durchgeführt. Zuerst erscheint das Untere Sand-Kies-Glied. Darüber folgt das Tegelglied. Das Obere Sand-Kies-Glied schließt die Schichtfolge der Florianer Schichten in zeitlicher Richtung im Untersuchungsgebiet ab.

3.1. Unteres Sand-Kies-Glied der Florianer Schichten

Dieses lithostratigraphische Glied der Florianer Schichten bezeichnet W. DILLER als „Unteren Sand“. Grobkörnige Sande und feinkörnige Schotter (Kiese), die bis haselnußgroße, gut gerundete Klasten führen, überwiegen in der lithologischen Zusammensetzung dieses Gliedes. Sande und Kiese wechseltlagern miteinander. Die Farbe der Sedimente ist grau. Diagonalschichtung ist verbreitet und beweist den fluviatilen Charakter der Sedimente. Im oberen Abschnitt des Unteren Sand-Kies-Gliedes tritt eine Wechsellagerung von cm- bis dm-starken Sandlagen mit ebenso starken Tegelagen auf, wodurch ein lithologischer Übergang zum darüberfolgenden Tegelglied hergestellt wird.

Der fluviatile Charakter der Sedimente des Unteren Sand-Kies-Gliedes steht jedoch außer Zweifel (Diagonalschichtung und Grobkörnigkeit). Die Zusammensetzung der Schwermineralassoziation läßt sich dadurch erklären, daß neben frischem Sedimentmaterial auch umgelagertes und verwittertes Material in den Ablagerungsraum der Florianer Schichten gelangte. Daher auch der etwas erhöhte Gehalt an extrem resistenten Schwermineralien (TU, ZI und RU) sowie an opaken Körnern.

Das arithmetische Mittel des HB/DURCHS.-Verhältnisses beträgt 0,06, d. h., im Durchschnitt war der Transportweg vom Abtragungsgebiet bis zum Ablagerungsraum mittellang. Doch erscheinen in Tab. 2 auch Proben, deren Sedimente einen sehr langen Transportweg zurückgelegt haben (z. B. in den Proben 6, 25, 31C, 31D, 32 und 33 ist HB/DURCHS. = 0). Anderer-

Tabelle 2.
Schwermineralliste des Unteren Sand-Kies-Gliedes der Florianer Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR: EP	HB: DURCHS.
3	337	59	278	12	1	228	28	-	-	1	-	6	1	1	-	8,14	0,003
4	468	235	233	10	2	54	120	9	4	1	2	22	3	6	-	0,45	0,01
8	455	217	238	20	-	57	124	5	-	-	2	14	9	7	-	0,46	0
9	445	209	236	12	7	38	149	2	-	1	3	8	7	9	-	0,26	0,03
10	333	83	250	3	29	110	92	3	-	-	-	9	-	3	1	1,20	0,12
20	307	80	227	1	91	27	91	2	1	-	1	6	4	2	1	0,30	0,40
21A	319	93	226	1	66	77	71	1	4	1	1	-	-	4	-	1,08	0,29
21B	459	251	208	2	14	29	128	4	2	3	1	8	5	12	-	0,23	0,07
23	374	144	230	12	6	20	144	13	-	3	2	7	2	19	2	0,14	0,03
25	329	100	229	15	-	128	61	-	-	1	3	10	5	6	-	2,10	0
27	422	185	237	1	8	36	142	5	6	1	-	19	4	12	3	0,25	0,03
28	331	103	228	7	42	78	70	2	5	2	-	10	-	12	-	1,11	0,18
30A	302	75	227	14	15	103	81	1	1	1	1	4	3	3	-	1,27	0,06
30B	310	77	233	6	-	159	46	2	-	-	-	3	6	11	-	3,46	0
31C	289	57	232	7	-	198	18	1	1	-	-	5	2	-	-	11,00	0
31D	555	323	232	1	-	64	87	3	3	3	1	41	8	21	-	0,74	0
32	453	225	228	-	-	42	94	1	4	4	-	48	4	31	-	0,45	0
33	454	223	231	1	-	21	159	3	6	4	-	19	5	13	-	0,13	0
34	474	248	226	-	1	23	150	3	3	1	-	26	6	13	-	0,15	0,003
SUMME	7416	2987	4429	125	282	1492	1855	60	40	27	17	265	74	185	7	0,80	0,06
ARITHM. MITTEL%	100	40,3	59,7	2,8	6,4	33,7	41,9	1,3	0,9	0,6	0,4	6,0	1,7	4,2	0,2		

Dem Unteren Sand-Kies-Glied wurden 19 Proben entnommen und auf Schwerminerale untersucht (Tab. 2). Nur vereinzelte Proben (Nr. 3 und 31C) enthielten eine Schwermineralassoziation, die für die fluviatile Phase (= GR-Phase) eines Sedimentationszyklus charakteristisch ist. Das arithmetische Mittel ergibt eine Standardzusammensetzung (Abb. 3), die eher auf eine fluviatil-limnische Phase (= GR-EP-Phase) zutrifft: GR (33,7 %) und EP (41,9 %) bilden gemeinsam ein Maximum. Das GR/EP-Verhältnis beträgt 0,80. Der Anteil der resistenten Mineralien (TU, ZI und RU) ist leicht erhöht.

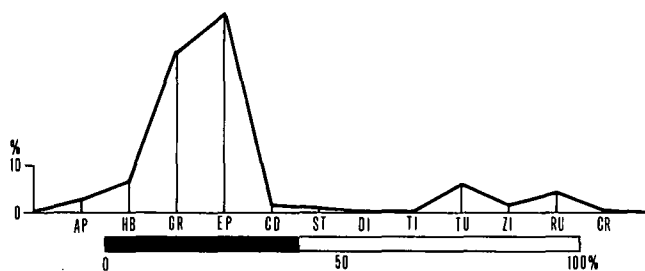


Abb. 3.
Standardzusammensetzung des Schwermineralegehalts der Sedimente des Unteren Sand-Kies-Gliedes der Florianer Schichten, ermittelt aus 19 Probenanalysen (vgl. Tab. 2).

seits hat der Schotter der Probe Nr. 28 einen nur kurzen Transportweg gehabt (HB/DURCHS. = 0,18).

Im Schwermineralspektrum tritt auch CR mit 0,2 % auf, was als Unterscheidungskriterium gegenüber den Sedimenten der Eibiswalder Schichten und jenen der Schwanberger Schichten gelten mag. Bei ihnen fehlt CR.

3.2. Tegelglied der Florianer Schichten

Das Tegelglied ist das nächstfolgende lithostratigraphische Glied der Florianer Schichten. Im Untersuchungsgebiet bauen die Sedimente des Tegelgliedes die Bergrücken ab 370 m SH aufwärts auf. W. DILLER nennt dieses lithostratigraphische Glied „Mergelhorizont“.

In lithologischer Hinsicht handelt es sich in der Hauptsache um sandige Tone, d. h. nach der älteren Bezeichnung um Tegel, und um reine Tone. Örtlich enthalten diese Pelite einen wechselnden Gehalt an Kalziumkarbonat (W. DILLER), wodurch sie dann als Mergel bzw. als sandige Mergel bezeichnet werden können. Im unteren Abschnitt treten zuweilen Sand- oder Kleinschotterlagen bzw. -linsen auf (z. B. die Proben 22B und 62A). Eine Schichtung ist immer vorhanden, Diagonalschichtung tritt jedoch nicht auf.

Eine weitere Unterteilung des Tegelgliedes, wie sie E. WALTER (1951) im Text seiner Dissertation, aber

nicht auf der beigelegten geologischen Karte vorgenommen hat, ist illusorisch und entspricht kaum der Wirklichkeit. Er unterscheidet einen „Unteren“ und einen „Oberen Florianer Tegel“, räumt jedoch ein, daß es sich hierbei möglicherweise nicht um kontinuierliche und zusammenhängende lithostratigraphische Unter-einheiten handelt, sondern wahrscheinli- ch um lokale Einschaltungen oder Linsen. Das Gleiche gilt für die weitere Aufgliederung der Florianer Schichtfolge in „Grobsand-Horizont“ und „Wechsellagerung“, die W. DILLER im Text seiner Arbeit, jedoch nicht auf seiner geologischen Karte durchgeführt hat. Diese lithostrati-

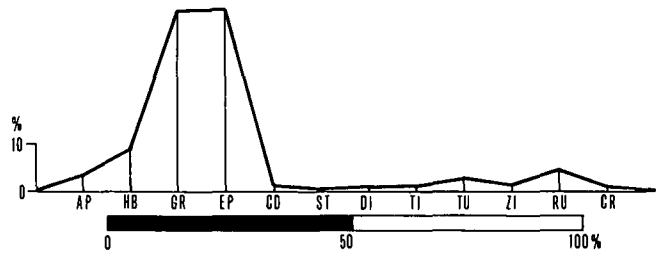


Abb. 4. Standardzusammensetzung des Schwermineralgehalts des Tegelgliedes der Florianer Schichten, ermittelt aus 25 Probenanalysen (vgl. Tab. 3).

Tabelle 3. Schwermineralliste des Tegelgliedes der Florianer Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENN R.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
5A	379	146	233	2	-	37	165	3	2	3	1	10	2	6	2	0,22	0
5B	344	114	230	4	-	71	121	-	-	1	2	6	7	13	5	0,59	0
17	339	113	226	1	9	94	92	5	2	1	-	8	4	9	1	1,02	0,04
19	341	102	239	3	38	31	132	6	-	3	1	8	3	12	2	0,23	0,16
22A	320	80	240	9	63	50	95	6	1	1	2	4	1	8	-	0,53	0,26
22B	388	145	243	1	33	22	141	7	-	6	1	11	4	14	3	0,16	0,14
22C	352	111	241	11	8	29	158	7	-	1	6	5	3	13	-	0,18	0,03
24A	286	59	227	12	4	134	59	3	-	1	1	6	1	6	-	2,27	0,02
24B	323	78	245	10	2	128	90	3	-	-	1	3	1	7	-	1,42	0,01
26	3091	2914	177	6	1	61	84	2	-	3	-	4	1	15	-	0,73	0,01
29	474	237	237	-	6	30	149	3	-	5	-	8	7	29	-	0,20	0,03
31A	1293	1081	212	1	1	63	66	2	-	-	-	24	17	29	9	0,95	0,003
31B	294	60	234	19	-	162	27	1	-	1	2	4	3	12	3	6,00	0
53	336	114	222	9	4	30	138	5	-	-	4	9	1	22	-	0,22	0,02
58	312	93	219	-	30	20	129	2	1	3	-	13	-	21	-	0,16	0,14
59	346	121	225	1	37	31	117	3	-	2	-	16	1	14	3	0,26	0,16
61	282	52	230	13	35	85	78	1	-	1	1	1	3	2	10	1,09	0,15
62A	247	25	222	1	53	138	24	-	1	-	2	2	1	-	-	5,75	0,24
62B	275	59	216	2	48	125	34	-	-	-	1	2	2	2	-	3,68	0,22
63	275	45	230	12	59	82	64	-	-	-	5	2	-	1	5	1,28	0,26
64	277	55	222	9	35	106	57	3	-	-	4	5	1	-	2	1,86	0,16
66	274	37	237	7	17	156	40	1	-	2	4	4	-	6	-	3,9	0,07
67	309	79	230	17	1	123	73	-	-	-	6	5	3	2	-	1,68	0,003
68	250	26	224	12	16	159	26	1	-	-	1	4	-	5	-	6,12	0,07
69	262	37	225	12	2	161	41	1	-	-	1	2	-	2	3	3,93	0,01
SUMME ARITHM. MITTEL%	11669	5983	5686	174	502	2128	2200	65	7	34	46	166	66	250	48	0,97	0,09

graphischen „Horizonte“ sind mehr oder weniger grobkörnige Einschaltungen von begrenzter lateraler Ausdehnung innerhalb des pelitischen Tegelglieds. Für derartige Unterteilungen des Tegelglieds bzw. der Florianer Schichten fehlen auch die erforderlichen Aufschlußbedingungen.

Neunzehn Aufschlüssen wurden 25 Proben für die Schwermineralanalyse entnommen (Tab. 3). Das arithmetische Mittel ergibt eine Schwermineralassoziation, die für den oberen Abschnitt der GR-EP-Phase typisch ist: Das GR/EP-Verhältnis beträgt 0,97. Das Schwermineralhistogramm (Abb. 4) enthält ein Maximum, das annähernd aus gleichen Teilen GR und EP aufgebaut ist. Die extrem resistenten Mineralien zeigen leicht erhöhte Werte. Auch der Gehalt an opaken Mineralien ist mit 51,3 % beachtlich gestiegen. Alle diese Daten weisen auf ein minder frisches Sedimentmaterial hin, das in die Florianer Bucht eingeschwemmt bzw. eingeweht wurde. Der Transportweg war lang bis sehr lang (HB/DURCHS. = 0,09).

Auch im Schwermineralgehalt des Tegelglieds tritt CR in etlichen Proben auf. Er kann bis über 4 % erreichen (siehe Probe Nr. 31A und 61). Im Standardhistogramm (Abb. 4) hat er einen Anteil von 0,8 %.

3.3. Oberes Sand-Kies-Glied der Florianer Schichten

Das Obere Sand-Kies-Glied schließt die Schichtfolge der Florianer Schichten im Untersuchungsgebiet ab.

Wie der Name besagt, besteht dieses lithostratigraphische Glied hauptsächlich aus Kiesen (= Kleinschotter). Daneben sind jedoch auch Grobsande verbreitet, die zuweilen eine Diagonalschichtung aufweisen.

DILLER bezeichnet dieses lithostratigraphische Glied als „Hangendsand“ und WALTER nennt es „Pölsersand“.

In Form eines schmalen Bands begleiten diese klastischen Sedimente den Westrand des Sausals. Darüber hinaus findet man sie als Erosionsinseln auf Kuppen und Höhen der in SW-NE-Richtung sich erstreckenden Rücken (s. geolog. Karte, Abb. 1).

Die Aufschlußbedingungen für die Entnahme von Sedimentproben waren recht ungünstig, so daß auf das Obere Sand-Kies-Glied lediglich vier Proben fallen (Tab. 4).

Das aus den vier Proben ermittelte Standardhistogramm (Abb. 5) zeigt eine Schwermineralassoziation, die sich von jener des unteren Sand-Kies-Gliedes sowie von jenen des Tegelgliedes ganz wesentlich unterscheidet. Hinsichtlich des GR/EP-Verhältnisses würde der untere Abschnitt der GR-EP-Phase eines Sedimentationszyklus vorliegen. Der überaus hohe HB-Anteil (32,2 %) ist auf einen äußerst kurzen Transportweg zurückzuführen. Das Abtragungsgebiet muß in nachbarlicher Nähe zum Ablagerungsraum gewesen sein. Das zur Sedimentation gelangte Material war frisch, denn der leicht verwitterbare AP ist mit 5 % übermäßig ver-

Tabelle 4.

Schwermineralliste des Oberen Sand-Kies-Gliedes der Florianer Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
54	272	52	220	12	85	87	30	1	-	-	-	3	1	1	-	2,90	0,39
55	282	71	211	8	71	102	17	1	-	-	-	7	1	4	-	6,0	0,34
56	320	101	219	19	29	72	82	6	-	-	2	4	1	4	-	0,88	0,13
60	251	41	210	4	92	80	28	-	-	-	-	5	-	1	-	2,86	0,44
SUMME ARITHM. MITTEL%	1125	265	860	43	277	341	157	8	-	-	2	19	3	10	-	2,17	0,32
	100	23,6	76,4	5,0	32,2	39,6	18,3	0,9	-	-	0,2	2,2	0,3	1,2	-		

treten. Für die Frische des Sedimentmaterials spricht auch der niedrige Anteil (23,6 %) der opaken Körner.

Auffallend ist das völlige Fehlen des CR in den vier untersuchten Proben, was desgleichen für die nachbarliche Nähe des Liefergebiets spricht.

Der fluviatile Charakter des Oberen Sand-Kies-Gliedes geht aus der Diagonalschichtung hervor. Sie war in einigen Grobsandaufschlüssen zu beobachten.

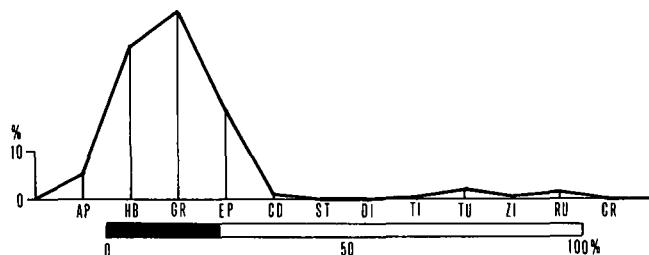


Abb. 5. Standardzusammensetzung des Schwermineralgehalts der Sedimente des Oberen Sand-Kies-Gliedes der Florianer Schichten, ermittelt aus 4 Probenanalysen (vgl. Tab. 4).

3.4. Tuff-Einschaltungen

W. DILLER erwähnt zwei Vorkommen von Tuff-Einschaltungen, die nach seinen Ortsangaben dem Tegelglied der Florianer Schichten angehören müssen. Das eine Vorkommen soll bei Hölzbaueregg (500 m südöstlich von Hasreith) für technische Zwecke abgebaut worden sein. Es handelte sich hierbei um einen Bentonit. Das zweite Vorkommen lag bei Otternitz und stellte eine linsenförmige Einschaltung dar. Die beiden Vorkommen waren zur Zeit meiner Begehung nicht auffindbar.

3.5. Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse der Florianer Schichten

Bei folgenden Aufschlüssen ließ sich das Schichteneinfallen messen:

Tegel-Glied: Aufschluß Nr. 5: 330°/06°
 Aufschluß Nr. 22: 045°/04°
 Aufschluß Nr. 24: 045°/09°
 Aufschluß Nr. 66: 110°/08°

Unteres Sand-Kies-Glied: Aufschluß Nr. 30: 030°/10°

Somit pendelt das flache Einfallen der Florianer Schichten zwischen ESE und NNW. Bedingt durch das Einfallen, tauchen die Sedimente des Unteren Sand-Kies-Gliedes ostwärts, etwa im Gebiet der Straße Gleinstätten – Groß St. Florian, unter die Schichten des Tegelgliedes (s. geolog. Karte).

Die Abgrenzung der Florianer Schichten gegen die Eibiswalder Schichten wurde bereits im vorigen Kapitel (2) besprochen. Die Abgrenzung der einzelnen lithostratigraphischen Glieder der Florianer Schichten untereinander ist auf der geologischen Karte desgleichen

eine „konventionelle“. Einerseits verhindert der lithologische Charakter der Florianer Folge eine klare und exakte Grenzziehung: Wechsellagerungen, abwechslungsreiche Sedimenteinschaltungen, Linsen etc. Zum zweiten fehlen für exakte Grenzziehungen die erforderlichen Aufschlüsse. Und schließlich wirkt sich die intensive Agrar- und Forstwirtschaft für Grenzziehungen nachteilig aus.

Die Mächtigkeit der verschiedenen lithostratigraphischen Glieder variiert stark. Das Untere Sand-Kies-Glied erreicht im Westabschnitt des untersuchten Gebietes 70 bis 80 m, im Ostabschnitt maximal 40 m. Dagegen nimmt die Mächtigkeit des Tegelgliedes ostwärts zu. Während seine Schichten im Westen 20 bis 30 m stark sind, erreichen sie im Ostabschnitt eine Mächtigkeit von 70–80 m. Die Mächtigkeit des oberen Sand-Kies-Gliedes überschreitet kaum 30 m.

3.6. Alterseinstufung der Florianer Schichten

Die Florianer Schichten zeichnen sich durch einen Fossilreichtum aus, so daß sie relativ frühzeitig ins Torton gestellt wurden. Dank der zahlreichen Brunnengrabungen, die nach dem Zweiten Weltkrieg einsetzten, wurden von den nachfolgenden Bearbeitern (H. BEER, 1951, 1953; W. DILLER, 1957; G. KOPETZKY, 1957; E. WALTER, 1951) für die genauere Altersbestimmung der Florianer Schichten auch Mikrofossilien herangezogen.

E. WALTER (1951) parallelisiert das Untere Sand-Kies-Glied mit den Kreuzberger Schottern WINKLER-HERMADEN's und bezeichnet es als „Kreuzbergsande“. W. DILLER (1957) spricht vom „Unteren Sand“ und stellt ihn ins Obere Untertorton. Von zwei Aufschlüssen, die bei Hasreith lagen und heute nicht mehr vorhanden sind, und von einem desgleichen nicht mehr vorhandenen Aufschluß bei Otternitz (Gehöft Gimpel) gibt dieser Autor folgende Mikrofossilien an:

Rotalia beccari (L.)
Nonion boueanum (d'ORB.)
Globigerina bulloides d'ORB.
Ammodiscus incertus (d'ORB.)
Cyclamina acutidorsata (HANTK.)

Bis auf Aufschluß 30 (westlich vom Zelkoberg, s. geolog. Karte, Abb. 1) waren im Untersuchungsgebiet alle beprobten Aufschlüsse des Unteren Sand-Kies-Gliedes fossilfrei. Probe 30 lieferte kleine Exemplare von *Ammonia beccari* (LINNÉ) (Bestimmung M. E. SCHMID), die vermutlich aus einem brackischen Milieu stammen und allgemein auf Neogen hinweisen, jedoch näher nicht einstuftbar sind.

Überlagert wird das Untere Sand-Kies-Glied von den Florianer Tegeln, die auf Grund ihrer fossilen Fauna altersmäßig bisher ins Unterbadeniens eingestuft (H. BEER, 1933; H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968; H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984; K. KOLLMANN, 1965; G. KO-

PETZKY, 1957) und mit den Pölser Mergeln parallelisiert wurden.

Die Bestimmungsergebnisse der von mir aufgesammelten Mikrofossilien (Bestimmung E. KRESTA und F. RÖGL) sind in folgender Aufstellung enthalten:

Aufschluß-Nr.	61	63	64	66	67	68
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ)	+	+	+	+	+	+
<i>Elphidium flexuosum</i> (d'ORBIGNY)	+	-	-	+	-	-
<i>Elphidium ukrainicum</i> (KRASHENINNIKOV)	+	+	+	-	-	+
<i>Nonion commune</i> (d'ORBIGNY)	+	-	+	-	-	-
<i>Bolivina dilatata</i> (REUSS)	+	-	-	-	-	-
<i>Orbulina universa</i> (d'ORBIGNY)	-	-	-	-	+	-
<i>Valvulina complanata</i> (d'ORBIGNY)	-	-	-	-	+	-
<i>Aubiguyana perlucida</i> (HERON-ALLEN & EARLAND)	-	+	-	-	-	-
<i>Globigerina</i> sp.	-	+	-	-	-	-

Die meisten der angeführten Mikrofossilien sind Durchläufer bzw. sie lassen keine Rückschlüsse auf ein genaueres Alter zu. Lediglich *Elphidium ukrainicum* (KRASHENINNIKOV) tritt im Wiener Becken nur im Oberen Badenien auf (KRESTA und RÖGL) und würde somit als Leitform fungieren. Infolgedessen muß das Florianer Tegelglied ins Obere Badenien eingestuft werden.

Die untersuchten Schlammproben enthielten noch Molluskenbruchstücke, Ostrakoden und Seeigelstacheln. Alles zusammen spricht für eine strandnahe Flachsee mit wechselndem, eher geringem Salzgehalt (KRESTA und RÖGL).

Die folgende Liste enthält die Makrofossilien (Bestimmung O. SCHULZ):

Aufschluß-Nr.	63	64	66	67	68
<i>Pirinella picta florianum</i> (HILBER, 1879)	-	-	-	+	-
<i>Terebralia lignitarum</i> (EICHWALD, 1830)	-	-	+	-	-
<i>Turritella</i> sp.	+	-	-	-	-
<i>Ocenebra</i> (<i>O.</i>) <i>crassilabiata</i> (HILBER, 1879)	-	-	-	+	-
<i>Aporrhais</i> (<i>A.</i>) <i>alata</i> (EICHWALD, 1829)	+	-	-	-	-
<i>Anadara</i> (<i>A.</i>) <i>diluvii</i> (LAMARCK)	+	-	+	+	+
<i>Arcopsis</i> (<i>A.</i>) <i>rollei</i> (HÖRNES, 1865)	-	+	-	-	-
<i>Pecten</i> (<i>Flabellipecten</i>) <i>subarcuatus</i> (TOURNOER, 1874)	+	-	-	-	-
<i>Cubitostrea digitalina</i> (DUBOIS, 1831)	+	-	+	+	-
<i>Linga</i> (<i>L.</i>) <i>columbella</i> (LAMARCK, 1819)	+	-	-	-	-
<i>Gibbolucina</i> (<i>Eomiltha</i>) <i>transversa</i> (BRONN, 1831)	+	-	-	-	-
<i>Divaricella</i> (<i>D.</i>) <i>subornata</i> (HILBER, 1879)	+	-	-	-	-
<i>Cardium</i> (<i>Bucardium</i>) <i>hians danubianum</i> MAYER, 1866	+	-	-	-	-
<i>Acanthocardia</i> (<i>A.</i>) <i>clavata</i> (HILBER, 1879)	+	-	-	+	+
<i>Cardidae</i> ind. gen. et spec.	+	-	-	-	-
<i>Pinna</i> sp.	-	-	+	-	-
<i>Tellina</i> (<i>Peronidia</i>) <i>zonaria</i> BASTEROT, 1819	+	-	-	-	-
<i>Pelecycora</i> (<i>Cordiopsis</i>) <i>islandicoides</i> (LAMARCK, 1818)	+	-	-	-	-
<i>Circomphalus haidingeri</i> (HÖRNES, 1862)	+	-	+	-	-
<i>Panopea</i> (<i>Panopea</i>) <i>menardi</i> (DESHAYES, 1828)	+	-	-	-	-
<i>Thracia</i> (<i>Th.</i>) <i>convexa</i> (SOWERBY, 1831)	+	-	-	+	-
<i>Clavagella</i> (<i>Stirulina</i>) <i>coronata</i> DESHAYES, 1824	-	-	-	-	+
<i>Bivalvia</i> indet.	-	-	+	-	+

Die Fossilien werden im Naturhistorischen Museum Wien aufbewahrt.

Bei den angeführten Makrofossilien handelt es sich um eine sublitoral-benthonische Lebensgemeinschaft, die altersmäßig ins Badenien gestellt werden kann.

Das Obere Sand-Kies-Glied lieferte einige Exemplare der dickschaligen *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM, 1813) (Aufschluß 60, bei Nassau).

3.7. Kurze Schlußbetrachtung

Der Sedimentgehalt der Florianer Schichten ist zwar heterogen, doch führen die Sedimente des Unteren Sand-Kies-Glieds sowie jene des Tegel-Glieds als Indexmineral Chromspinell, wodurch sich die Florianer Schichten allgemein von den Eibiswalder und den Schwanberger Schichten unterscheiden, denn in den Proben der beiden letztgenannten Formationen ließ sich Chromspinell nicht nachweisen. Das Liefergebiet für Chromspinell kann nicht das Kristallin der Koralpe gewesen sein, denn ihm fehlen die betreffenden ultrabasischen Muttergesteine. Viel eher dürfte Chromspinell aus dem Osten, und zwar aus Gebieten mit penninischem Gesteinsmaterial in die Florianer Bucht eingeschwemmt bzw. eingeweht worden sein. Dafür spricht auch der pelitische Charakter sowie der lange Transportweg der Tegel.

Die Florianer Schichten wurden bisher ins Untere Badenien gestellt. Auf Grund der Leitform *Elphidium ukrainicum* (KRASHENINNIKOV) muß zumindest das Tegelglied der Florianer Schichten ins Obere Badenien eingestuft werden.

4. Schwanberger Schichten

Die überwiegend grobklastische Ausbildung der Schwanberger Schichten veranlaßte ihre ersten Bearbeiter, sie unter dem Namen „Schwanberger Schutt“ (A. WINKLER, 1924, 1926, 1927, 1929) bzw. „Hangendblockschutt“ (G. HIESSLEITNER, 1926) in die geologische Literatur einzuführen. Im Untersuchungsgebiet bildet der Schwanberger Blockschutt eine lithostratigraphisch gut definierbare Einheit, die mit Hilfe von Referenzprofilen bzw. -aufschlüssen (Hypostratotypen) typisiert werden kann. Aus diesem Grund erhielt der Blockschutt in vorliegender Arbeit die Bezeichnung „Schwanberger Schichten“ und somit den Status einer Formation.

Die Schwanberger Schichten treten entlang der Ostabdachung der Koralpe auf. Ihr nördlichstes Vorkommen scheint bei Stainz zu sein (BECK-MANNAGETTA, 1947). Sie lassen sich von dort mit Unterbrechungen bis Schwanberg verfolgen (s. geolog. Karte, Abb. 1), wo sie zu beiden Seiten des Stullnegg-Bachs die Berg Rücken aufbauen und sich in Form einer schmalen, nordwestlich ausgerichteten Neogeneinbuchtung außerhalb des untersuchten Gebiets erstrecken (BECK-MANNAGETTA, 1975).

Kleinere Vorkommen liegen südöstlich von Schwanberg und nördlich von Vordersdorf (s. geolog. Karte,

Abb. 6). Gut erhalten sind die Sedimente der Schwanberger Schichten im Einbruchgraben von Wernersdorf (s. geolog. Karte, Abb. 6). Dort finden wir auch die schönsten und instruktivsten Aufschlüsse. Im Wernersdorfer Graben liegen die Schwanberger Schichten nicht nur über kristallinem Grundgebirge, sondern auch über den Sedimenten des Eibiswalder Sedimentationszyklus der Eibiswalder Schichten.

Das südlichste Vorkommen der Schwanberger Schichten tritt bei Eibiswald auf (s. geolog. Karte, Abb. 6). In Form eines schmalen Einschnitts dringen sie entlang des Hadernigg-Baches in nordwestlicher Richtung 10 km in das Koralpen-Kristallin ein (BECK-MANNAGETTA, 1975).

Zur lithostratigraphischen Typisierung der Schwanberger Schichten werden einige Referenzaufschlüsse herangezogen. Sie befinden sich alle im Bereich der geologischen Karte in Abb. 6.

Der instruktivste Referenzaufschluß (Nr. 74) befand sich in der nordwestlichsten Ecke des Wernersdorfer

Einbruchgrabens, und zwar in einem Nebeneinschnitt der Weißen Sulm (s. Abb. 6). Bei meinem ersten Besuch hatte er eine Höhe von über 9 m (Abb. 7 und Abb. 8). Durch den Bau eines Weges wurde er leider völlig zerstört. In der nahegelegenen Talsohle der Weißen Sulm ist das Kristallin der Koralpe freigelegt. Die Sedimente des Aufschlusses zeigten ein deutliches „graded bedding“ und waren rhythmisch gegliedert. Insgesamt fünf Sedimentationsrhythmen waren aufgeschlossen. Der unterste Rhythmus begann mit einem schlecht sortierten Blockschutt, dessen kantige Klaster die Größe eines Kopfes erreichten (Abb. 7, a). In vertikaler Richtung nahm innerhalb des Rhythmus das Korn der Grobklaster rasch ab, es folgte ein mittelkörniger Sand, der in einen graublauen, sandigen Ton (b) überging. Der darüberfolgende Rhythmus setzte mit einem Grobschotter aus eckigen, faustgroßen Komponenten (c) ein. Die graue Sandmatrix führte reichlich Glimmer. Darüber folgte ein grobkörniger Sand mit diffus verstreuten Einzelklaster. Der zweite Rhythmus en-

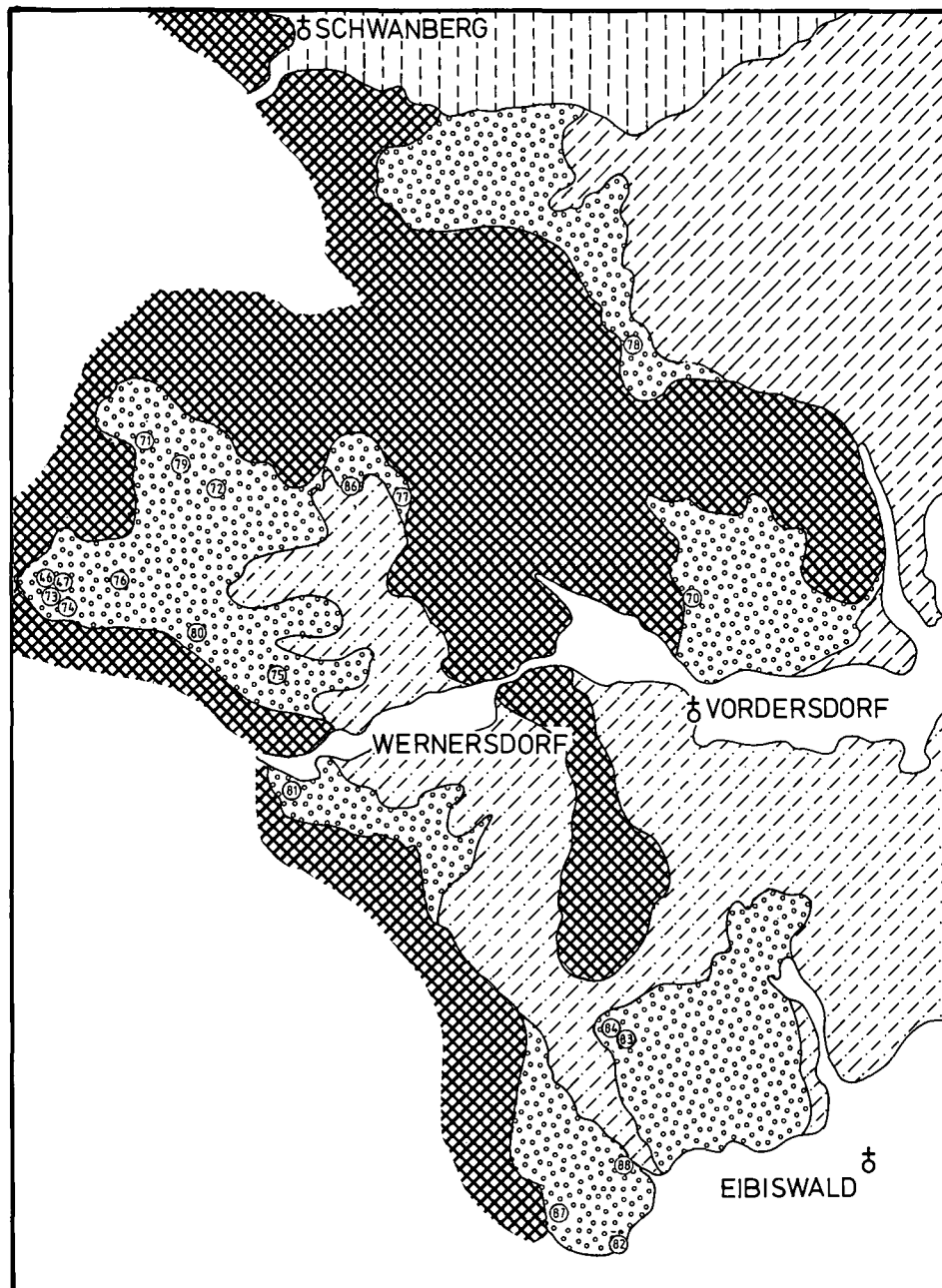


Abb. 6.
Geologische Karte 1:50.000 des Grabeneinbruches von Wernersdorf.
Legende wie Abb. 1.

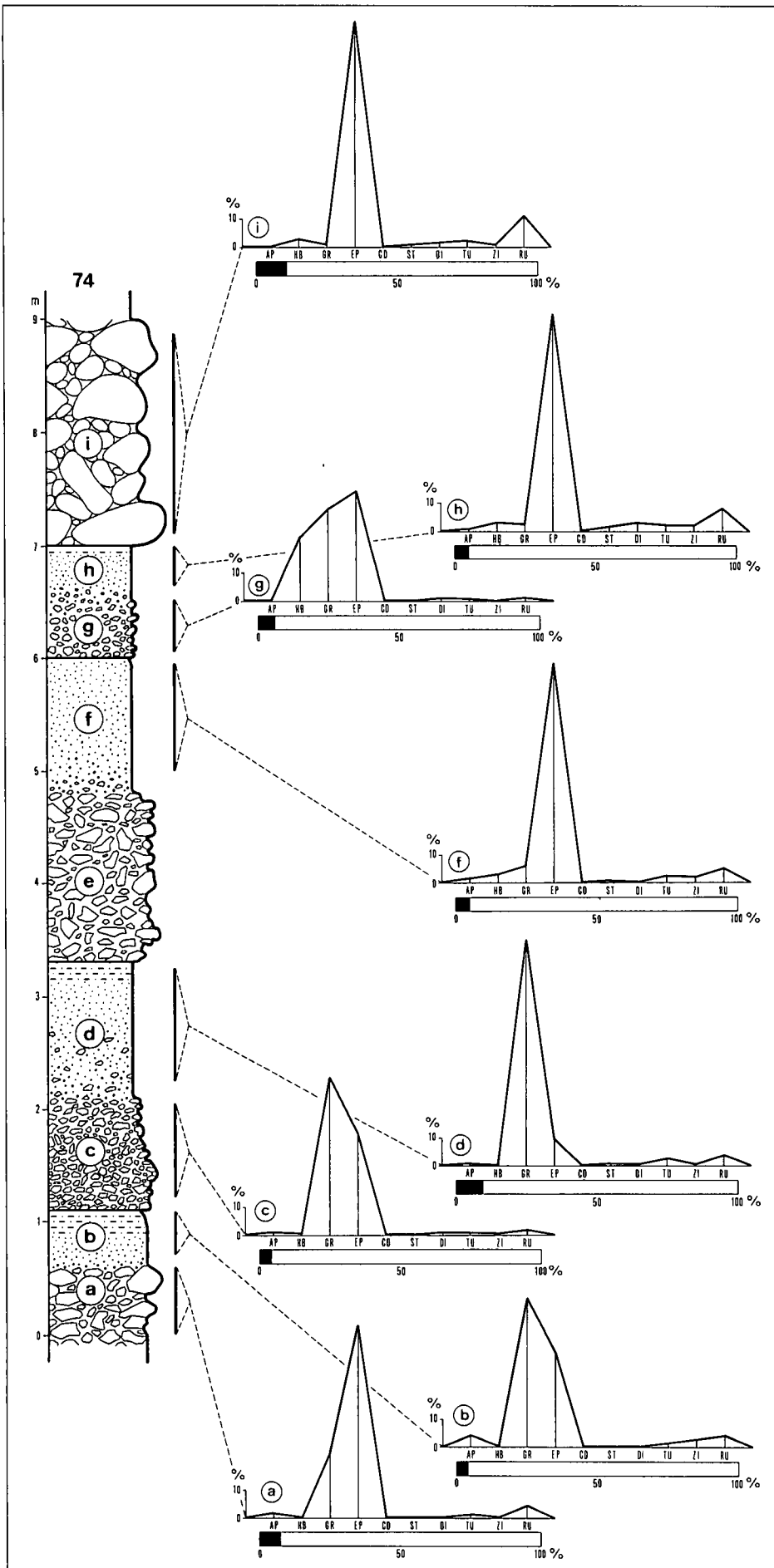


Abb. 7.
 Referenzaufschluß (Hypostratotypus)
 Nr. 74.
 Geographische Lage siehe Abb. 6.
 Erläuterungen des Säulenprofils im Text.

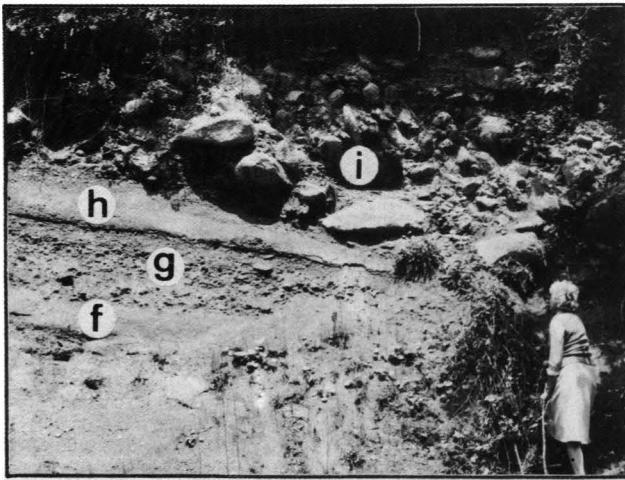


Abb. 8.
Referenzaufschluß Nr. 74.
Oberes Foto: oberer Abschnitt des Aufschlusses.
Unteres Foto: Nahaufnahme von Rhythmus „i“.
Erläuterung im Text.

dete mit einem bunten, sandigen Ton (d). Einen ähnlichen Aufbau hatte der dritte Sedimentationsrhythmus: Zuunterst schlecht sortierte, überkopfgroße, eckige Klasten (e), darüber Grobsand, und schließlich ein mittelkörniger Sand (f, Abb. 7 und Abb. 8). Der vierte Rhythmus begann mit faustgroßen, eckigen Klasten (g, Abb. 7, 8) und endete über Grobsand mit einem sandigen Ton (h). Bestand der Grobschutt der unteren vier Sedimentationsrhythmen aus kantigen oder höchstens kantengerundeten Klasten, so enthielt der fünfte Rhythmus betont gerundete Riesenklasten, die einen Durchmesser von nahezu einem Meter erreichten (s. unteres Foto der Abb. 8).

Zweifelsohne handelt es sich bei den Sedimenten der vier unteren Rhythmen um murartige Geschiebe, während die gute Rundung der Riesenklasten des fünften Rhythmus auf einen Wassertransport durch Wildbäche hinweist.

Hinsichtlich des Schwermineralgehaltes wäre zu sagen, daß GR im unteren Aufschlußabschnitt gut vertreten ist. Sein Anteil nimmt jedoch in vertikaler Richtung ab, so daß er im oberen Aufschlußabschnitt gänzlich fehlt (Abb. 7, i). An seine Stelle tritt EP. Auch ist der Gehalt an resistenten Mineralien deutlich erhöht.

CR fehlt in der Schwermineralassoziation.

Der folgende Aufschluß 76 (Abb. 9) gehört ins unterste stratigraphische Niveau der Schwanberger Schichten. Er liegt in einem tiefen Grabeneinschnitt in der Nähe des Aufschlusses 74. Freigelegt ist eine Wechsellaagerung von Bänken aus einem grauen, glimmerreichen Grobsand (1 in Abb. 9) mit solchen aus einem schlecht sortierten Blockschutt (2), dessen gut gerundete Gneisklasten einen Durchmesser von 40 bis 50 cm erreichen. Der Aufschluß hat insofern eine Bedeutung, weil eine Blockschuttbank neben schlecht sortierten Gneisgeröllen auch doppeltfaustgroße Kohlebruchstücke enthielt. Damit ergibt sich eine relative Altersbeziehung zwischen dem Schwanberger Blockschutt und den Eibiswalder Schichten, aus denen die Kohlenbruchstücke

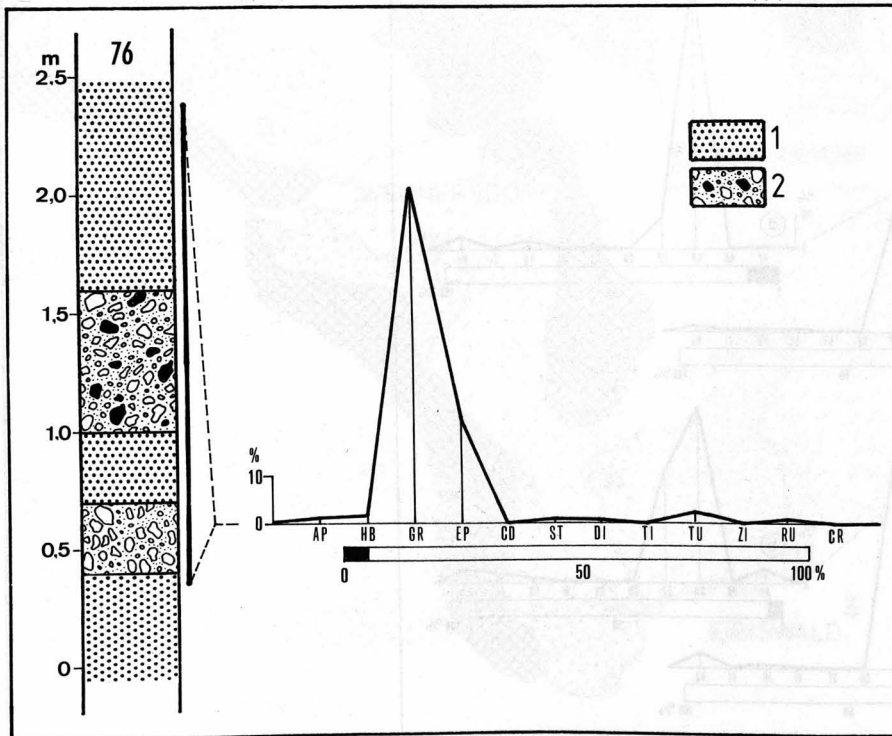


Abb. 9.
Aufschluß Nr. 76.
Wechsellaagerung von Grobsanden (1) mit Blockschutt (2).
Eine Blockschuttbank enthält doppeltfaustgroße Kohlenklasten.

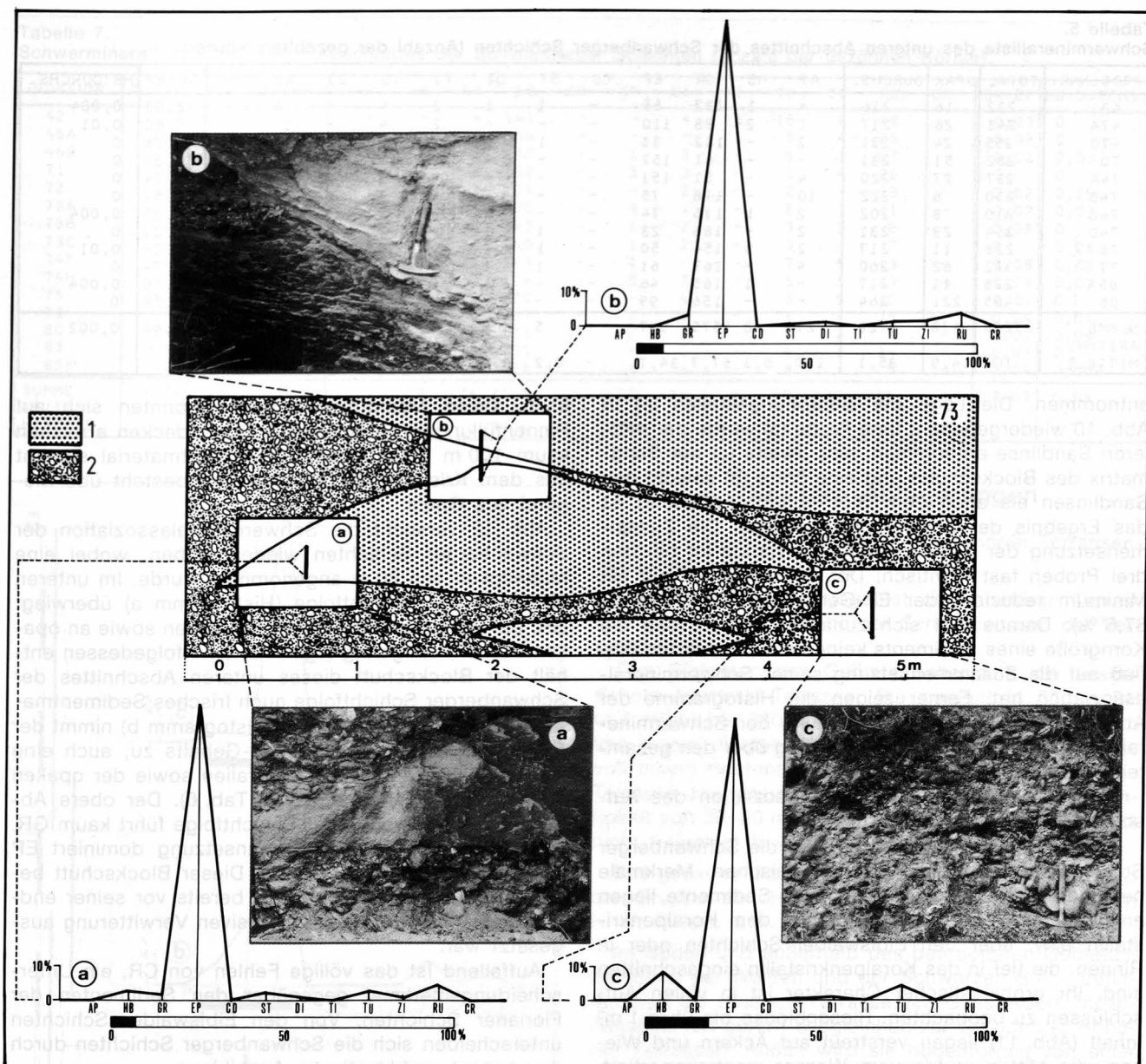


Abb. 10.
 Referenzaufschluß Nr. 73.
 1 = diagonalgeschichteter Grobsand; 2 = gut gerundete, doppelfaustgroße Gneisgerölle.
 Erläuterung im Text. Hammerlänge 32 cm.

stammen. Das betonte Überwiegen von GR sowie der geringe Anteil von resistenten Mineralien (TU, ZI und RU) im Schwermineralhistogramm des Aufschlusses 76 (Abb. 9) ist charakteristisch für den stratigraphisch unteren Abschnitt der Schwanberger Schichten. CR fehlt in der Schwermineralvergesellschaftung.

Der nächste Referenzaufschluß (Nr. 73) befindet sich in der Nähe von Aufschluß 74 (Abb. 6), doch gehört er stratigraphisch in das obere Niveau der Schwanberger Schichten. Der Aufschluß stellt einen Weganriß dar und hat eine Länge von 5 m. Aufgeschlossen ist ein Blockschutt, in welchem Sandlinsen eingeschaltet sind (Abb. 10). Bis doppelfaustgroße, schlecht sortierte, jedoch gut gerundete Gneisklasten setzen den Blockschutt zusammen. Die Linsen bestehen aus einem gelblich-grauen bis rostgelben, diagonalgeschichteten Grobsand, der diffus verstreute Kleingerölle enthält.

An drei verschiedenen Stellen wurden dem Aufschluß Nr. 73 Sedimentproben für die Schwermineralanalyse



Abb. 11.
 Gneisriesenblock der Schwanberger Schichten.
 Fundstelle Nr. 79 (siehe Abb. 6). Hammerlänge 32 cm.

Tabelle 5.

Schwermineralliste des unteren Abschnittes der Schwanberger Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
43	232	16	216	-	1	132	65	-	1	1	2	4	4	6	-	2,03	0,004
47A	243	26	217	1	2	88	110	-	-	-	2	4	-	10	-	0,80	0,01
47B	255	24	231	2	-	182	36	-	1	1	-	-	2	7	-	5,06	0
70	282	51	231	-	-	61	157	-	-	-	-	13	-	-	-	0,39	0
74A	237	17	220	4	-	51	151	-	-	-	-	3	-	11	-	0,34	0
74B	230	8	222	10	-	118	75	-	-	-	-	3	6	10	-	1,57	0
74C	210	8	202	2	1	115	74	-	-	2	-	2	1	5	-	1,55	0,004
74D	254	23	231	2	-	186	23	-	1	1	-	7	1	10	-	8,09	0
76	228	11	217	2	3	154	50	-	1	1	-	5	-	1	-	3,08	0,01
77	322	62	260	4	-	167	61	-	1	1	-	4	3	19	-	2,74	0
85A	228	11	217	-	1	165	46	-	-	1	-	-	-	4	-	3,59	0,004
86	485	221	264	-	-	156	99	-	-	-	-	2	-	7	-	1,58	0
SUMME	3206	478	2728	27	8	1575	947	-	5	8	4	47	17	90	-	1,66	0,002
ARITHM. MITTEL%	100	14,9	85,1	1,0	0,3	57,7	34,7	-	0,2	0,3	0,1	1,7	0,6	3,3	-		

entnommen. Die Lage der Beprobungsstellen ist in Abb. 10 wiedergegeben: Eine Probe (a) wurde der mittleren Sandlinie entnommen, eine zweite (b) der Sandmatrix des Blockschutts und eine dritte (c) sowohl den Sandlinsen als auch dem Blockschutt. Auffallend ist das Ergebnis der Schwermineralanalyse. Die Zusammensetzung der Schwermineralassoziation ist bei den drei Proben fast identisch: Der GR-Gehalt ist auf ein Minimum reduziert, der EP-Gehalt dominiert (bis zu 87,6 %). Daraus läßt sich zunächst folgern, daß die Korngröße eines Sediments keinen nennenswerten Einfluß auf die Zusammensetzung seiner Schwermineralassoziation hat. Ferner zeigen die Histogramme der Abb. 10, daß die Zusammensetzung der Schwermineralassoziation annähernd gleichmäßig über den gesamten Aufschlußbereich verteilt ist.

CR fehlt in der Schwermineralassoziation des Aufschlusses 73.

Zusammenfassend lassen sich für die Schwanberger Schichten folgende lithostratigraphischen Merkmale herausarbeiten: Ihre grobklastischen Sedimente liegen entweder in Form einer Decke über dem Korallenkristallin bzw. über den Eibiswalder Schichten oder in Rinnen, die tief in das Korallenkristallin eingeschnitten sind. Ihr grobklastischer Charakter ist in vielen Aufschlüssen zu beobachten. Riesenblöcke bis über 1 m³ Inhalt (Abb. 11) liegen verstreut auf Äckern und Wiesen, die Matrix wurde vom Wasser wegtransportiert, die Riesenblöcke blieben dank ihres Gewichtes an Ort und Stelle. Von verschiedenen Autoren (BECK-MANNAGETTA, HIESSLEITNER, WINKLER) wurden vereinzelte, überaus große Blöcke beobachtet.

Die Schwanberger Schichten werden als Wildbachschuttablagerungen (rollender Transport) oder als Murenbildungen (gleitender Transport) gedeutet (HIESSLEITNER, WINKLER). Ihre Mächtigkeit ist großen Schwankungen unterworfen. A. WINKLER (1926) spricht von einer Mächtigkeit, die mehrere hundert Meter erreichen

kann. Diese Mächtigkeitsangaben könnten sich auf Rinnenfüllungen beziehen. Die Schuttdecken erreichen kaum 100 m Mächtigkeit. Das Schuttmaterial stammt aus dem Kristallin der Korallepe und besteht überwiegend aus Gneis.

Abb. 12 versucht die Schwermineralassoziation der Schwanberger Schichten wiederzugeben, wobei eine Mächtigkeit von 20 m angenommen wurde. Im unteren Abschnitt der Schichtfolge (Histogramm a) überwiegt GR, der Gehalt an resistenten Mineralien sowie an opaken Körnern ist gering (vgl. Tab. 5), infolgedessen enthält der Blockschutt dieses unteren Abschnittes der Schwanberger Schichtfolge auch frisches Sedimentmaterial. Im mittleren Abschnitt (Histogramm b) nimmt der EP-Gehalt auf Kosten des GR-Gehalts zu, auch eine Zunahme der resistenten Mineralien sowie der opaken Körner ist zu vermerken (vgl. Tab. 6). Der obere Abschnitt der Schwanberger Schichtfolge führt kaum GR. In der Schwermineralzusammensetzung dominiert EP mit nahezu 80 % (vgl. Tab. 7). Dieser Blockschutt bestand aus einem Material, das bereits vor seiner endgültigen Ablagerung einer intensiven Verwitterung ausgesetzt war.

Auffallend ist das völlige Fehlen von CR, ein Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Sedimenten der Florianer Schichten. Von den Eibiswalder Schichten unterscheiden sich die Schwanberger Schichten durch ihre betont grobklastische Ausbildung.

Die Glanzkohlenklasten des Aufschlusses 76 (Abb. 9) liefern uns eine relative Altersbeziehung zu den Eibiswalder Schichten. Im Wernersdorfer Grabeneinbruch bestehen die Eibiswalder Schichten nur aus den Sedimenten des darauffolgenden Wieser Zyklus fehlen, sie wurden abgetragen oder gelangten nicht zur Ablagerung. Die Kohlenklasten stammen somit aus den Flözen der Eibiswalder Schichten, entweder aus dem einstigen Eibiswalder Kohlenflöz oder dem Wieser Kohlenflöz.

Tabelle 6.

Schwermineralliste des mittleren Abschnittes der Schwanberger Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
44	257	44	213	1	21	32	128	-	-	3	3	6	5	14	-	0,25	0,10
45	237	28	209	-	12	32	140	-	-	1	1	12	1	10	-	0,23	0,06
74G	237	11	226	-	53	75	89	-	-	3	-	2	-	4	-	0,84	0,23
81	233	28	205	3	32	33	126	-	1	2	-	1	1	6	-	0,26	0,16
82	249	12	237	3	-	100	106	-	1	-	-	4	3	20	-	0,94	0
84	231	4	227	-	-	20	200	-	2	-	-	-	-	5	-	0,10	0
87	343	137	206	1	-	33	74	-	-	-	-	73	17	8	-	0,45	0
88	530	310	220	-	15	41	112	-	-	-	-	48	-	4	-	0,37	0,07
SUMME	2317	574	1743	8	133	366	975	-	4	9	4	146	27	71	-	0,38	0,08
ARITHM. MITTEL%	100	24,8	75,2	0,5	7,6	21,0	55,9	-	0,2	0,5	0,2	8,4	1,5	4,1	-		

Tabelle 7.

Schwermineralliste des oberen Abschnittes der Schwanberger Schichten (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CD	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
42	289	67	272	-	-	4	141	-	-	4	1	16	8	48	-	0,03	0
46A	246	42	204	-	-	4	154	-	-	1	5	4	36	-	0,03	0	
46B	253	26	227	-	7	2	180	-	1	3	-	6	1	27	-	0,01	0,03
71	256	29	277	-	-	-	188	-	5	3	-	1	4	26	-	0	0
72	245	29	216	1	62	2	129	-	-	2	-	2	-	18	-	0,02	0,29
73A	257	18	239	-	7	4	205	-	4	1	-	6	1	11	-	0,02	0,03
73B	226	17	209	-	-	9	183	-	1	2	-	3	3	8	-	0,05	0
73C	248	43	205	1	17	-	168	-	1	2	-	9	-	7	-	0	0,08
74F	254	12	242	4	8	15	189	-	1	-	-	7	5	13	-	0,08	0,03
74H	235	11	224	1	7	5	172	-	3	7	-	5	5	19	-	0,03	0,03
75	338	94	244	-	-	2	220	-	-	4	-	3	5	10	-	0,01	0
78	579	469	119	1	1	3	67	-	2	1	-	-	-	35	-	0,04	0,01
80	280	79	201	-	9	2	171	-	2	1	-	5	2	9	-	0,01	0,04
83	290	55	235	-	-	14	201	-	-	1	-	4	1	14	-	0,07	0
85B	208	6	202	2	1	8	178	-	-	-	-	8	-	5	-	0,04	0,004
SUMME	4204	997	3207	10	119	74	2546	-	20	31	2	80	39	286	-	0,03	0,04
ARITHM. MITTEL%	100	23,7	76,3	0,3	3,7	2,3	79,4	-	0,6	1,0	0,1	2,5	1,2	8,9	-		

5. Quartäre Ablagerungen

Zu den quartären Ablagerungen gehören Terrassenbildungen und Alluvionen.

Das Hauptverbreitungsgebiet der quartären Terrassen befindet sich entlang der Schwarzen und der Vereinigten Sulm.

Den Südosten des Gebiets beherrscht die ausgedehnte Hartwald-Terrasse. Sie beginnt in 310 m SH und reicht bis 340 m (örtlich bis 350 m) SH. Sie wird von einem dichten Wald bedeckt, der abschnittsweise von einem Hochmoor begleitet wird. Aufgebaut ist die Terrasse aus grauem Lehm bzw. Ton, der eine Mächtigkeit von 30–40 m erreicht. Eine Schotterunterlage ist nicht freigelegt bzw. nicht vorhanden.

Das gesamte Gebiet der Hartwald-Terrasse gehört in die Gruppe der Höheren Terrassen (Präwürm, nach H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984).

Im Süden und außerhalb des bearbeiteten Gebietes, zwischen der Weißen und der Schwarzen Sulm, befindet sich die quartäre Terrasse von Gasselsdorf. Ihr Innenabschnitt gehört desgleichen zur Gruppe der Höheren Terrassen. Außen wird sie bogenförmig von einer Niederterrasse (Würm [FLÜGEL & NEUBAUER]) umgeben (s. geolog. Karte bzw. Abb. 2 der Arbeit K. NEBERT, 1983). Die Höhere Terrasse erstreckt sich zwischen 330 und 360 m SH. Sie besteht aus Lehm. Die Schotterunterlage fehlt bzw. ist nicht aufgeschlossen. Der Lehm bildet die Rohstoffgrundlage für das Ziegelwerk Gasselsdorf. Im Ziegelwerk ist die Terrasse in einer Höhe von 4 m aufgeschlossen. Im frischen Zustand hat der Lehm eine bläulich-graue, verwittert eine ockergelbe Farbe.

Im Westabschnitt des Untersuchungsgebietes, zwischen Deutschlandsberg und Schwanberg, tritt eine breite Zone von Terrassenablagerungen auf (s. geolog. Karte, Abb. 1). Es handelt sich hierbei um ein Areal von Hochterrassen, in die sich die Schwarze Sulm, der Stullneggbach, der Laganzbach und der Leibenbach ihr Bett eingeschnitten haben. Ostwärts gehen diese Hochterrassen in die Niederterrassen der Sulm (NEBERT, 1987) über. Im wesentlichen werden diese quartären Terrassen aus Sanden und Tonen aufgebaut. Schotter treten stark zurück.

Schließlich treten schmale Terrassensäume entlang der nördlichen Talflanke des Gleinzbaches sowie entlang der südlichen Talflanke der Laßnitz auf.

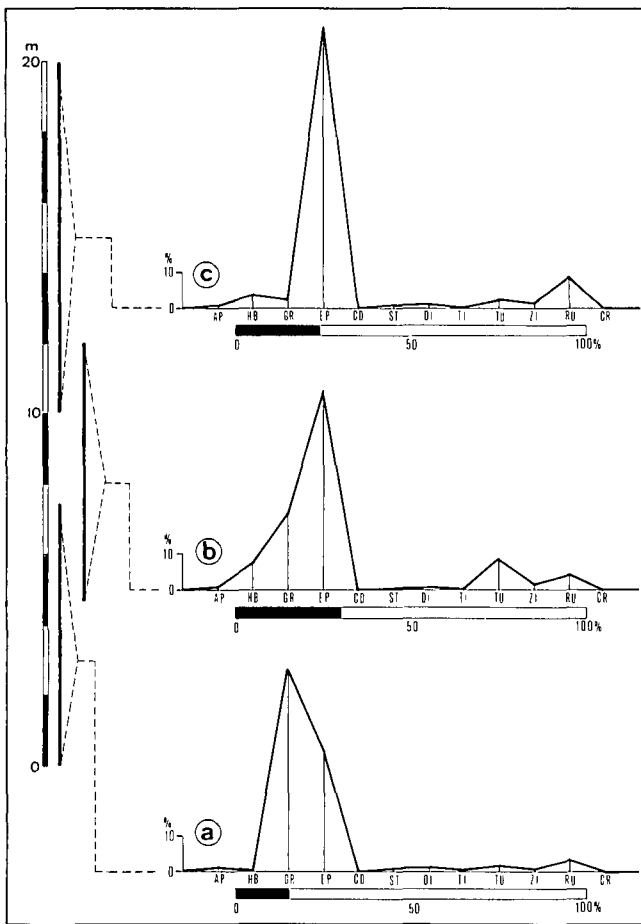


Abb. 12.

Standardzusammensetzung des Schwermineralegehalts der Sedimente der Schwanberger Schichten.

Histogramm a = unterer Abschnitt der Schwanberger Schichten, ermittelt aus 12 Probenanalysen (vgl. Tab. 5).

Histogramm b = mittlerer Abschnitt, ermittelt aus 8 Probenanalysen (vgl. Tab. 6).

Histogramm c = oberer Abschnitt, ermittelt aus 15 Probenanalysen (vgl. Tab. 7).

Auf jeden Fall ist der Schwanberger Blockschutt jünger als die Eibiswalder Schichten womit die Alterseinstufung der Schwanberger Schichten ins Badenien durch frühere Bearbeiter (HIESSLEITNER, WINKLER) eine Stütze erhält.

Tabelle 8.

Schwermineralliste der quartären Terrassenablagerungen (Anzahl der gezählten Körner).

PROBENNR.	TOTAL	OPAK	DURCHS.	AP	HB	GR	EP	CO	ST	DI	TI	TU	ZI	RU	CR	GR:EP	HB:DURCHS.
1A	295	49	245	2	2	24	171	1	-	17	2	12	1	14	-	0,14	0,01
1B	290	48	242	-	3	16	168	-	-	17	1	13	-	21	2	0,09	0,01
2	925	699	226	2	2	13	114	3	1	5	2	11	17	52	4	0,11	0,01
7A	524	286	238	3	3	8	137	-	2	7	-	30	3	45	-	0,06	0,01
7B	922	734	188	1	2	9	121	-	5	3	-	15	9	23	-	0,07	0,01
7C	620	390	230	2	1	29	132	2	1	-	-	20	17	26	-	0,22	0,01
SUMME	3576	2206	1370	10	13	99	844	6	9	49	5	101	47	181	6	0,12	0,01
ARITHM. MITTEL%	100	61,7	38,3	0,7	0,9	7,2	61,6	0,4	0,7	3,6	0,4	7,4	3,4	13,2	0,4		

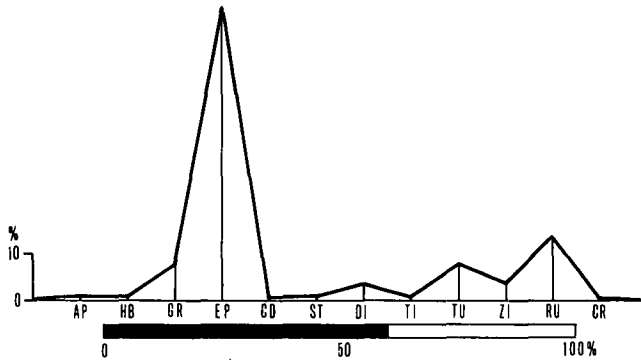


Abb. 13.

Standardzusammensetzung des Schwermineralgehalts der quartären Terrassenablagerungen, ermittelt aus 6 Probenanalysen (vgl. Tab. 8).

Das Histogramm der Abb. 13 stellt die Standard-schwermineralassoziation der quartären Terrassenablagerungen dar. Drei Proben (1A, 1B und 2) stammen aus der Hartwald-Terrasse (Ziegelwerk Gleinstätten, s. geolog. Karte, Abb. 1). Die drei anderen Proben (7A, 7B und 7C) wurden der Terrasse von Gasselsdorf (Ziegelwerk) entnommen. Die Schwermineralzusammensetzung dieser quartären Lehmproben ist charakteristisch für Terrassenablagerungen (Abb. 13): GR ist minimal vertreten (7,2 %), EP dominiert mit 61,6 % (s. Tab. 8), die resistenten Mineralien (TU, ZI und RU) bilden zusammen ein Nebenmaximum. Die opaken Körner erreichen 61,7 %. Demnach gelangte ein stark verwittertes Material zur Ablagerung. CR stammt aus umgelagertem Material der Florianer Schichten.

Alluvionen erstrecken sich entlang der Hauptentwässerungsadern (Sulm, Gleinzbach und Laßnitz) sowie entlang von Nebenbächen. Sie bestehen aus umgelagerten Sedimenten der Eibiswalder und der Florianer Schichten.

Dank

Für die finanzielle Unterstützung meiner Arbeiten bin ich der Direktion der Geologischen Bundesanstalt Wien zu Dank verpflichtet. Dank schulde ich ferner den Herren Dr. ERHARD KRESTA, Dr. FRED RÖGL (Naturhistorisches Museum Wien) und Dr. MANFRED E. SCHMID (Geologische Bundesanstalt Wien) für mikropaläontologische Bestimmungen, Herrn Dr. ORTWIN SCHULTZ (Naturhistorisches Museum Wien) für makropaläontologische Bestimmungen und Herrn Univ.-Doz. Dr. KARL STATTEGGER (Univ. Graz) für durchgeführte Schwermineralanalysen.

Literatur

- BEER, H.: Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südweststeirischen Becken. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 362–365, Wien 1951.
 BEER, H.: Das Miozän zwischen Sulm, Saggau, Pößnitz und Gamlitzbach. – Unveröff. Diss., Univ. Graz; Graz 1953.

BECK-MANNAGETTA, P.: Die Tertiärgrenze von Stainz bis Wildbach in Weststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1945/4–6, 105–116, Wien 1947.

BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Karte des steirischen Anteils der Koralpe für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung 1: 50.000. – Bundesanstalt für Eich- und Vermessungswesen Wien, Wien 1975.

DILLER, W.: Der miozäne Sedimentationsraum zwischen Gleinzbach und Schwarzer Sulm in Südweststeiermark. – Unveröff. Diss. Universität Graz, Graz 1957.

FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken. – Sammlung Geol. Führer, Hrsg. F. LOTZE, Bd. 47, 196 S., Berlin – Stuttgart (Bornträger) 1968.

FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark, Erläuterung zur geologischen Karte der Steiermark. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.

HIESSLEITNER, G.: Das Wieser Revier. – B. H. Jb., 74/2, 65–81 und 74/3, 83–103, Wien 1926.

HILBER, V.: Die Miozänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 28, Jg. 1878, 505–580, Wien 1878.

KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/2, 479–632, Wien 1965.

KOPETZKY, G.: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. f. Bergb., Geol. u. Tschn. am Landesmus. Joanneum, H. 18, 1–112, Graz 1957.

KÜCHMEISTER, W.: Die jungtertiäre Umrahmung des Sausaler Paläozoikum in der Südwest-Steiermark (Bezirk Leibnitz). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1965, 234–240, Wien 1965.

NEBERT, K.: Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., 126/2, 259–285, Wien 1983.

NEBERT, K.: Bericht 1980 über Revisionsbegehungen auf Blatt 206 Eibiswald. – Verh. Geol. B.-A., 1981, A126–132, Wien 1984.

NEBERT, K.: Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrand der Zentralalpen. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 6, 23–77, Wien 1985.

NEBERT, K.: Kartierungsbericht über das Neogengebiet zwischen Sulm und Gleinzbach (Südweststeiermark). – Unveröff. Ber. Geol. B.-A., 20 S., Wien 1987.

NEBERT, K.: Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – Unveröff. Ber. Geol. B.-A., Wien 1988a.

NEBERT, K.: Ergänzungsbericht zu den Kartierungsarbeiten auf den Kartenblättern 189 Deutschlandsberg und 190 Leibnitz. – Unveröff. Ber. Geol. B.-A. Wien 1988b.

ROLLE, F.: Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. – Jb. Geol. R.-A., 6. Jg., 351–354, Wien 1855.

ROLLE, F.: Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Gratz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., Jg. 7, 535–602, Wien 1856.

- STUR, D.: Geologie der Steiermark. – Geognostisch-mont. Ver. Steiermark, 654 S., Graz 1871.
- WALTER, E.: Das Miozän zwischen Stainz- und Gleinzbach. – Unveröff. Diss., Univ. Graz, Graz 1951.
- WINKLER, A.: Untersuchung zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. – Jb. Geol. R.-A., **63**, 503–620, Wien 1913.
- WINKLER, A.: Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1924/5**, 93–101, Wien 1924.
- WINKLER, A.: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **17/1**, 3, 4, 36–68, 196–217, 291–310, Berlin 1926.
- WINKLER, A.: Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, **101**, 89–130, Wien 1927.
- WINKLER, A.: Die jüngeren miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 1–32, Wien 1929.
- WINKLER, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär und Vulkanland des steirischen Beckens. – Sammlung Geol. Führer, Berlin (Bornträger) 1939.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 414–522, Wien (Deuticke) 1951.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. April 1989.

Ein steilstehendes Störungssystem als Westbegrenzung des Tauernfensters

Von SIEGMUND PREY*)

Mit 2 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 148, 175

*Tirol
Tektonik
Brennerlineament
Silltalstörung
Tauernwestende*

Inhalt

Zusammenfassung	745
Abstract	745
1. Einleitung	745
2. Beobachtungen	746
3. Diskussion	746
Literatur	747

Zusammenfassung

Im Gegensatz zu gängigen Vorstellungen vom Tauernwestende wird hier versucht, Beobachtungen zu bringen, die für eine heutige Überprägung der Tauernüberschiebung durch ein etwas westlich der Brennerfurche gelegenes Verwerfungssystem mit kräftig gehobenem Ostflügel sprechen. Dazu gehört auch O. SCHMIDEGG's Silltalstörung. Es kann auch als Lineament („Brennerlineament“) aufgefaßt werden, das irgendwie das Judicariensystem mit dem Inntallineament verbindet. Die Störung trennt die etwa westwärts einfallende Tauernschieferhülle von der westlich gelegenen tiefgestellten Ötztaldecke mit auf mächtigem Kristallin liegendem Brennermesozoikum (mittelostalpin) und darauffliegender Steinacher und – in Resten – Blaserdecke (oberostalpin). Das geht so weit, daß im Grenzkamm sogar Schieferhülle und (tiefe) Steinacher Decke sich berühren. Es stehen sich also verschiedene Bau- und Metamorphosebereiche unmittelbar gegenüber. Auffallend ist die Zertrümmerung besonders in den Dolomiten im Störungsbereich.

Ein kurzer Hinweis soll darauf aufmerksam machen, daß diese Störung auch bei der Planung von Varianten des vieldiskutierten Brenner-Basistunnels berücksichtigt werden sollte.

Abstract

Contrarily to frequent opinions concerning the western end of the Tauern Window in the region of the Brenner Pass the overthrust over the Tauern Window is truncated by a fault, which is situated not far west of the valley (Brenner Lineament). Near the Pass the fault line on the surface ascends high up and similarly the Tauern-Schieferhülle, while west from the fault the Ötztal Nappe has a lower position and consists of a crystalline basement, Brenner Mesozoic (Middle Austroalpine) and on the top the Steinach Nappe (Upper Austroalpine). The formations of the latter disappear along the fault until finally Tauern rocks get in tectonical contact with rocks of the lower Steinach Nappe. In northern direction all these units slowly gain the surface again and north of Stein-

ach finally the big crystalline basement. There is no doubt that all described formations have an uninterrupted conjunction in the depth.

Different structures and kinds of metamorphics touch each other along the fault. Moreover in the not metamorphic rocks of upper Austroalpine lumbs of the so called Blaser Nappe not far from the border of the Tauern Window in the western area nothing is to be found of Tauern crystallisation. Usually there is a strong craching and mylonitization caused by the fault visible in Dolomites (Steinach, Nöblach, SW Brenner).

I think that the Brenner Lineament is in any connection whatever with the Judicarian System and the Inntal Lineament.

1. Einleitung

Längs der Brennerfurche scheint man vorwiegend an der Vorstellung eines eher konkordanten Abtauchens des Tauernfensters gegen Westen unter die Ötztaldecke festzuhalten. Es sind aber deutliche Anzeichen dafür vorhanden, daß dieses sicherlich grundsätzlich gültige Abtauchen von einem steilstehenden Störungssystem überlagert wird, das ich für wichtig halte. Das zu erläutern, sollen einige Beobachtungen mitgeteilt werden, die sich bei Übersichtsbegehungen und aus Gelegenheitsbeobachtungen ergeben haben, sozusagen als Ergänzung zu S. PREY (1977).

Ausgangspunkt der diesbezüglichen Überlegungen ist vor allem die Arbeit von O. SCHMIDEGG (1964), in der er die Silltalstörung mit den vertonten Myloniten aus der Ziegeltongrube bei der Stefansbrücke bei Patsch im Silltal beschreibt. Er konnte die Störung bis in die Gegend von Matrei / Brenner verfolgen. Südlicher nahm er das Ende der Störung bzw. ihr Einschwenken in die Tauernüberschiebung an.

Ist nun diese Störung, die mächtige Mylonite erzeugt hat, wirklich bei Matrei schon zu Ende oder gibt es Hinweise auf eine Fortsetzung?

*) Anschrift des Autors: Dr. SIEGMUND PREY, Eckpergasse 38, A-1180 Wien.

2. Beobachtungen

Schon 1977 habe ich einige Beobachtungen mitgeteilt, die für eine Fortsetzung sprechen, vor allem an guten Aufschlüssen an der Brennerautobahn. Ich meine z.B. die Zertrümmerung und die steil westfallenden Mylonitstreifen in Dolomiten des Brennermesozoikums südlich von Plon, wo nach gängiger Meinung eigentlich Tauernkristallisation herrschen sollte, sowie den Phylliten, Quarziten und Rauhwacken von unterostalpinem Charakter bei der Autobahn-Straßenmeisterei und an der Straße nach Nöblach im Felpergraben. Westlich dieser Gesteine liegt dort grusiger Dolomit, wohl Brennermesozoikum; die Grenze ist sichtlich scharf und steilstehend, wenn auch lokal von Moräne zugedeckt. Im Störungsbereich, wo der Dolomit das Ende des tieferen unteren Grabenabschnittes bildet, entspringt die Felperquelle als an der Störung angestaute Überfallquelle. Wie dort angeschrieben steht, ist sie die „stärkste radioaktive Quelle Tirols“. Wieweit das stimmt, kann ich nicht beurteilen, doch könnte man diesen Umstand als Anzeichen für eine tiefgreifende Störung werten. Über dem Dolomit gibt es ein wenig nördlicher Gesteine des metamorphen mittelostalpinen Brennermesozoikums und fossilführende Gesteine der unter der Steinacher Decke eingeklemmten oberostalpinen Blaserdecke (J. GEYSANT, 1970; S. PREY, 1977; O. SCHMIDEGG, 1959), also eine bekannte Erscheinung der Auflage der Stubai Alpen.

Weiter gegen Süden kann man sehen, daß in den Hügeln des Plateaus von Nöblach in den westlichen Teilen Dolomit, am Ostabhang aber Schieferhülle des Tauernfensters ansteht, hauptsächlich Kalkphyllite und etwas Grünschiefer. Im Nordteil ist auch noch ein Span von Matreier Zone zwischengelagert. Die Hänge westlich Nöblach jedoch bestehen aus Karbon (ehemaliger Anthrazitbergbau) und Quarzphyllit der Steinacher Decke mit Eisendolomit. (O. SCHMIDEGG, 1949). Diese Gesteine reichen bis zum Hangfuß bei ca. 1400 m hinunter. Zahlreiche Rutschungen und Sackungen sind sichtbar. Besonders stark sind sie in der Südflanke des Gschnitztales, wo sie ebenfalls bis zum Hangfuß hinunterreichen. Fenster, in denen das unter der Steinacher Decke anstehende Brennermesozoikum darunter hervorlugt, reichen bis etwa 1400 m hinauf, wo sie eine Verbindung zwischen den großen Vorkommen am Mullischrofen und bei der Bergeralm unter dem abgerutschten Paläozoikum anzeigen. An den Flanken des Obernberger Tales östlich Obernberg reicht das Paläozoikum ebenfalls bis zum Talgrund, unter dem gegen Westen mächtiges Mesozoikum hervor kommt. Ob kleine Vorkommen von Mesozoikum Fenster oder Schuppen sind, muß noch offen bleiben. Ausnahme: Talgrund bei Gries.

Südlich der Mündung des Obernberger Tales führte eine auffallende morphologische Form auf die Spur der Fortsetzung der von uns gesuchten Störung.

Etwa im Bereich des Sattelalmflistes trennt eine Grabenrinne westlich der Brennerfurche einen gerundeten Rücken ab. Er geht nach Süden in eine rampenartige Form über, die schließlich bei ca. 1700 m kulminiert. Auf ihr und in der Flanke zum Brenner zeigen gute Aufschlüsse, daß Grünschiefer und Kalkphyllit zweifellos der Tauernschieferhülle anstehen. Und westlich von ihr besteht der Sattelberg zur Gänze aus Gesteinen der Steinacher Decke! Bei genauerem Hinse-

hen ergibt sich da eine genügend deutliche Morphologie-gestützte Grenze zum Fensterrand.

Von dem Querriegel mit P. 1708 m übersieht man die Fortsetzung nach Süden ein Stück weit. Man sieht aber, daß die Rampe in ähnlicher Form weiterzieht. In ihrer Mitte streben nunmehr zwei Seitengerinne in Störungsrichtung aufeinander zu und zu dem quer durchschneidenden Quellbach des Eisack. Auch hier besteht die Steiflanke zum Brenner aus Schieferhülle, der Hang westlich aus Stainacher Decke. Die Rampe erreicht schließlich den Brennerkofel (1982 m), um dann wieder abzusinken.

Interessante Befunde ließen sich in der südöstlichen Flanke zwischen Kreuzjoch und Flachjoch machen. In dem dort nach Südosten entwässernden Grabensystem quert auf der italienischen Seite eine schmale Straße zuerst Tauer-schieferhülle in Fortsetzung der eben erwähnten Steiflanke, mit einer Triaslinse von der Art der Matreier Zone. Die Schieferhülle aber stößt unvermittelt gegen Brennertrias mit etwas metamorphem Mesozoikum und die darauf sitzende Steinacher Decke.

Von diesem Graben gegen Südwesten setzt zunächst morphologisch ähnlich aber talnäher ein Rücken aus Schieferhülle bis Inner Giggberg fort. An einer auffallend geraden Linie stößt nordwestlich die Schieferhülle unvermittelt gegen Kristallin der Stubai Alpen bzw. der Ötztaldecke im Südwesten und weiter nordostwärts gegen das darauf liegende Brennermesozoikum (Unterer und Oberer Dolomit und metamorphe Auflage), bis die Schieferhülle im Brennerkofel bis in gleiche Höhe mit der Steinacher Decke ansteigt. Mir erscheint hier der Befund einer Verwerfung eindeutig!

3. Diskussion

Es ergaben sich jedoch Differenzen meiner Auffassung und Beobachtung mit der italienischen Karte 1 : 100.000 Bl. Passo di Brennero e Bressanone (1924). Denn gerade in jenen Gegenden, wo ich vorherrschend Dolomit gesehen habe, finde ich eine größere Fläche von „Paragneis“ eingetragen. Mein Eindruck ist, daß hier ein Druckfehler vorliegt, zumal in diesem Feld auch eine Signatur „aktive Höhle“ gelegen ist. Andere Eintragungen scheinen stark schematisiert zu sein, z. B. diejenige der Linse von Matreier Zone (ähnlich wie am Paddauner Kogel), die eben nur eine Linse, aber kein langhinstreichender Zug ist.

Eintragungen, die meinen Beobachtungen entsprechen, fand ich jedoch bei J. GEYSANT (1971). Dort kommt deutlich zum Ausdruck, daß Stubai Kristallin, darauf Brennermesozoikum und Steinacher Decke an die Grenze des Tauernfensters heranstreichen und – wie ich glaube – hinter der Störung verschwinden. Ein schon erwähntes Gegenstück befindet sich am Steinacher Berg, wo Schieferhülle und ein Span von Matreier Zone gegen Westen Brennermesozoikum und oberostalpinen Schuppen gegenübersteht. Dort sind die Dolomite als Brennermesozoikum erwiesen. Ein gewisses Problem ergibt sich durch die im Störungsbereich verbreitete Zertrümmerung und Mylonitisierung für die Unterscheidung der Dolomite (Brenner- und Blaserdolomit), was abseits der Störung meist anstandslos gelingt.

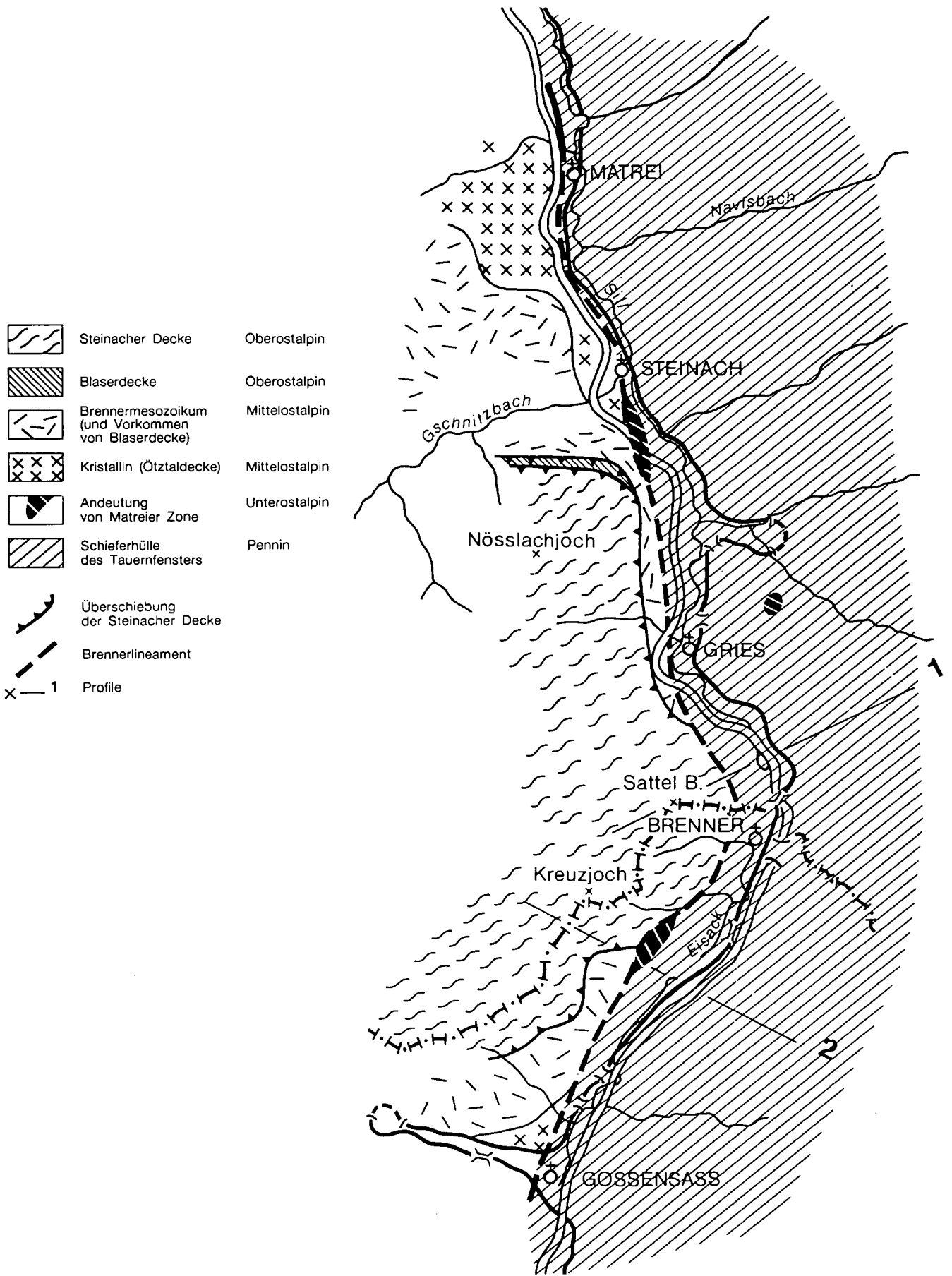


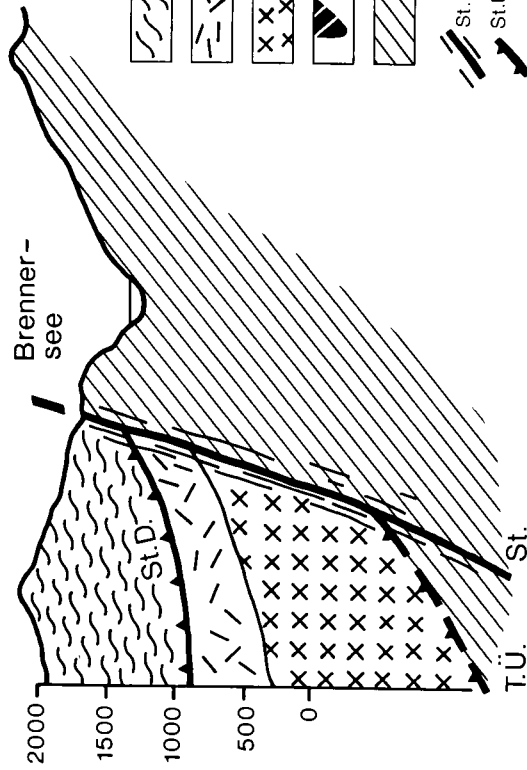
Abb. 1.
Geologische Übersichtsskizze der Brennerfurche im Bereich Mauterndorf - Gossensass.

WSW

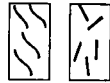
1 Sattelberg S Sattel A.

ENE

Padauner B.



Steinacher Decke
Quarzphyllit und Karbon



Brennermesozoikum
(vorwiegend Dolomite)



Kristallin der Ötztaldecke



Matreier Zone



Schieferhülle im Tauernfenster



Störung (Brennerlineament)



Überschiebung
der Steinacher Decke



Tauernüberschiebung

WNW

2 Flachjoch Wechsel A.

ESE

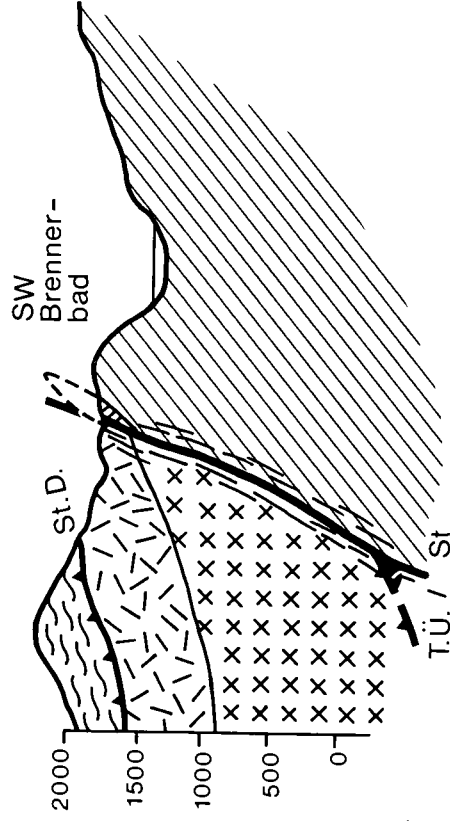


Abb. 2.
Profile durch die Brennerfurche im Bereich des Brennerpasses.
Lage der Profile siehe Abb. 1.

Nur das von GEYSSANT (1971) publizierte Profil, das ein bloß schwach diskordantes Einfallen der Tauernschieferhülle unter Mittelostalpin und die Steinacher Decke zeigt, halte ich nicht für grundsätzlich richtig! Würde man das Profil als Ansicht dieser Talflanke von ferne auffassen, dann hätte man ein anschauliches Bild vom Aufbau dieses Hanges. U. a. wäre zu berücksichtigen, daß das liegende mittelostalpine Kristallin hier einen völlig intakten Eindruck macht, obwohl es an der Überschiebung durch die Tauernkristallisation zumindest merklich beeinflusst sein müßte. Bei Betrachtung des Gegenstückes dieses Baues im Norden bei Steinach begegnet uns nahe beim Fensterrand nichtmetamorphes fossilführendes oberostalpin Mesozoikum. Demgegenüber ist die Matreier Zone unmittelbar am Fensterrand deutlich metamorph! Damit soll festgehalten werden, daß die Tauernkristallisation nirgends über diese Störung ausstrahlt! Denn die Metamorphose im Brennermesozoikum ist erwie-nermaßen altpidisch, die im Ötztalkristallin variszisch. Ebenfalls variszisch mit altpidischen Komponenten ist der Quarzphyllit der Steinacher Decke, während das Karbon als postvariszische Formation wieder nur altpidisch umgeformt ist. Und die Gesteine der Blaserdecke sind jungalpidisch stark tektonisiert.

Die Serien können in unserem Gebiet ebenfalls meist gut unterschieden werden. So haben z. B. die Kalkphyllite und Grünschiefer der Tauernschieferhülle in der Steinacher Decke keine Gegenstücke. Wohl gibt es, z. B. am Brennerkofel, Stellen, wo Phyllite der Steinacher Decke und höchste Phyllite der Schieferhülle schwer zu unterscheiden sind. Dort muß aber bei genauer Untersuchung und eventuell Heranziehung morphologischer Gesichtspunkte eine Grenzziehung gelingen, zumal diese Stelle nur kurz ist (Brennerkofel). Übrigens fiel mir schon lange die ausgesprochen unruhige Textur des Quarzphyllites im Gegensatz zur straffen Einregelung im Tauernfenster auf.

Schließlich kann ich mir einfach nicht vorstellen, daß bei einem normalen Überschiebungsbau die Fensterkuppe bzw. die Tauernüberschiebung schräg durch das ganze mittelostalpine Kristallin (Ötztaldecke) in das relativ ruhig liegende Brennermesozoikum und über die Schollenzone der Blaserdecke bis in die Steinacher Decke aufgestiegen sein sollte, um weiter nördlich wieder bis an die Kristallinbasis abzustiegen, ohne daß tektonische Verwüstungen in diesen überschiebenden Gesteinsfolgen und ihrer tektonischen Ordnung angerichtet worden wären. Ich halte es daher für viel verständlicher, das Tauernwestende so zu interpretieren, daß eine mehr minder steilstehende Verwerfung das im Osten kräftig gehobene Tauernfenster von den tiefgelagerten ostalpinen Einheiten im Westen trennt, daß also die normale Tauernüberschiebung verworfen worden ist.

Die Konsequenz ist, daß man die gesamten Bauelemente des Ostrandes der Ötztaldecke einschließlich der Fortsetzung des Tauernfensters in der Tiefe ruhig durchziehen kann. Die nördliche Fortsetzung dieser Störung ist die Silltalstörung. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Störung als Lineament betrachtet, das das Judicariensystem auf eine mir noch nicht bekannte Weise mit dem Inntal-lineament verbindet. Man könnte auch von einem Brennerlineament sprechen.

Kürzlich berichtete mir B. PLÖCHINGER von einer brieflichen Mitteilung von Herrn A. CASTELLARIN (Bologna), in der dieser auf diese Struktur Bezug nimmt und sie – eben! – als „Lineament“ bezeichnet, das er mit dem Judicariensystem in Verbindung bringt. Er datiert das System sehr jung: Messiniano–?Unt. Pliozän. Das kann ich als Unterstützung meiner Auffassung vom Tauernwestende anführen, von der ich schon einige Jahre rede. Bisher fand ich in tektonischen Karten nur die Signatur „Überschiebung“, wenn ich von der Silltalstörung absehe.

Die Störung könnte u.U. eine gewisse Bedeutung für die Planung der Varianten des viel diskutierten Brennerbasistunnels gewinnen. Es soll hier insbesondere auf die mehrfach beobachtete Zertrümmerung und Mylonitisierung hingewiesen werden, ferner auf die Möglichkeit von reichlich Karstwasser in den Kalkformationen, wie beispielsweise die durch schluffreiche Glazialbildungen rückgestauten Quellen nordwestlich Trins, die durch das Unterostalpin in Dolomit rückgestaute Felperquelle südlich Steinach, das wasserreiche Gebiet östlich Neder (S Gries) und im Grabensystem östlich Flachkofel schließen lassen. Die Mächtigkeit der sicherlich oft wasserführenden Kalke und Dolomite des Brennermesozoikums ist sehr schwer abzuschätzen, doch könnte es auch stellenweise bis ca. 400–500 m SH hinabreichen.

Literatur

- GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner, Tyrol, Autriche). – Bull. Soc. géol. de France, **12**, 426–430, Paris 1970.
- GEYSSANT, J.: Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol (NW du Brenner, Autriche). – Revue de Géogr. phys. et de Géol. Dynam., **XIII**, Fasc. 4, 351–358, Paris 1971.
- GEYSSANT, J.: A propos de l'âge des lambeaux de l'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes occidentales centrales: Essai sur la paléogéographie jurassique des unités supérieures austro-alpines et des Alpes méridionales. – Géologie alpine, **49**, 41–50, Grenoble 1973.
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W.-E.: Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **105**, 173–242, Wien 1962.
- PREY, S.: Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 337–347, Wien 1977.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brennergebiet). – Ver. Mus. Ferdinandeum, **26/29**, Innsbruck 1949.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). – Mitt. Geol. Ges., **48** (Klebensberg Festschrift), 271–295, Wien 1957.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umrahmung. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1964.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Mai 1989.

Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern

Von ERHARD REITZ, THOMAS DANECK & HUBERT MILLER*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

*Salzburg
Hohe Tauern
Jungproterozoikum
Untere Schieferhülle
Acritarchen
Systematik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 151*

Inhalt

Zusammenfassung	751
Abstract	751
1. Einleitung	751
2. Fundschichten	752
3. Untersuchungsverfahren und Fossilbefund	753
4. Folgerungen für Stratigraphie und Gebirgsbau am Nordrand des Tauernfensters	756
5. Systematische Übersicht der Funde	756
Literatur	760

Zusammenfassung

Aus Schwarzphylliten zwischen der Gerlosplatte und dem Farmbichl konnten gut erhaltene Acritarchen und filamentöse Hüllen, die wahrscheinlich Cyanobakterien zuzuordnen sind, isoliert werden. Die Mikrofossilien sind identisch mit den aus oberriphäischen und untervendischen Gesteinsabfolgen in Skandinavien, der Sowietunion und Nordamerika beschriebenen Formen. Es bestehen auch ziemlich gute Beziehungen zwischen dem hier untersuchten Material und den gleichaltrigen Phylliten des Habachtals.

Aufgrund dieser Übereinstimmung wurde die tektonische Stellung der Phyllite nördlich des Farmbichls neu diskutiert; vier mögliche Deutungen werden miteinander verglichen.

Abstract

Phyllites between Gerlosplatte and Farmbichl have yielded well preserved organic-walled, planctonic microfossils (acritarchs) and filamentous sheaths of probable cyanobacteria. The microfossils are identical to form-taxa reported from Upper Riphean and Lower Vendian rock sequences in Scandinavia, the Soviet Union and North America. There is also a fairly good correlation between the present material and those from the time-equivalent Habachphyllites from the Habachtal.

For this reason it has been necessary to discuss the tectonical position of the phyllites north of the Farmbichl; we present four possible interpretations.

1. Einleitung

Jungpräkambrische Mikrofossilien sind in den letzten drei Jahrzehnten von zahlreichen Stellen weltweit nachgewiesen und beschrieben worden. Formen benthischer als auch planktonischer Lebensweise sind vertreten. Diese letzteren finden sich überwiegend in klastischen Gesteinen, insbesondere in Peliten. Erstere treten in der Regel in der karbonatisch-kieseligen Fazies der Stromatolithe auf.

Durchweg sind diese Phytoplanktonen mit ihrer organischen Hülle erhalten. Sie erscheinen vom mittleren Proterozoikum ab in marinen Sedimenten weltweit (VIDAL & KNOLL, 1983; PFLUG & REITZ, 1988). Aus dem oberen Riphäikum, etwa von der Zeitmarke 850 Ma an aufwärts, werden die Vorkommen besonders zahlreich. Die Spektren sind von da ab auch wesentlich reichhaltiger an Arten und Individuen. Diese Entwicklung ist nicht nur von paläobiologischer, sondern auch von biostratigraphischer Bedeutung. Denn die Acritarchen-Spektren des Zeitabschnittes Oberriphäikum-Untervendium unterscheiden sich deutlich von älteren und jüngeren Straten.

Während die Datierung der metamorphen Teile der mesozoischen Alpen schon seit einigen Jahrzehnten soweit feststeht, daß paläogeographische Rekonstruktionen und paläotektonische Deutungen sinnvoll sind (FRASL, 1953, 1958), trifft dies für die prämesozoischen Anteile überhaupt nicht zu. Die Vielfalt der petrographisch kaum unterscheidbaren metaklastischen und metavulkanischen Serien voralpidischer Zyklen im und

*) Anschrift der Autoren: Dr. ERHARD REITZ, cand. geol. THOMAS DANECK, Prof. Dr. HUBERT MILLER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München.

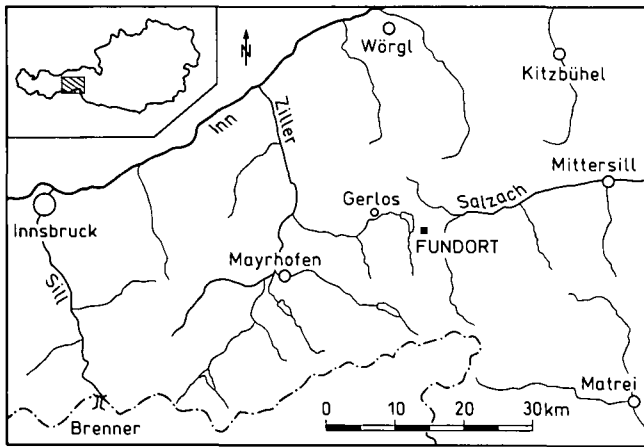


Abb. 1.
Geographischer Überblick.

rund um das Tauernfenster ist bisher kaum datiert. Alterszuordnungen werden oft auf Grund tektonischer Spekulationen vorgenommen anstatt umgekehrt.

Conodontenfunde (z.B. HÖLL & MAUCHER, 1967) waren eher eine Seltenheit. Im Innern des Tauernfensters ist vor kurzem erstmals die Datierung der bislang auf Grund großfazieller Überlegungen meist als altpaläozoisch gedeuteten Habachserie als jungproterozoisch

(Grenzbereich Riphäikum/Vendium) gelungen (REITZ & HÖLL, 1988). In der vorliegenden Arbeit wird eine weitere biostratigraphische Einstufung von Phylliten vorgestellt, die mit den „Habachphylliten“ tektonisch parallelisierbar sind.

Das Programm mikropaläontologischer Datierungsversuche an Metaklastiten des Tauernfensters wird von uns fortgesetzt.

2. Fundschichten

Die hier erstmals biostratigraphisch datierten Phyllite bilden ein linsenförmiges Vorkommen zwischen dem Wildgerlostal und Krimml (Abb. 1). Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie nördlich des Farmbichls zwischen Breiter Scharte und Kleiner Scharte. Nach Osten und Westen dünnen sie rasch aus (Abb. 2).

Bisherige Detailkartierungen des Gebietes durch DIETIKER (1938), THIELE (1974) und SCHMIDEGG (1979) ordnen diese Gesteine tektonisch dem Deckensystem der Oberen Schieferhülle zu und betrachten sie als das Liegende der permischen Wustkogel-Serie. So deutet sie DIETIKER als Karbon, SCHMIDEGG allgemein als Paläozoikum. FRASL (1953) erkennt den tektonischen Bau der Unteren Schieferhülle im Bereich der Krimmler Gneiswalze und bezeichnet die Phyllite nördlich des Farm-

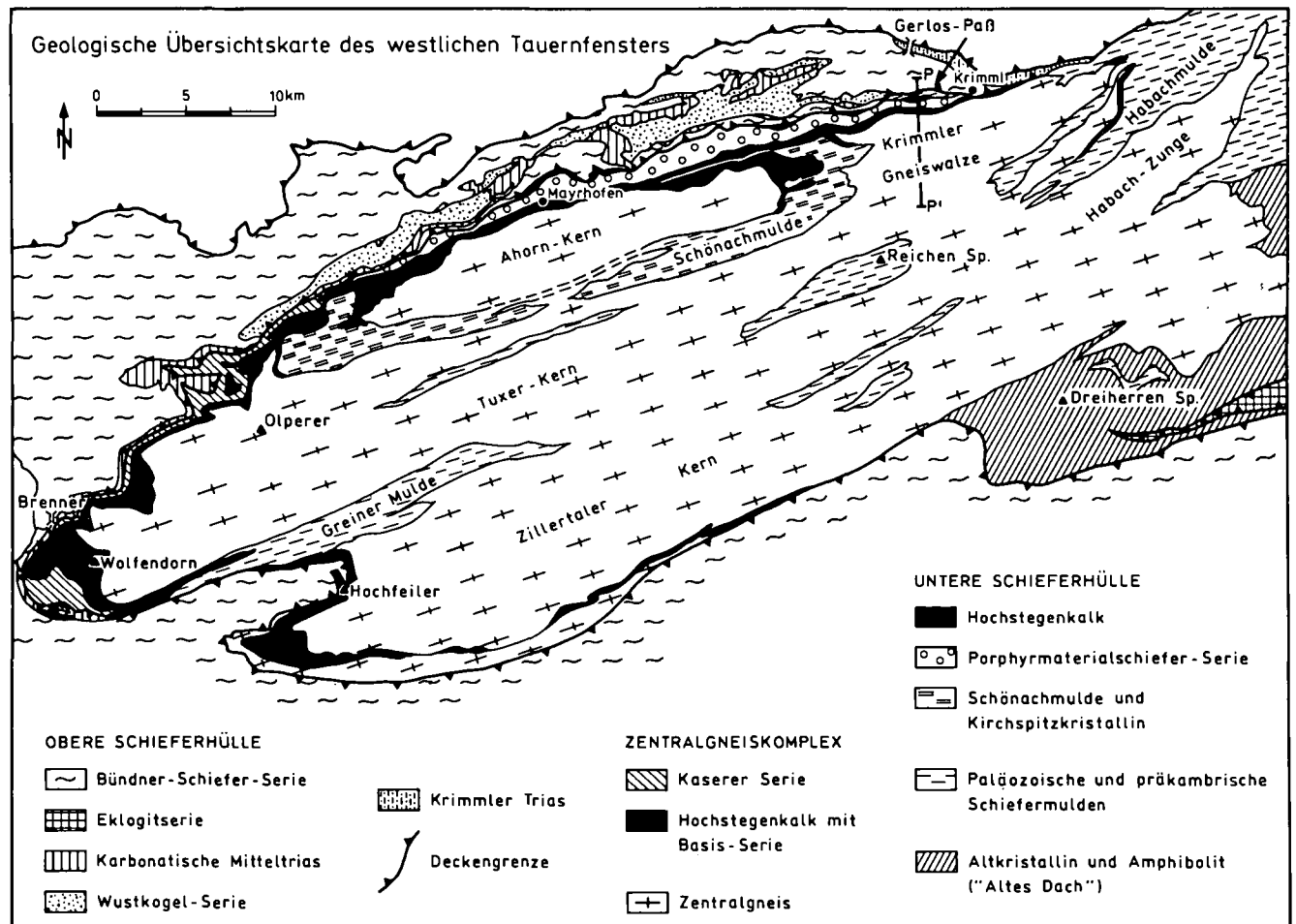


Abb. 2.
Geologische Übersichtskarte des westlichen Tauernfensters.
Verändert nach FRISCH (1977), unter Berücksichtigung von MILLER et al. (1984), TOLLMANN (1977), THIELE (1974) und LAMMERER (1986).
Verlauf der Schönachmulde nach frdl. mdl. Mitt. durch Dipl. Geol. F. SENGL.
Pfeil südlich des Gerlospasses = Fundort; P—P = Profile der Abb. 5.

Tabelle 1.
Modalbestand der Fundschichten.

Schliff-Nr.	Quarz	Feldspat	Graphit	Hellglimmer	Chlorit	Erz	Akzessorien
880704-1	39,1	1,8	34,7	17,9	0,6	4,9	1,0
880704-2a	29,5	2,4	30,4	32,8	2,2	1,6	1,1
880704-2b	39,2	3,2	28,0	25,9	0,9	1,7	1,5

bichls in FRASL (1958) als Teil seiner Habachserie. THIELE (1974, 1980) weist auf die Ähnlichkeit der Gesteine mit der Unteren Schieferhülle hin und spricht sie als Habachphyllite an, stellt sie aber dennoch zum Dekkensystem der Oberen Schieferhülle. FRISCH (1977) sieht in seiner Betrachtung über den Internbau der Venedigerdecke wie FRASL in den graphitischen Phylliten den überfalteten Nordteil der Habachmulde, die er als Tauchstruktur deutet.

Durch die geringe Verwitterungsresistenz der Phyllite bedingt entstehen charakteristische Rinnen auf beiden Hangeiten, die sich in Lokalnamen wie Blauer Graben und Blaubachgraben widerspiegeln. Die Phyllite sind von eintönig grauer Farbe mit matt seidig glänzenden Schieferungsflächen. Die feinblättrige, ebenflächige Paralleltexur geht einher mit lepidoblastischem Gefüge. Dieses Gefüge beherrscht auch das Dünnschliffbild, wobei in einigen Bereichen Krenulations-Schieferung deutlich erkennbar ist (Abb. 3).

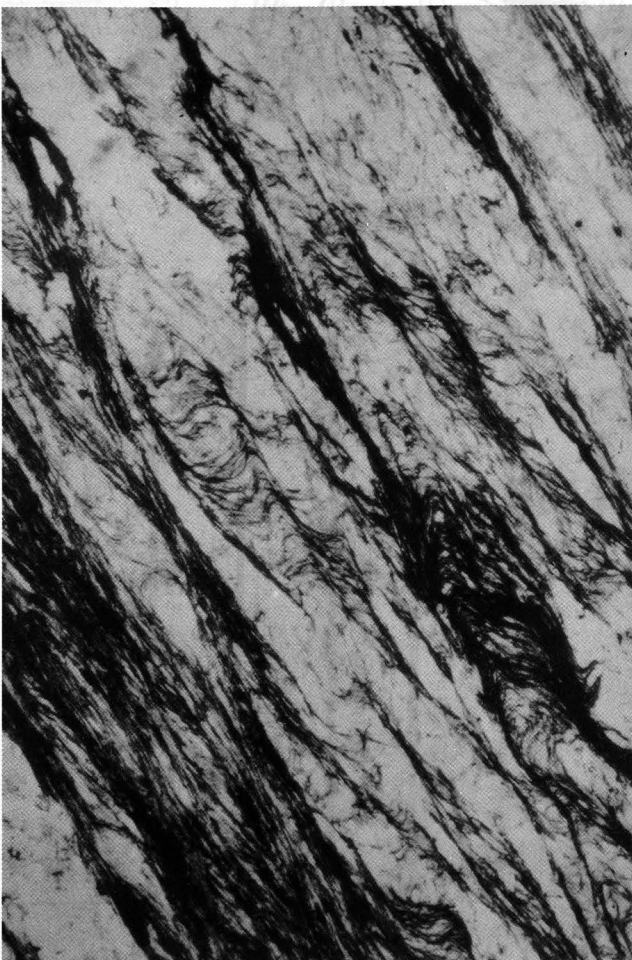


Abb. 3.
Überlagerung einer älteren Schieferung durch die das heutige Gefüge prägende jüngere.

Das metamorphe Gefüge wird durch dunkle Lagen aus Graphit zusammen mit etwas Hellglimmer und Chlorit bedingt, zwischen denen elongierte Quarz- und Feldspatkörner angereichert sind. U.d.M. läßt sich Graphit nicht immer eindeutig von anderen xenomorphen Opak-Mineralen unterscheiden. Im Quarz finden sich öfters helizitische Graphitpigmentierungen, die auf eine Drehung während des Kristallwachstums schließen lassen. Der Feldspat, meist Albit-Oligoklas, ist oft unverzwilligt, gelegentlich sind Schachbrettalbite und Albitzwillinge ausgebildet. Teilweise ist er serizitisiert. Akzessorisch treten Apatit, hypidiomorphes Erz, Zirkon und Rutil auf.

3. Untersuchungsverfahren und Fossilbefund

Die Mikroflora wurden nach dem bei PFLUG & REITZ (1988) und REITZ & HÖLL (1988) beschriebenen Untersuchungsverfahren isoliert. Die Erhaltung der Acritarchen und der Algenfilamente erwies sich in der Regel als günstig. Die Farben der Hüllen variieren zwischen dunkelgrau und schwarz. Demzufolge scheint die organische Metamorphose deutlich geringer gewesen zu sein als bei den opak-schwarzen Mikrofossilien aus den Phylliten des Habachtals (REITZ & HÖLL, 1988). Dies zeigt sich auch in der körperlichen Erhaltung der Mikroflora. Während in den Phylliten aus dem Habachtal keine großen organischen Hüllen gefunden wurden, also solche, die 50 µm Körpergröße überschreiten, finden sich hier noch Individuen mit einem Durchmesser bis zu 120 µm in kompletter Erhaltung. Auch große Algenfilamente sind hier noch mit Längen von bis zu 120 µm vertreten. Im großen und ganzen ist der Grad der organischen Metamorphose mit derjenigen vergleichbar, wie man sie in den Weiler Schieferungen der Nordvogesen vorfand (REITZ & WICKERT, 1989). Die hier untersuchten Proben der Phyllite nördlich des Farmbichls enthalten ein typisch jungpräkambrisches Planktonspektrum, in dem sowohl Acritarchen als auch Algenfilamente reichlich vertreten sind (Abb. 4). Insgesamt konnten die folgenden Genera und Spezies identifiziert werden (Taf. 1):

- Leiosphaeridia asperata* (NAUMOVA) LINDGREN 1982
- Leiosphaeridia* sp. EISENACK 1958
- Kildinosphaera* cf. *chagrinata* VIDAL 1983
- Trachysphaeridium* sp. TIMOFEEV 1966
- Nucellosphaeridium* sp. TIMOFEEV 1963
- Octoedryxium truncatum* (RUDAVSKAYA) VIDAL 1976
- „Vasenförmige Mikrofossilien“ syn. *Melanocyrrillum* BLOESTER 1980
- Eomycetopsis* spp. SCHOPF 1968
- Syphonophycus* spp. SCHOPF 1968

Der Befund stimmt gut mit den oberrhiphäischen und untervendischen Spektren der Russischen Tafel und

von Skandinavien überein (TIMOVEEF, 1969; ASEVA in VELIKANOV et al., 1983; VIDAL, 1981). Außerdem zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den Funden aus dem Habachtal, die auch ein oberrhipäisches bis untervendisches Alter erkennen lassen.

Allerdings sind die Spektren aus dem Habachtal nicht in so vollständigem Umfang erhalten. Das liegt möglicherweise an der höheren Metamorphose der Phyllite im Habachtal. Es entspricht der Erfahrung, daß dünnwandige und größere Mikrofossilien (>50 µm) durch höhere Metamorphose und starke Umkristallisa-

tion zerstört werden können. Folglich finden sich in Gesteinen der oberen Grünschiefer- und tiefen Amphibolitfazies Mikrofossilien nur noch spärlich. In Gesteinen niedriggradiger Grünschieferfazies kann demgegenüber die zehn- bis zwanzigfache Menge an Individuen erhalten sein.

Andererseits können auch Faziesunterschiede eine erhebliche Rolle in der Zusammensetzung der Spektren spielen. So sind erfahrungsgemäß die Spektren der küstennahen Flachwasserfazies artenarm, Spektren der offenen marinen Fazies artenreicher (VIDAL & KNOLL,

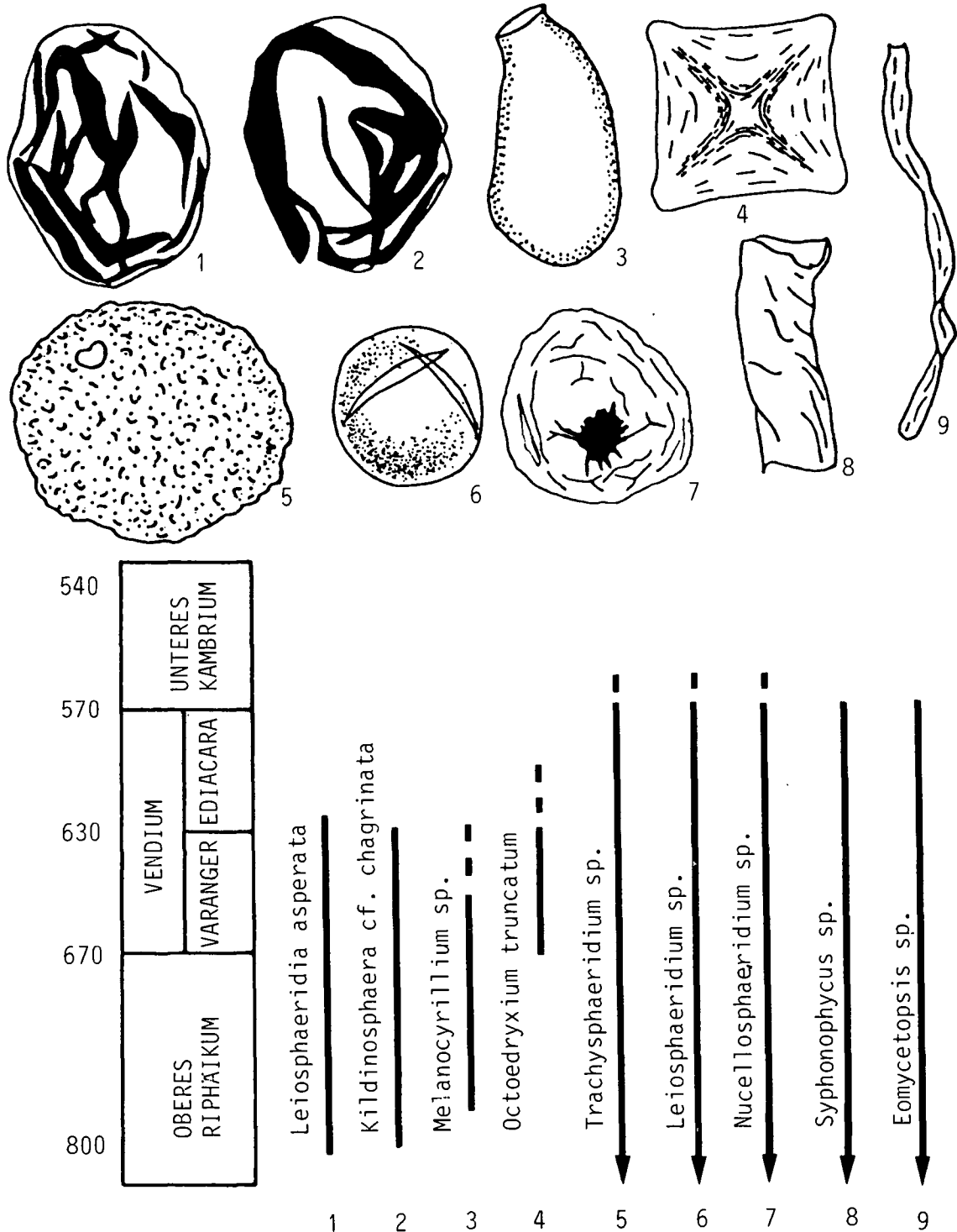


Abb. 4.
Stratigraphische Reichweite der jungproterozoischen Mikrofossilien aus dem untersuchten Vorkommen.
Zonierung nach VIDAL & KNOLL (1983) und KNOLL & SWETT (1987).
Linke Spalte = Alter in Millionen Jahren nach HARLAND et al. (1982).

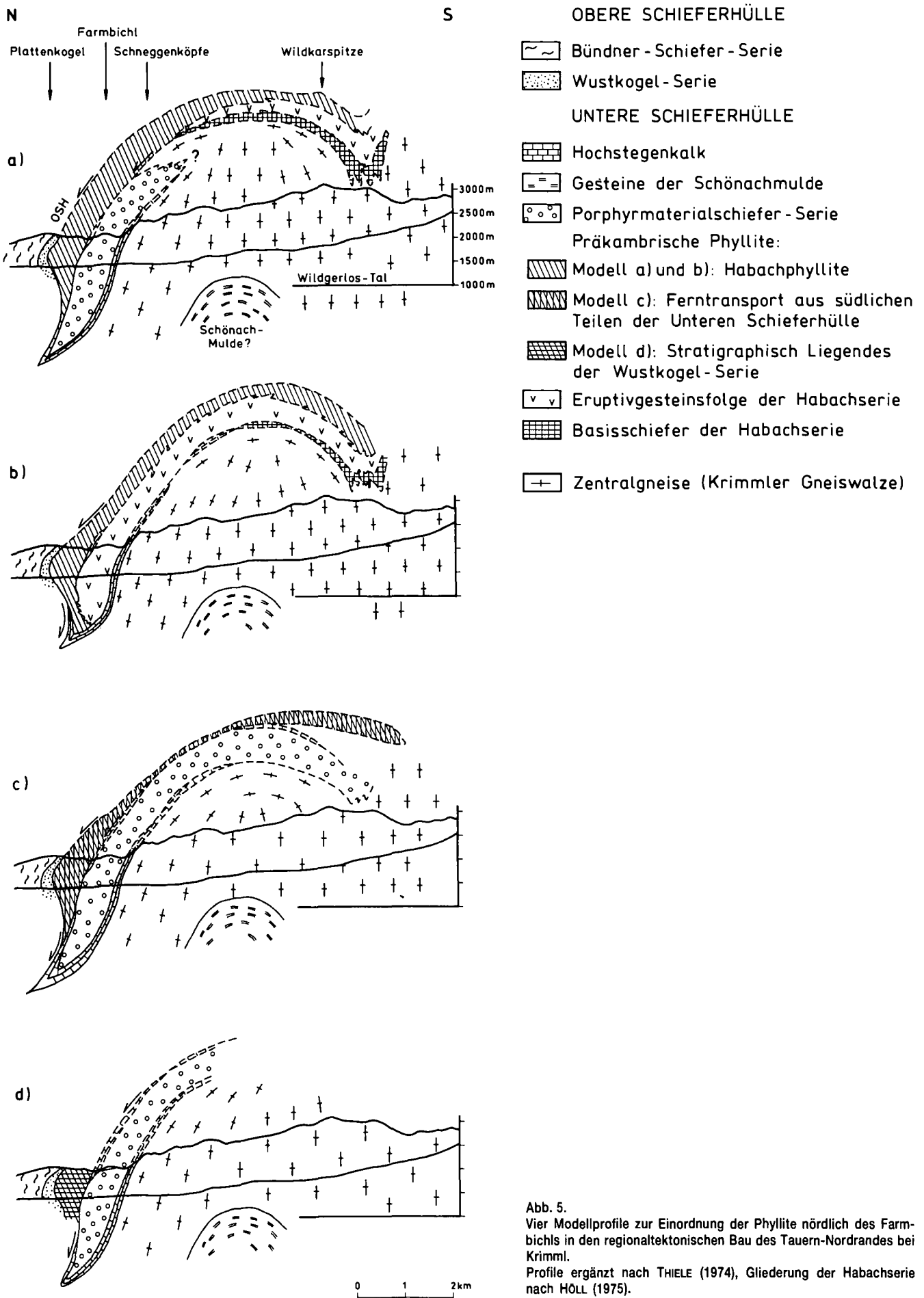


Abb. 5.
 Vier Modellprofile zur Einordnung der Phyllite nördlich des Farmbichls in den regionaltektonischen Bau des Tauern-Nordrandes bei Krimml.
 Profile ergänzt nach THIELE (1974), Gliederung der Habachserie nach HÖLL (1975).

1983). In ersterer haben die Individuen unterdurchschnittliche und meist einheitliche Körpergrößen (>30 µm), während in der offeneren Fazies die Größe der Individuen stark variiert.

In den vorliegenden Spektren streuen die Größen der sphaeromorphen Acritarchen zwischen 30 und 60 µm. Nur wenige Exemplare erreichen Körpergrößen von über 100 µm. Daneben treten häufig filamentöse Mikrofossilien im Spektrum auf. Die Filamente deuten sich als autochthone, möglicherweise benthische Lebensformen der Cyanobakterien (KNOLL & SWETT, 1985). Der Fossilbefund spricht insgesamt eher für flachmarine, möglicherweise küstennahe Ablagerungen.

4. Folgerungen für Stratigraphie und Gebirgsbau am Nordrand des Tauernfensters

Im Norden schließt die Wustkogel-Serie der Oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) an die hier beschriebenen Phyllite an. Im Süden trennt ein wenige Meter mächtiger Span aus (?) oberjurassischem Hochstegenkalk die Phyllite von der (?) paläozoischen Porphyrmaterialschiefer-Serie.

Die Einordnung der Phyllite in die tektonische Situation am Gerlos-Paß muß aufgrund der Fossilfunde neu diskutiert werden. Es werden vier Deutungsmöglichkeiten vorgestellt (Abb. 5).

Modell ①

Die Phyllite nördlich des Farmbichls stellen den nach Norden überschlagenen und meist tektonisch unterdrückten Teil einer Habachmulden-Tauchstruktur dar. Sie entsprechen also den Habachphylliten der Habachmulde.

Die Porphyrmaterialschiefer-Serie bildet eine eigenständige Tauchstruktur, die von Hochstegenkalk ummantelt wird, wie von MILLER et al. (1984) für weiter westlich gelegene Gebiete vorgeschlagen wurde. Das Problem dieses Modells liegt darin, daß eine zur Porphyrmaterialschiefer-Serie gehörende Mulde zwischen Habachmulde und Schönachmulde nicht vorhanden ist, was aus Symmetriegründen im Bereich der Krimmler Gneiswalze zu erwarten wäre. Außerdem fehlen in dem postulierten Nordflügel der Tauchstruktur der Habachmulde die übrigen für die Habachserie charakteristischen Schichtglieder (Basisschiefer und Eruptivgesteinsfolge nach der Gliederung durch HÖLL 1975).

Modell ②

Dieses Modell unterscheidet sich von Modell ① nur bezüglich der Stellung der Porphyrmaterialschiefer-Serie. Sie wird hier als Teil der Habachserie angesehen, wie dies im Untersulzbachtal von STEYRER (1983) vermutet wurde.

Damit ergibt sich eine tektonisch einheitliche Situation vom Wimmertal bis zum Hollersbachtal mit dem Abtauchen des Ahornkerns, der Schönachmulden-Tauchstruktur, der Krimmler Gneiswalze und der hier vermuteten Habachmulden-Tauchstruktur nach Osten. Einer solchen, in das regionaltektonische Bild gut passenden Deutung widerspricht der schmale Hochstegenkalkspan zwischen den Phylliten nördlich des

Farmbichls und der Porphyrmaterialschiefer-Serie. Wegen dieser, mit dem Modell nicht in Einklang zu bringenden Tatsache wird von dieser Deutungsmöglichkeit Abstand genommen.

Modell ③

Hier wird von einer Tauchstruktur der Porphyrmaterialschiefer-Serie ausgegangen, die ihre südliche Fortsetzung in der Habachmulde haben könnte. Die Phyllite nördlich des Farmbichls werden dagegen, vor allem wegen des in Modell ② diskutierten Hochstegenkalk-Spans als paläogeographisch südlich der Habachmulde gelegene, aber unter ähnlichen Sedimentationsbedingungen abgelagerte Gesteinseinheit gedeutet. Durch den Ferntransport aus südlichen Teilen der Unteren Schieferhülle wurden sie während der alpidischen Orogenese tektonisch stark reduziert.

Modell ④

Diese „klassische“ Lösung betrachtet die Phyllite nördlich des Farmbichls als stratigraphisch Liegendes der Wustkogel-Serie der Oberen Schieferhülle. Dem widerspricht die stratigraphische Äquivalenz zu den Phylliten der Habachserie sowie ein Hiatus innerhalb der Oberen Schieferhülle, der dann fast das gesamte Paläozoikum umfassen würde.

Die Suche nach einer einfachen Lösung, die gleichzeitig am wenigsten Widersprüche mit sich bringt, veranlaßt uns, Modell ① als wahrscheinlichsten Bauplan anzunehmen. Etwas komplizierter, da eine bisher in der Literatur nicht beschriebene tektonische Einheit postulierend, ist Modell ③. Modell ② ist unserer Meinung nach abzulehnen, da es den „Deckenscheider“ Hochstegenkalk nicht berücksichtigt. Modell ④ wäre tektonisch besonders einfach, ist aber wegen des dabei implizierten Fehlens jeglichen altpaläozoischen und karbonen Untergrundes der Wustkogel-Serie unwahrscheinlich.

Das von VAVRA (1989, S. 13) als karbonisch bestimmte Alter saurer Metavulkanite der „Peitingalm-Formation“ des Habachtals widerspricht Modell ① nicht. Für die neben dem Habachphyllit im Gerlosgebiet gelegenen Porphyrmaterialschiefer wurde jungpaläozoisches Alter bereits vermutet (MILLER et al., 1984). Möglicherweise ist auch im Habachtal der proterozoische „Habachphyllit“ von den jungpaläozoischen Metavulkaniten tektonisch getrennt. Der „Deckenscheider“ Hochstegenkalk ist südlich des Gerlospasses erhalten, im Habachtal mag er eben fehlen.

5. Systematische Übersicht der Funde

Gruppe ACRITARCHA DOWNIE, EVITT & SARJEANT 1963
Genus *Leiosphaeridia* EISENACK 1958

Leiosphaeridia asperata (NAUMOVA) LINDGREN 1982

(Tafel 1, Fig. 1–2,4,7)

Kennzeichnung: Dünnwandige, organische Hülle mit glatter Oberfläche. Diese ist meist durch Kompression deformiert und weist daher deutlich entwickelte Falten auf. Größe im Durchmesser zwischen 27 und 100 µm streuend.

Bemerkungen: Die Spezies *Leiosphaeridia asperata* ist identisch mit *Kildinella hyperboreica* TIMOFEEV (emend. VIDAL & SIEDLECKA, 1983).

Vorkommen: Oberriphäikum und Vendium, weltweit.

***Leiosphaeridia* sp.**

(Tafel 1, Fig. 16)

Kennzeichnung: Dünnwandige, kugelige Hülle mit glatter Oberfläche und sekundären Falten. Größe im Durchmesser zwischen 20 und 45 μm , meistens im Bereich 25–30 μm .

Vorkommen: Riphäikum bis Kambrium, weltweit.

Genus *Kildinosphaera* VIDAL 1983

***Kildinosphaera* cf. *chagrinata* VIDAL 1983**

(Tafel 1, Fig. 3,8)

Kennzeichnung: Sphaerische, widerstandsfähige, organische Hülle mit meist feingranulat ausgebildeter Außenwand. Größe im Durchmesser zwischen 25 und 70 μm .

Bemerkungen: Die Spezies *Kildinosphaera chagrinata* ist identisch mit *Kildinosphaera sinica* TIMOFEEV (emend. VIDAL & SIEDLECKA, 1983).

Vorkommen: Oberriphäikum und Vendium, weltweit.

Genus *Trachysphaeridium* TIMOFEEV 1966

***Trachysphaeridium* sp.**

(Tafel 1, Fig. 5–6,13–14)

Kennzeichnung: Linsenförmige Hüllen von kreisrundem bis ovalem Umriss. Größe im Durchmesser zwischen 35 und 80 μm . Die Außenwand ist meist dick und kompakt ausgebildet. Bei fast allen beobachteten Exemplaren war eine kreisrunde Öffnung in der Außenwand zu beobachten. VIDAL & FORD (1985) haben eine solche Öffnung bei *Trachysphaeridium laminarium* festgestellt und als exzystische Öffnung interpretiert.

Vorkommen: Riphäikum bis unteres Kambrium, weltweit.

Genus *Nucellosphaeridium* TIMOFEEV 1963

***Nucellosphaeridium* sp.**

(Tafel 1, Fig. 15)

Kennzeichnung: Körper sphaeroidisch bis linsenförmig. Größe im Durchmesser zwischen 30 und 80 μm . Im Innern der Hülle sind dunkle, runde bis subangulate exzentrische eingelagerte Einschlusskörper erhalten. Oberflächentextur der Hülle glatt bis feingranulat. Runzeln und Falten sind häufig vorhanden.

Vorkommen: Riphäikum bis unteres Kambrium, weltweit.

Genus *Octoedryxium* RUDAVSKAYA 1973

***Octoedryxium truncatum* (RUDAVSKAYA) VIDAL 1976**

(Tafel 1, Fig. 10–12)

Kennzeichnung: Octaedrische Zyste mit einfacher, glatter und z.T. poröser Wand. Der Körper besitzt ein schwammiges Gewebe. Größe im Durchmesser von 15–80 μm (\varnothing 30–40 μm).

Vorkommen: Bisher nur aus dem Untervendium der osteuropäischen Tafel, Sibiriens, Skandinaviens, Ostgrönlands und Mitteleuropas bekannt.

PROTISTA, incertae sedis

„Vasenförmige Mikrofossilien“

syn. *Melanocyrrillium* BLOESER 1980

(Tafel 1, Fig. 17–18)

Eine stratigraphisch wichtige Gruppe von jungproteozoischen Mikrofossilien mit organischer Hülle bilden die „vasenförmigen Mikrofossilien“. BLOESER et al. (1977) unterscheiden zwei morphologisch unterschiedliche Typen dieser Mikrofossilien, nämlich den „flask-shaped“-Typ und den „tear-shaped“-Typ. Während in den Phylliten im Habachtal überwiegend Mikrofossilien vom „tear-shaped“-Typ beobachtet wurden (REITZ & HÖLL, 1988) fanden sich in den Phylliten südlich der Gerlosplatte überwiegend solche vom „flask-shaped“-Typ. Mikrofossilien vom „flask-shaped“-Typ sind zwischen 50 und 140 μm lang (\varnothing 90 μm) und mindestens zweimal so lang wie breit. Es sind flaschenförmige organische Hüllen, die sich über einer rundlichen Basisfläche etwas ausweiten und eine charakteristische apikale Öffnung aufweisen.

Die biologische Zugehörigkeit dieser Mikrofossilien ist strittig. BLOESER et al. (1977) deuten solche Funde aus der Chuar Group (Grand Canyon, Arizona) als Chitinozoa. FAIRCHILD et al. (1978) vergleichen ihre Funde aus dem Jungpräkambrum von Brasilien mit Tintiniden.

Wie dem auch sei, diese oberproteozoischen vasenförmigen Mikrofossilien dürften heterotrophe Einzeller repräsentieren, die planktonisch in den jungpräkambrischen, küstennahen Schelfen lebten. Es ist kein Vorkommen dieser Gruppe bekannt, das älter als 800 M.J. ist (HOFMANN, 1987). Andererseits sind in Schichten jünger als Untervendium (650 M.J.) noch keine vasenförmigen Mikrofossilien nachgewiesen worden. Daher gelten diese Mikrofossilien als zuverlässige Leitfossilien für den Zeitabschnitt Oberriphäikum–Untervendium.

Phylum CYANOPHYTA

Klasse CYANOPHYCEAE

Ordnung NOSTOCALES

Familie OSCILLATORIACEAE

DUMORTIER & KIRCHNER 1898

Genus *Eomycetopsis* SCHOPF 1968

emend. KNOLL & GOLUBIC 1979

***Eomycetopsis* spp.**

(Tafel 1, Fig. 9)

Kennzeichnung: Einfache, röhrenförmige Filamente, ohne Septen, meist verdreht und verdrückt erhalten.

1–9 µm breit (Ø 4,5 µm); einzelne Filamente können eine Länge von bis zu 150 µm erreichen; einzeln oder büschelweise vertreten.

Vorkommen: Mittleres Riphäikum bis Vendium, weltweit.

kommen können Längen von über 300 µm beobachtet werden, das längste hier beobachtete Exemplar erreichte über 120 µm.

Vorkommen: Mittleres Riphäikum bis Vendium, weltweit.

Genus *Syphonophycus* SCHOPF 1968

Syphonophycus spp.

(Tafel 1, Fig. 19–21)

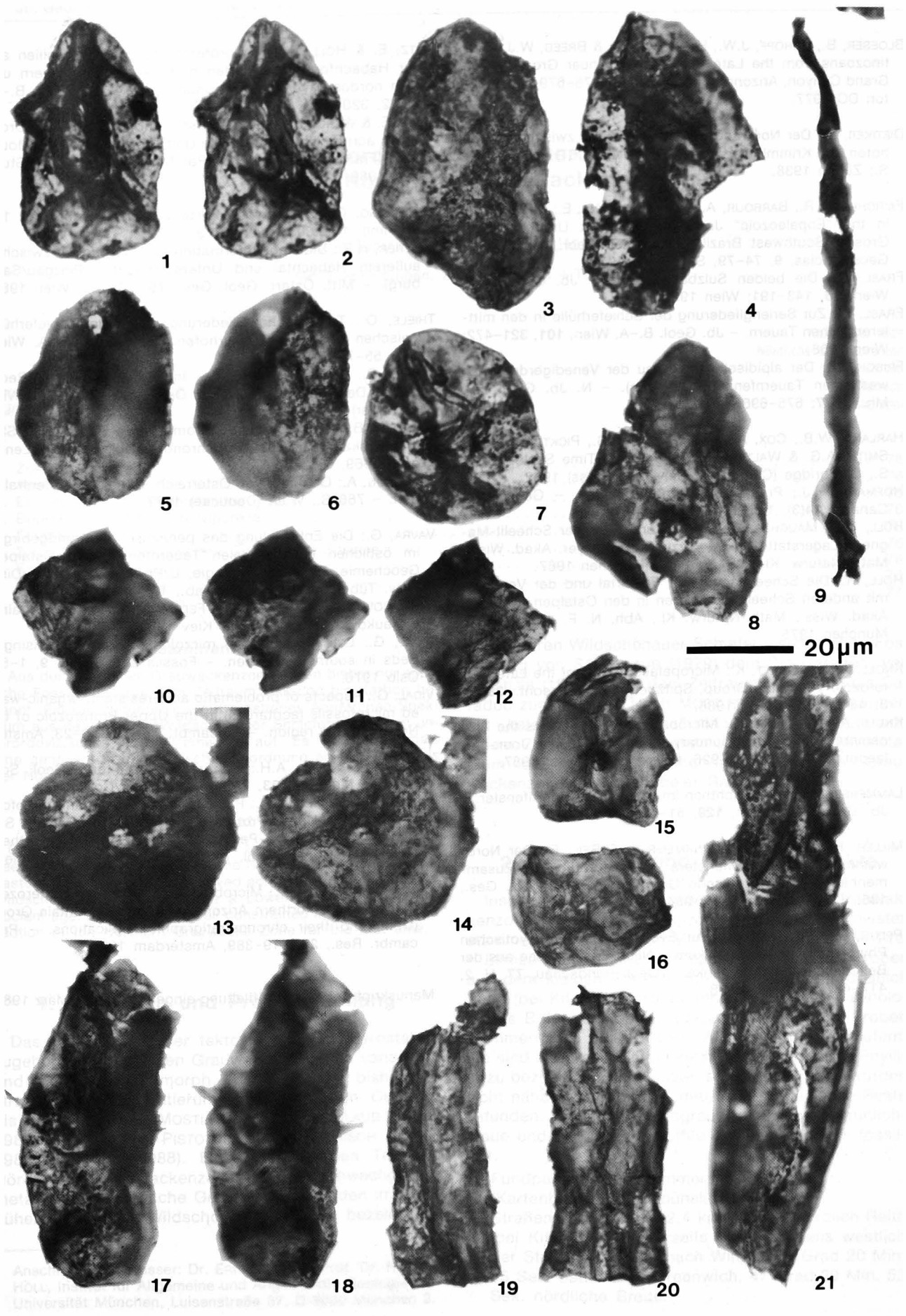
Kennzeichnung: Einfache, röhrenförmige Filamente, ohne Septen, meist verdreht und verdrückt erhalten. 15–50 µm breit (Ø 20 µm); in nichtmetamorphen Vor-

Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

Tafel 1

- Fig. 1–2,4,7: *Leisosphaeridia asperata* (NAUMOVA) LINDGREN
Fig. 3,8: *Kildinosphaera* cf. *chagrinata* VIDAL
Fig. 5–6, 13–14: *Trachysphaeridium* sp. TIMOFEEV
Fig. 9: *Eomycetopsis* sp. (SCHOPF) KNOLL & GOLUBIC
Fig. 10–12: *Octedryxium truncatum* (RUDAVSKAYA) VIDAL
Fig. 15: *Nucellosphaeridium* sp. TIMOFEEV
Fig. 16: *Leiosphaeridia* sp. EISENACK
Fig. 17–18: Vasenförmige Mikrofossilien (*Melanocyrrillium*) BLOESER
Fig. 19–21: *Syphonophycus* sp. SCHOPF



Literatur

- BLOESER, B., SCHOPF, J.W., HORODYSKI, R. & BREED, W.J.: Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona. – *Science*, **195**, 676–679, Washington DC 1977.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerloostal, Tirol). – Diss. ETH Zürich, 131 S.; Zürich 1938.
- FAIRCHILD, T.R., BARBOUR, A.P. & HARALYI, N.L.E.: Microfossils in the "Eopaleozoic" Jacadigo Group at Urucum, Mato Grosso, Southwest Brazil. – *Bol. Inst. Geol., Instituto de Geociencias*, **9**, 74–79, São Paulo 1978.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **96**, 143–191; Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **101**, 321–472; Wien 1958.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1977**; 675–696, Stuttgart 1977.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R.: *A Geologic Time Scale*. – 131 S., Cambridge (Cambridge University Press) 1982.
- HOFMANN, H.J.: Precambrian biostratigraphy. – *Geoscience Canada*, **14**(3), 135–154, 1987.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.* **1967/1**, 1–11; München 1967.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – *Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh. N. F.* **157**, 114 S., München 1975.
- KNOLL, A.H. & SWETT, K.: Micropalaeontology of the Late Proterozoic Veteranen Group, Spitzbergen. – *Palaeont.*, **28**, H. 3, 451–473, London 1985.
- KNOLL, A.H. & SWETT, K.: Micropalaeontology across the Precambrian-Cambrian boundary in Spitzbergen. – *Jour. Palaeont.*, **61**, H. 5, 898–926, Lawrence (Kansas) 1987.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **129**, 51–67; Wien 1986.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – Stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**, 627–644; Hannover 1984.
- PFLUG, H.D. & REITZ, E.: Zur Evolution des eukaryotischen Phytoplanktons im Riphäikum – Neue Erkenntnisse aus der Belt Serie von Nordamerika. – *Geol. Rundschau*, **77**, H. 2, 417–427, Stuttgart 1988.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 329–340; Wien 1988.
- REITZ, E. & WICKERT, F.: Uppermost Cambrian to earliest Ordovician acritarchs from the Ville Unit, Northern Vosges Mountains (France). – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, H. 6, 375–384, Stuttgart 1989.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte von Österreich, Blatt 151 (Krimml), 1:50.000; Wien 1979.
- STEYRER, H.P.: Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **76**, 69–100, Wien 1983.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **117**, 55–74; Wien 1974.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster.– In: R. OBERHAUSER, (Red.), (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 300–314; Wien (Springer) 1980.
- TIMOFEEV, B.V.: Proterozoic spheromorphs. – *Acad. Sci. USSR Inst. Prekambrian Geol. Geochronol.*, Nauka, 146 S., Leningrad 1969.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen*. – 766 S.; Wien (Deuticke) 1977.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. *Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie*. – Diss. Univ. Tübingen, 150 S., 10 Tab., Tübingen 1989.
- VELIKANOV, V.A., ASEVA, E.A. & FEDONKIN, M.A.: *Vend Ukrainy*. – *Naukova dumka*, 165 S., Kiev 1983.
- VIDAL, G.: Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. – *Fossils and Strata*, **9**, 1–58, Oslo 1976.
- VIDAL, G.: Aspects of problematic acid-resistant, organic-walled microfossils (acritarchs) in the Upper Proterozoic of the North Atlantic region. – *Precamb. Res.*, **15**, 9–23, Amsterdam 1981.
- VIDAL, G. & KNOLL, A.H.: Proterozoic Plankton.– *Geol. Soc. America Memoir*, **163**, 265–277, Boulder/Col. 1983.
- VIDAL, G. & SIEDLECKA, A.: Planctonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, East Finnmark, Northern Norway. – *Norges geol. Unders.*, **382**, 45–79, Trondheim 1983.
- VIDAL, G. & FORD, T.D.: Microbiotas from the Late Proterozoic Chuar Group (northern Arizona) and Uinta Mountain Group (Utha) and their chronostratigraphic implications. – *Precamb. Res.*, **28**, 319–389, Amsterdam 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. März 1989.

Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen)

Von ERHARD REITZ & RUDOLF HÖLL

Mit 3 Abbildungen, 2 Tabellen und 4 Tafeln

*Tirol
Kitzbüheler Alpen
Nördliche Grauwackenzone
Acritarchen
Tremadoc
Stratigraphie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 91, 92*

Inhalt

Zusammenfassung	761
Abstract	761
1. Einleitung und Problemstellung	761
2. Beprobung und Fossilfundpunkte	761
3. Fossilbefund	763
3.1. Liste der identifizierten Genera und Spezies	763
4. Schlußfolgerungen	765
Dank	765
Literatur	774

Zusammenfassung

Aus der Nördlichen Grauwackenzone waren bisher nur spärliche Fossilfunde aus dem Zeitraum Caradoc bis Karbon bekannt. Ein neu gefundenes, gut erhaltenes Acritarchen-Spektrum aus den Unteren Wildschönauer Schiefen weist ein unterordovizisches Alter (Tremadoc) auf. Es erlaubt erstmals eine genauere stratigraphische Einordnung eines tiefen Teils der Nördlichen Grauwackenzone.

Abstract

Only rare fossils of Caradocian to Carboniferous age have been previously reported from the Northern Graywacke Zone/Eastern Alps. New, well preserved acritarchs from the "Lower Wildschönau Schists" indicate a Lower Ordovician (Tremadocian) age. They define a well constrained age for this lower section of the Northern Graywacke Zone for the first time.

1. Einleitung und Problemstellung

Das Paläozoikum der tektonisch dem Oberostalpin zugehörigen Nördlichen Grauwackenzone ist variszisch und alpidisch metamorph überprägt. Die bisherigen stratigraphischen Datierungen reichen vom Caradoc bis in das Karbon (MOSTLER, 1968; SCHÖNLAUB, 1979, 1982; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984; HEINISCH et al., 1987; HEINISCH, 1988). Einen wesentlichen Teil der Nördlichen Grauwackenzone bilden schwachgradig metamorphe, klastische Gesteine. Sie werden im Kitzbüheler Raum als Wildschönauer Schiefer bezeichnet.

Die Unteren Wildschönauer Schiefer werden ohne Fossilbeleg von SCHÖNLAUB (1979) dem Prä-Caradoc, von MOSTLER (1983, 1984) dem Zeitraum Kambrium bis Caradoc zugerechnet. Nach MOSTLER (1983) repräsentiert ein „kaledonischer Zyklus“ mit einem Riftsystem und einem ?kambro-ordovizischen „Taphrogeosynkinalstadium“ das älteste Geschehen in der Nördlichen Grauwackenzone des Kitzbüheler Raumes.

2. Beprobung und Fossilfundpunkte

Insgesamt 72 Proben aus der Nördlichen Grauwackenzone wurden palynologisch untersucht. Die meisten stammen aus dem Raum Mittersill – St. Johann in Tirol – Ellmau (Abb. 1). Nur die nachstehenden vier Proben aus dem kleinen Bereich nördlich bis nordnordöstlich Reith (bei Kitzbühel) erbrachten bestimmbare palynologische Befunde (Abb. 2). Diese fossilführenden Proben stammen aus den Unteren Wildschönauer Schiefen. Sie sind als graue bis dunkelgraue, dünnplattige Phyllite zu bezeichnen. In wenigen sonstigen Proben wurden nicht näher bestimmbare, detritische organische Reste gefunden. Metasiltite, Subgrauwacken sowie grünlich-graue und grauviolette Tuffite erwiesen sich als fossil-leer.

- Fundpunkt Probennummer 15
(Kartenblatt 122 Kitzbühel, 1:50000)
Straßenaufschluß ca. 2,4 km Luftlinie nördlich Reith (bei Kitzbühel), beiderseits eines Grabens westlich der Straße von Reith nach Winkel. 12 Grad 20 Min. 35 Sek. östlich von Greenwich, 47 Grad 29 Min. 52 Sek. nördliche Breite.

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dr. ERHARD REITZ, Prof. Dr. RUDOLF HÖLL, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

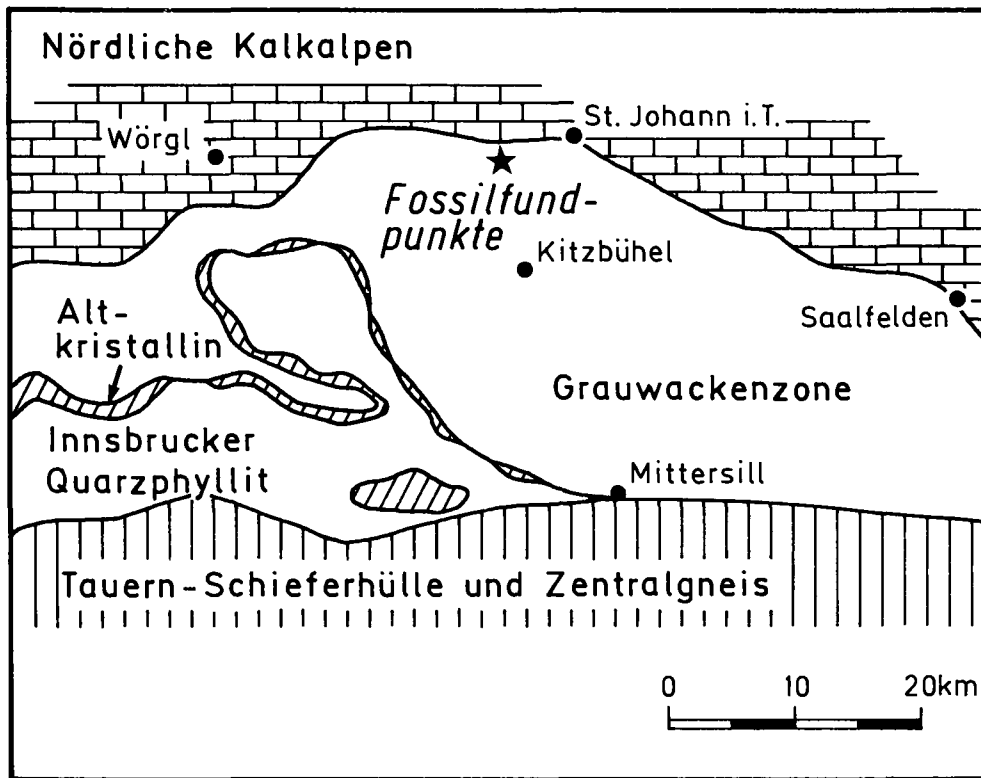
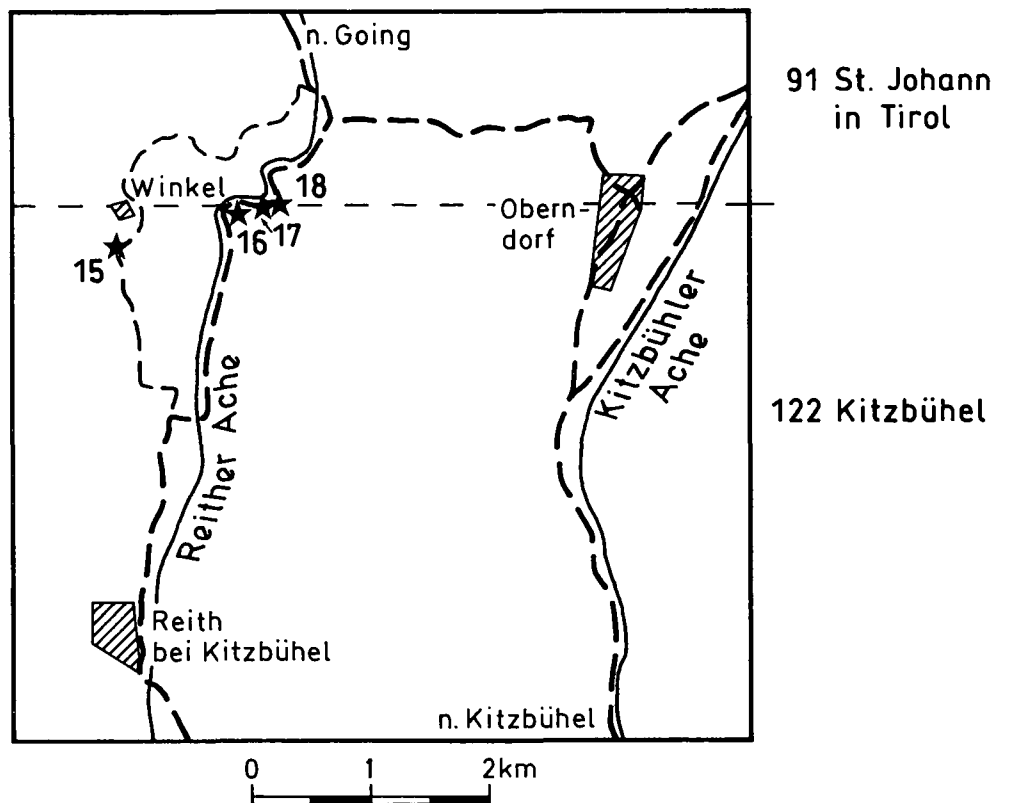


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte und Lage der Fossilfundpunkte.

○ Fundpunkt Probennummer 16
(Am Nordrand des Kartenblattes 122 Kitzbühel)
Langer Straßenaufschluß ca. 2,7 km Luftlinie NNE Reith, östlich der Kehre an der Straße von Reith nach Going. 12 Grad 21 Min. 08 Sek. östlich von Greenwich, 47 Grad 29 Min. 59 Sek. nördliche Breite.

○ Fundpunkt Probennummer 17
(Blattrand zwischen den Kartenblättern 91 St. Johann in Tirol und 122 Kitzbühel; ca. 180 m östlich von Probennummer 16)
Kleiner, teilweise verrutschter Aufschluß an der Straße von Reith nach Going. 12 Grad 21 Min. 18 Sek. östlich von Greenwich, 47 Grad 30 Min. 00 Sek. nördliche Breite.

Abb. 2.
Detailkarte zur geographischen Lage der Fossilfundpunkte.



★ Fossilfundpunkte mit Probennummern

- Fundpunkt Probennummer 18
(Blattrand zwischen den Kartenblättern 91 St. Johann in Tirol und 122 Kitzbühel; ca. 80 m östlich von Probennummer 17)
Aufschluß südöstlich der Kehre an der Straße von Reith nach Going. 12 Grad 21 Min. 22 Sek. östlich von Greenwich, 47 Grad 30 Min. 00 Sek. nördliche Breite.

3. Fossilbefund

Die Acritarchen wurden nach dem bei REITZ & HÖLL (1988) beschriebenen Untersuchungsverfahren isoliert. In den Präparaten finden sich zwar nur wenige Acritarchen. Diese sind jedoch ausgezeichnet erhalten. Überraschend ist auch die Artenvielfalt. Die Farbe der Hüllen variiert zwischen dunkelgrau und schwarz. Dies

entspricht einer organischen Metamorphose des Semianthrazit- bis Anthrazitstadiums. Die Identifizierung der Acritarchen wird aufgrund der erhaltenen und beobachtbaren Merkmale vorgenommen. Diese Merkmale sind die Körpergröße, Körperform, Kontur sowie die Gestaltung der Wand mit Skulpturelementen.

Charakteristisch sind die durch ihre halbkugelförmige Körperform gut erkennbaren Vertreter der Gattungen *Cymatiogalea* und *Stelliferidium*. Beide weisen eine große poläre Öffnung auf, die mit einem Operculum verschlossen war. Die Hüllen von *Cymatiogalea* sind in polygonale Felder aufgeteilt. Die Vertreter von *Stelliferidium* zeigen Leisten in sternförmiger Anordnung um die Basis der Fortsätze. Beide Gattungen reichen vom Oberkambrium bis zum Caradoc. Ihr Verbreitungsmaximum liegt im Tremadoc. Auch alle weiteren identifizierten und nachstehend in alphabetischer Reihenfolge aufgeführten Acritarchen sind typische Vertreter des tiefen Ordoviziums.

Tabelle 1.
Stratigraphischer Vergleich der nachgewiesenen Acritarchen-Spezies aus der Nördlichen Grauwackenzone mit Literaturdaten.

T r e m a d o c	<i>A. angustus</i>	<i>A. complanatum</i>	<i>A. hamatum</i>	<i>A. hirtum</i>	<i>A. micronatum</i>	<i>A. partiale</i>	<i>A. achراسي</i>	<i>B. tremadocum</i>	<i>C. bouvardi</i>	<i>C. cuvillieri</i>	<i>C. cylindrata</i>	<i>C. multarea</i>	<i>I. lenticularis</i>	<i>S. cortinulum</i>	<i>S. gautieri</i>	<i>S. simplex</i>	<i>S. stelligerum</i>	<i>T. phosphoritica</i>	<i>V. imparilis</i>	<i>V. tuberata</i>
N' Grauwackenzone	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
SW' Sardinien			x			x	x	x		x				x		x	x	x		x
Montagne Noire	x		x	x	x		x	x		x		x		x	x					x
Massiv v. Mouthoumet		x	x				x	x		x		x		x		x	x			
Massiv v. Brabant	x	x	x		x	x	x			x		x	x	x	x					x
England	x	x						x		x	x	x		x		x			x	x
Sahara	x	x								x		x		x						
Anti-Atlas		x		x			x			x	x				x	x	x			
Neufundland	x	x					x		x	x	x	x		x	x					x

SW' Sardinien: PITTAU 1984, Montagne Noire: MARTIN 1973, RAUSCHER 1974, Massiv v. Mouthoumet: COCCHIO 1982, Massiv v. Brabant: MARTIN 1977
England: DOWNIE 1984, Sahara: JARDINÉ et al. 1974, Anti-Atlas: ELOUAD-DEBBAJ 1988, Neufundland: MARTIN & DEAN 1981.

3.1. Liste der identifizierten Genera und Spezies

- Genus *Acanthodiacrodium*
(TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
A. angustum (DOWNIE) COMBAZ 1967
A. commune TIMOFEEV 1959
A. complanatum (DEUNFF) MARTIN 1977
A. hamatum (DOWNIE) MARTIN 1973
A. hirtum (NAUMOVA) DOWNIE & SARJEANT 1964
- A. micronatum* TIMOFEEV 1959
A. partiale TIMOFEEV 1959
A. cf. prolatum (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
- Genus *Actinotodissus*
LOEBLICH & TAPPAN 1978
A. achراسي (MARTIN) comb. MARTIN

Tabelle 2.

Stratigraphische Reichweite kurzlebiger Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone.

	O.-Kambrium	T r e m a d o c	Arenig
<i>A. angustum</i>		----- ----- -----	
<i>A. complanatum</i>		----- -----	
<i>A. achrasi</i>	-----	-----	
<i>B. tremadocum</i>		-----	
<i>C. cuvillieri</i>	-----	----- ----- -----	
<i>C. cylindrata</i>	-----	-----	
<i>C. multarea</i>		----- ----- -----	
<i>S. cortinulum</i>		----- ----- -----	
<i>T. phosphoritica</i>	----- -----	-----	
<i>V. imparilis</i>		-----	

----- England, DOWNIE 1984

----- Neufundland, MARTIN & DEAN 1981

..... Sahara, JARDINÉ et al. 1974

- Genus *Buedingisphaeridium*
SCHAARSCHMIDT 1963
B. tremadocum RASUL 1979
- Genus *Cymatiogalea*
(DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
C. bouvardi MARTIN 1973
C. cuvillieri (DEUNFF) DEUNFF 1964
C. cylindrata RASUL 1974
C. multarea (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
- Genus *Impluviculus*
(LOEBLICH & TAPPAN) MARTIN 1977
I. lenticularis MARTIN 1977
- Genus *Lophodiacrodium*
(TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
- Genus *Lophosphaeridium*
(TIMOFEEV) LISTER 1970
- Genus *Leiosphaeridia*
(EISENACK) DOWNIE & SARJEANT 1964
- Genus *Monocrodium*
PITTAU 1984
M. mediterraneum PITTAU 1984
- Genus *Stelliferidium*
DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
S. cortinulum (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
S. gautieri (MARTIN) PITTAU 1984
- S. modestum* (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
S. pseudoornatum PITTAU 1984
S. simplex (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
S. stelligerum (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
- Genus *Timofeevia*
VANGUESTAINE 1978
T. phosphoritica VANGUESTAINE 1978
- Genus *Veryhachium*
DEUNFF 1956
V. downiei STOCKMANS & WILLIERE 1962
V. gibbosum PITTAU 1984
V. trisuculum (DEUNFF) DEUNFF 1956
- Genus *Vulcanisphaera*
(DEUNFF) RASUL 1976
V. imparilis RASUL 1976
V. tuberata (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973

Das vorgefundene Acritarchen-Spektrum ist sehr gut mit Acritarchen-Spektren aus dem Tremadoc von Neufundland, England, Frankreich, Belgien, Sardinien und Nordafrika korrelierbar. Der Vergleich mit Literaturhinweisen ist in Tabelle 1 dargestellt. Tabelle 2 beinhaltet die stratigraphische Reichweite kurzlebiger Acritarchen auf der Basis von Untersuchungen in England, Neufundland und der Sahara. In allen vier fossilführenden Proben fanden sich ausschließlich unterordovizische

Acritarchen. Eine Umlagerung wird daher ausgeschlossen.

4. Schlußfolgerungen

- ① Die Acritarchen-Spektren der vier fossilführenden Proben sind dem Tremadoc zuzuordnen.
- ② Diese fossilführenden Proben stammen aus tiefen, nach dem Feldbefund aber nicht aus den basalen Teilen der Metasedimente der Unteren Wildschönauer Schiefer. Die Fossilfundpunkte 16, 17 und 18 werden noch von mehreren Zehnermeter mächtigen Phylliten unterlagert. Darunter folgt im Bachbett der Reither Ache ein kleiner Aufschluß mit Metabasiten.
- ③ Unter Berücksichtigung der bisherigen biostratigraphischen Altersdatierungen aus dem Zeitraum Caradoc bis Karbon bleibt die Zeitspanne Arenig-Llanvirn-Llandeilo in der Nördlichen Grauwackenzone noch ohne Fossilbeleg. Ein wesentlicher Teil der Unteren Wildschönauer Schiefer mag dieser Zeitspanne zugehörig sein.

- ④ Das nachgewiesene Tremadoc-Alter ist höher als das von NEUBAUER (1985) vermutete Alter von "etwa höherem Mittelordovizium/tieferem Oberordovizium" für ein basales Transgressionskonglomerat der Grauwackenzone in der Norischen Decke im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone.
- ⑤ Vorliegende Fossilfunde implizieren ein noch höheres (unterordovizisches und/oder kambrisches) Alter der Metamagmatite (Metabasite, Ultramafite) im Liegenden der Unteren Wildschönauer Schiefer. Ferner wird die Mehrphasigkeit des magmatischen Geschehens in der Nördlichen Grauwackenzone (möglicherweise vom Kambrium bis in das Devon) erhärtet.

Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

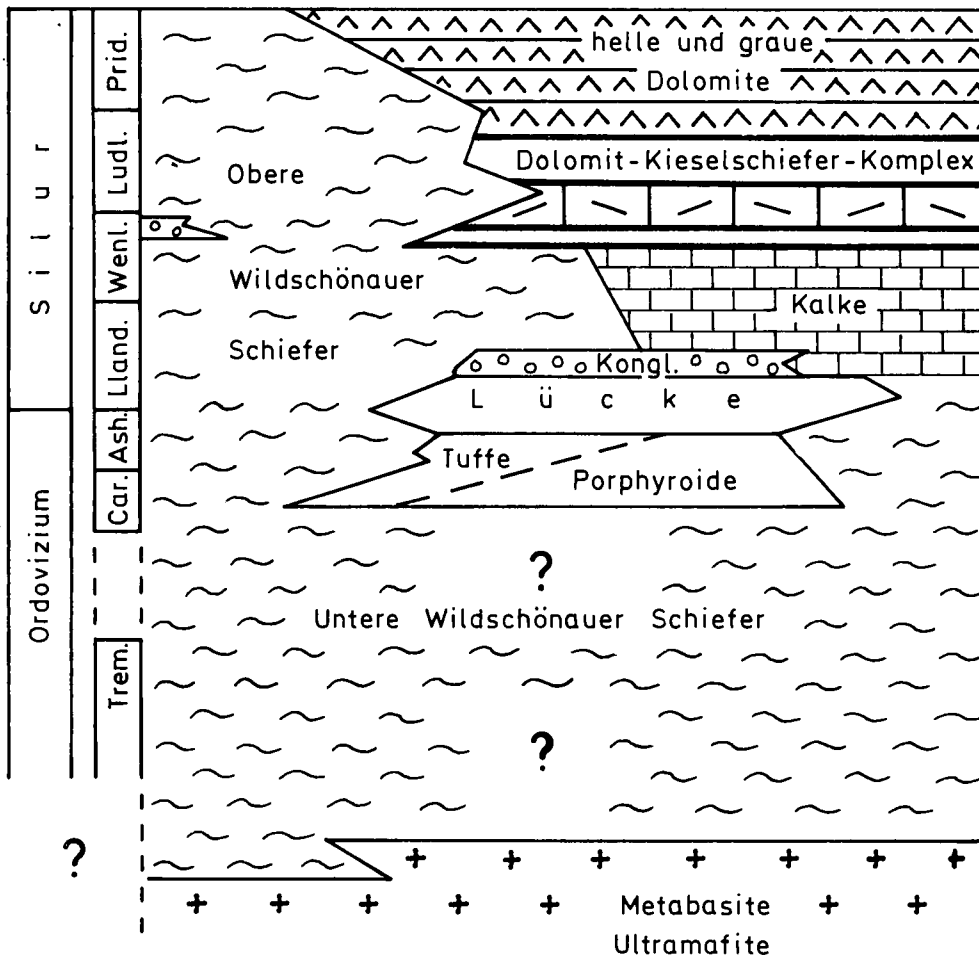
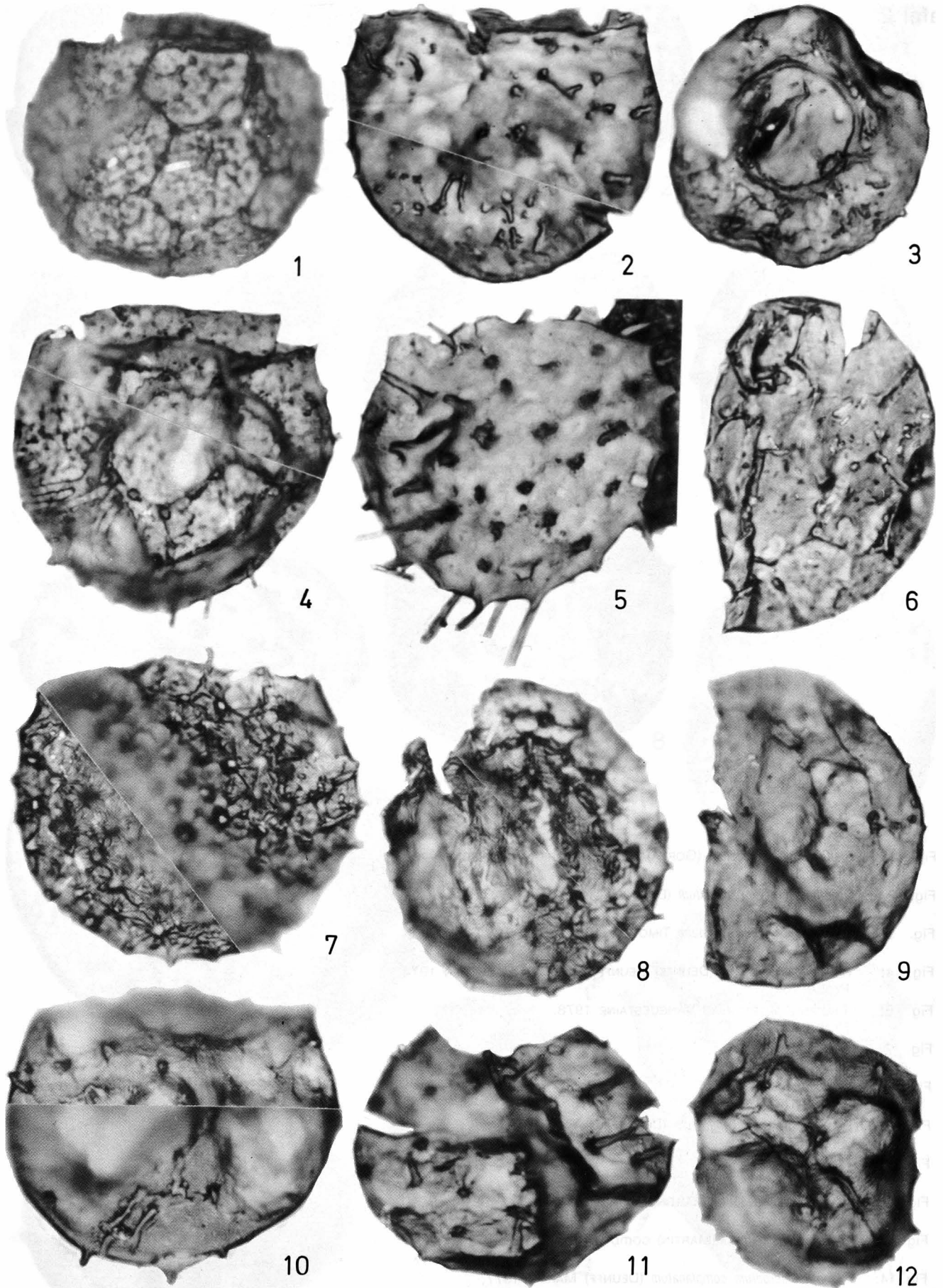


Abb. 3. Fazieschema des prädevonischen Gesteinsinhalts der Nördlichen Grauwackenzone in den Kitzbüheler Alpen. Nach MOSTLER (1968, 1983), SCHÖNLAUB (1979), sowie Daten aus HEINISCH (1988) und mit eigenen Ergänzungen. Prid. = Pridoli, Ludl. = Ludlow, Wenl. = Wenlock, Lland. = Llandovery, Ash. = Ashgill, Car. = Caradoc, Trem. = Tremadoc.

Tafel 1

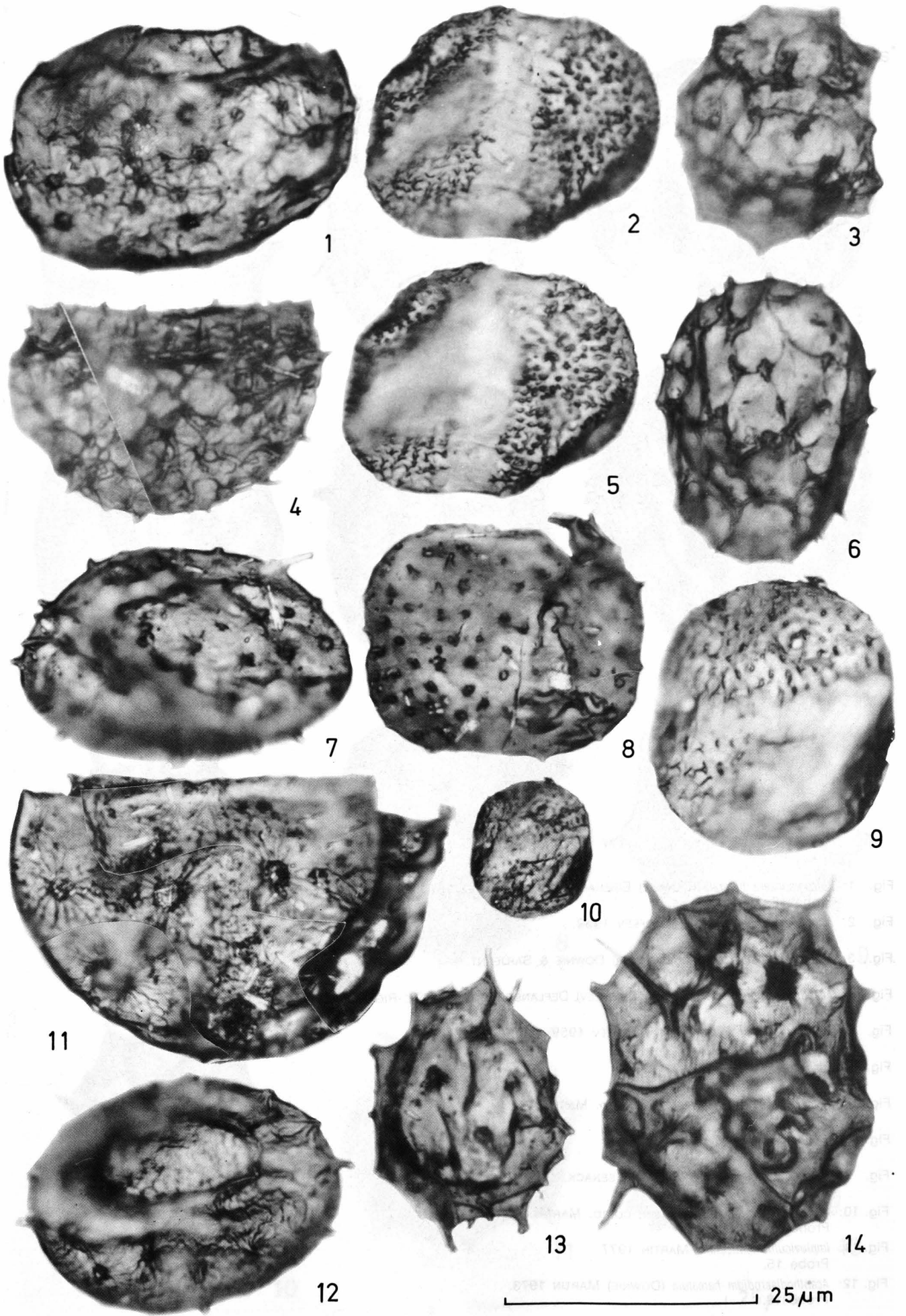
- Fig. 1: *Cymatogalea cuvillieri* (DEUNFF) DEUNFF 1964.
Probe 18.
- Fig. 2: *Cymatogalea bouvardi* MARTIN 1973.
Probe 15.
- Fig. 3: *Stelliferidium* sp.
Polansicht mit Operculum; Probe 17.
- Fig. 4: *Cymatogalea multarea* (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 16.
- Fig. 5: *Cymatogalea cylindrata* RASUL 1974.
Probe 17.
- Fig. 6: *Cymatogalea cuvillieri* (DEUNFF) DEUNFF 1964.
Probe 15.
- Fig. 7: *Stelliferidium stelligerum* (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 15.
- Fig. 8: *Stelliferidium stelligerum* (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 18.
- Fig. 9: *Cymatogalea cuvillieri* (DEUNFF) DEUNFF 1964.
Probe 17.
- Fig. 10: *Stelliferidium cortinulum* (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 17.
- Fig. 11: *Stelliferidium cortinulum* (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 18.
- Fig. 12: *Stelliferidium pseudoornatum* (PITTAU) 1984.
Probe 15.



Tafel 2

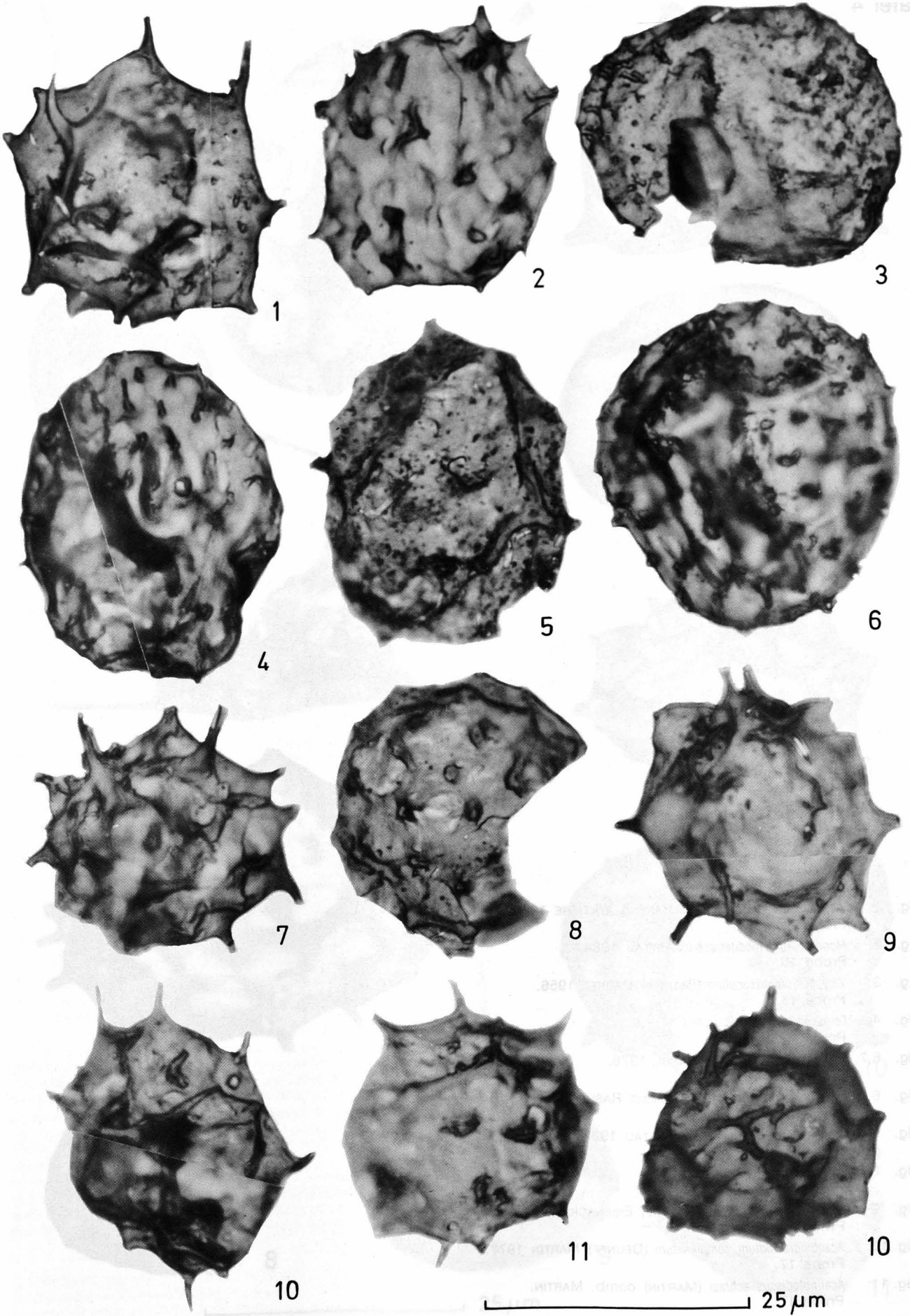
- Fig. 1: *Stelliferidium modestum* (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 15.
- Fig. 2,5: *Acanthodiacrodium angustum* (DOWNIE) COMBAZ 1967.
Probe 15.
- Fig. 3: *Acanthodiacrodium commune* TIMOFEEV 1959.
Probe 17.
- Fig. 4: *Stelliferidium simplex* (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Probe 18.
- Fig. 6: *Timofeevia phosphoritica* VANGUESTAINE 1978.
Probe 15.
- Fig. 7: *Stelliferidium* sp.
Probe 18.
- Fig. 8: *Lophodiacrodium* sp.
Probe 18.
- Fig. 9,10: *Acanthodiacrodium angustum* (DOWNIE) COMBAZ.
Probe 17.
- Fig. 11: *Stelliferidium* sp.
Probe 15.
- Fig. 12: *Stelliferidium gautieri* (MARTIN) PITTAU 1984.
Probe 15.
- Fig. 13: *Actinodissus achrasi* (MARTIN) comb. MARTIN.
Probe 18.
- Fig. 14: *Acanthodiacrodium complanatum* (DEUNFF) MARTIN 1977.
Probe 18.

Maßstab für Fig. 10: 50 µm.



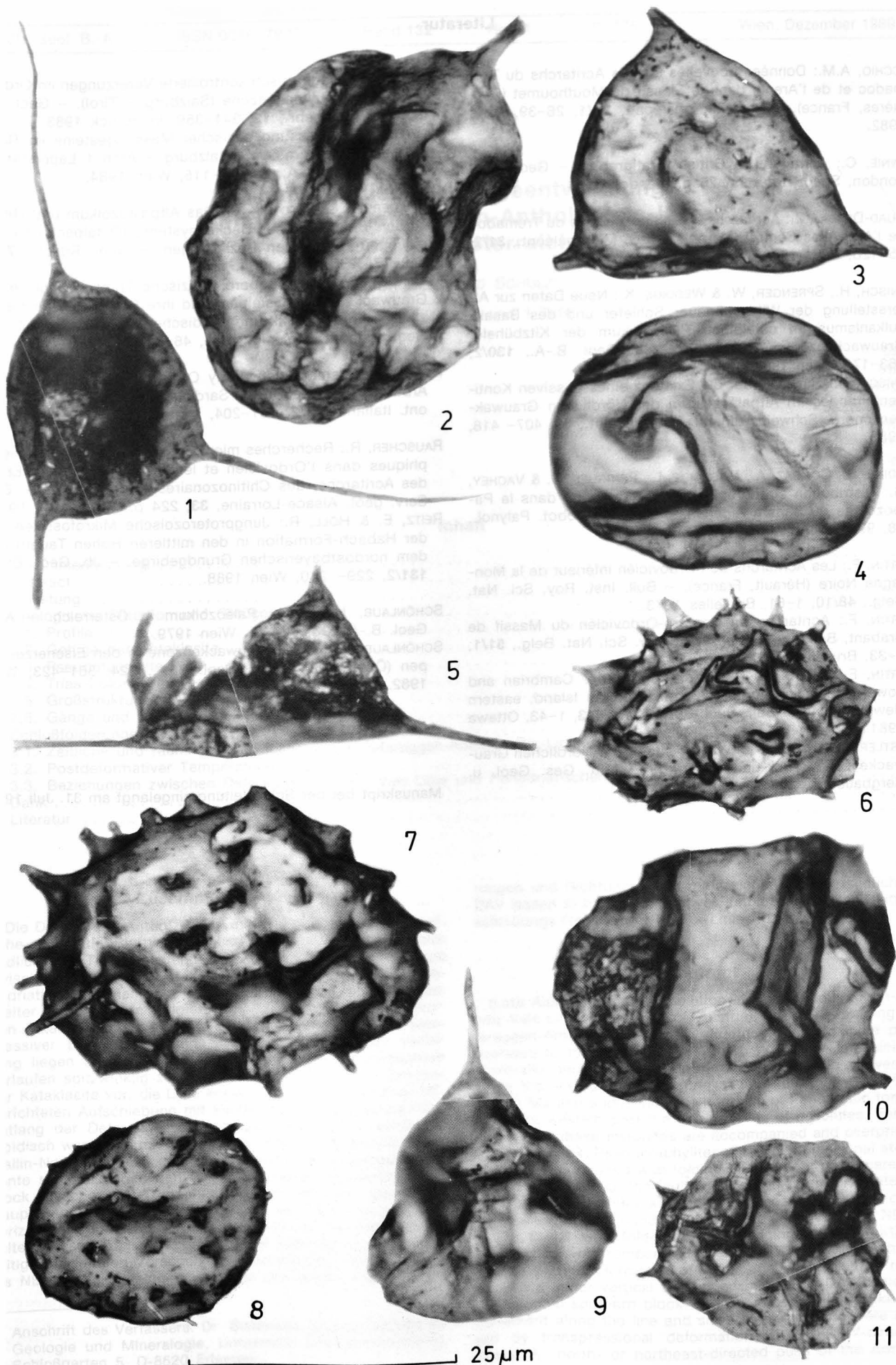
Tafel 3

- Fig. 1: *Vulcanisphaera tuberala* (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973.
Probe 18.
- Fig. 2: *Acanthodiacrodium partiale* TIMOFEEV 1959.
Probe 15.
- Fig. 3: *Acanthodiacrodium hirtum* (NAUMOVA) DOWNIE & SARJEANT.
Probe 17.
- Fig. 4: *Acanthodiacrodium* cf. *prolatum* (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGALT 1962.
Probe 17.
- Fig. 5: *Acanthodiacrodium micronatum* TIMOFEEV 1959.
Probe 15.
- Fig. 6: *Lophosphaeridium* sp.
Probe 15.
- Fig. 7: *Actinotodissus achraasi* (MARTIN) comb. MARTIN.
Probe 15.
- Fig. 8: *Lophosphaeridium* sp.
Probe 17.
- Fig. 9: *Vulcanisphaera tuberala* (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973.
Probe 17.
- Fig. 10: *Actinotodissus achraasi* (MARTIN) comb. MARTIN.
Probe 15.
- Fig. 11: *Impluviculus lenticularis* MARTIN 1977.
Probe 15.
- Fig. 12: *Acanthodiacrodium hamatum* (DOWNIE) MARTIN 1973.
Probe 18.



Tafel 4

- Fig. 1: *Veryhachium downiei* STOCKMANS & WILLIERE 1962.
Probe 17.
- Fig. 2: *Monocrodium mediterraneum* PITTAU 1984.
Probe 15.
- Fig. 3: *Veryhachium trisuculum* (DEUNFF) DEUNFF 1956.
Probe 18.
- Fig. 4: *Leiosphaeridium* sp.
Probe 17.
- Fig. 6,7: *Vulcanisphaera imparilis* RASUL 1976.
Proben 17, 18.
- Fig. 6: *Buedingisphaeridium* cf. *tremadocum* RASUL 1979.
Probe 18.
- Fig. 9: *Monocrodium mediterraneum* PITTAU 1984.
Probe 16.
- Fig. 8: *Lophosphaeridium* sp.
Probe 17.
- Fig. 9: *Vulcanisphaera tuberata* (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973.
Probe 17.
- Fig. 10: *Acanthodiacrodium complanatum* (DEUNFF) MARTIN 1977.
Probe 17.
- Fig. 11: *Acatinotodissus achraasi* (MARTIN) comb. MARTIN.
Probe 17.



Literatur

- COCCHIO, A.M.: Données nouvelles sur les Acritarchs du Trémadoc et de l'Arenig dans le Massif de Mouthoumet (Corbières, France). – *Rev. Micropaléont.*, **25/1**, 26–39, Paris 1982.
- DOWNIE, C.: Acritarchs in British stratigraphy. – *Geol. Soc. London, Spec. Rep.*, **17**, 26 p., London 1984.
- ELOUAD-DEBBAJ, Z.: Acritarchs et Chitinozoaires du Trémadoc de l'Anti-Atlas Central (Maroc). – *Rev. Micropaléont.*, **31/2**, 85–128, Paris 1988.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/2**, 163–173, Wien 1987.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, 1988.
- JARDINÉ, S., COMBAZ, A., MAGLOIRE, L., PÉNIGUEL, G. & VACHEY, G.: Distribution stratigraphique des acritarchs dans le Paléozoïque du Sahara Algérien. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **18**, 99–129, Amsterdam 1974.
- MARTIN, F.: Les Acritarchs de l'Ordovicién inférieur de la Montagne Noire (Hérault, France). – *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, **48/10**, 1–61, Bruxelles 1973.
- MARTIN, F.: Acritarchs du Cambro-Ordovicién du Massif de Brabant, Belgique. – *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, **51/1**, 1–33, Bruxelles 1977.
- MARTIN, F. & DEAN, W.T.: Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. – *Bull. Geol. Surv. Can.*, **343**, 1–43, Ottawa 1981.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud.*, **18**, 89–150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg – Tirol). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.*, **12**, 341–359, Innsbruck 1983.
- MOSTLER, H.: Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg. – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **5**, 105–115, Wien 1984.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 149–174, Stuttgart 1984.
- NEUBAUER, F.: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. **1985**, 46–64, Stuttgart 1985.
- PITTAU, P.: Tremadocian (Early Ordovician) acritarchs of the Arburese Unit, Southwest Sardinia (Italy). – *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, **23/2**, 161–204, Modena 1984.
- RAUSCHER, R.: Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicién et le Silurien en France. Etude des Acritarchs, des Chitinozoaires et des Spores. – *Bull. Serv. géol. Alsace-Lorraine*, **33**, 224 p., Strasbourg 1973.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 229–240, Wien 1988.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 361–423, Wien 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 31. Juli 1989.

Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich)

Von BERNHARD SCHULZ

Mit 6 Abbildungen und 1 Tafel

*Osttirol
Ostalpin
Altkristallin
Blattverschiebung
Mylonite
Kataklasite
Faltenbau*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 177, 178, 179

Inhalt

Zusammenfassung	775
Abstract	775
1. Einleitung	776
2. Geologische Situation und Gefüge	778
2.1. Profile	778
2.2. Gefüge der Kataklasite	778
2.3. Pseudotachylite	780
2.4. Trias-Dolomit von der Staller-Alm	780
2.5. Großstrukturen	780
2.6. Gänge und Störungen	783
3. Schlußfolgerungen	783
3.1. Zeitliche und räumliche Entwicklung der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie	783
3.2. Postdeformativer Temperatenausgleich	784
3.3. Beziehungen zwischen Deferegggen-Antholz-Vals-Linie und Periadriatischem Lineament	784
Dank	785
Literatur	788

Zusammenfassung

Die Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) ist eine jungalpidische, sinistrale Blattverschiebung im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters. Die Störungsbewegung erfolgte zwischen 28 Ma und 21 Ma, also nach der Platznahme der periadriatischen Tonalite. Im W besteht die Linie aus Myloniten. Weiter östlich folgen Mylonite und Kataklasite; Mylonite wurden kataklasitisch überprägt. Pseudotachylite und ein kompressiver Blattverschiebungs-Duplex mit hangender Verfallung liegen unmittelbar südlich der Linie. Die Faltenachsen verlaufen spitzwinklig zur Hauptstörung. Ganz im E kommen nur Kataklasite vor; die Linie entwickelt sich hier zu einer NE-gerichteten Aufschiebung mit Verfallung der Hangendscholle. Entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) wurde der alpidisch warmdeformierte und über 300°C temperierte Altkristallin-Nordblock mit geringer vertikaler Bewegungskomponente sinistral neben den (alpidisch) kalten Altkristallin-Südblock geschoben. Transpression mit NE-SW gerichteter Hauptspannung war die Ursache des auf 30 km geschätzten horizontalen Versatzes an der Linie und der sie begleitenden Falten. Dieses Transpressions-Regime kann durch einen kurzzeitigen sinistralen Vorschub der Adriatischen Platte nach N bis NE entlang der Judicarien-Linie (JL) erklärt werden. Stör-

rungen und Richtungen von mafitreichen Gängen südlich der DAV lassen sich dann dem etwas jüngeren dextralen Blattverschiebungs-Regime der Puster-Linie (PL) zuordnen.

Abstract

(Late Alpine structural evolution along the Deferegggen-Antholz-Vals-Line, Eastern Tyrol, Austria). The W-E-trending Deferegggen-Antholz-Vals-Line - situated in Austroalpine paragneisses to the south of the Tauern Window - is a sinistral strike-slip fault of Late-Alpine age. Strike-slip movement along the line happened during a time span between 28 Ma and 21 Ma and succeeded the intrusion of Periadriatic tonalites. In its western part the line consists of mylonites. Further to the east these mylonites are accompanied and overprinted by cataclasites. Pseudotachylites and a compressional strike-slip duplex combined with folding of the upper parts were observed just south of the fault line. Fold axes are orientated at an acute angle to the main fault. In the eastern part only cataclasites have been found. There the line changes into a NE directed thrust with folding of the hanging wall. A northern block which was tempered over 300°C and which exhibits intense ductile deformation of Alpine age, was sinistrally moved with a minor vertical component along the DAV beside a (alpine) cold southern block. The estimated 30 km strike-slip movement along the line and simultaneous folding were caused by transpressional deformation with NE-SW-directed stress. A north- or northeast-directed push of the Adriatic

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Plate along the Judicarien-Line (JL) probably explains this sinistral transpression regime. Later deformation in the dextral wrench-fault system of the Puster-Line (PL) then caused NW-SE directed faults and mafic dykes to the south of the Defereggen-Antholz-Vals-Line (DAV).

1. Einleitung

Die durch Mylonite und Kataklastite gekennzeichnete Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) ist die wichtigste jungalpidische Störung im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters. Eine weiter südlich gelegene Verwerfung, die kataklastische Kalkstein-Vallarga-Linie (KV), ist weniger bedeutend. Die DAV beginnt bei Mauls (Mules) in Südtirol. Dort sind die Para- und Orthogneise des Altkristallins („Zone der alten Gneise“ nach KLEBELSBERG [1935]) zwischen Tauernfenster und Puster-Linie (PL) zu einem 2,5 km breiten Streifen eingeeengt. Eine Fortsetzung der Linie nach W in die Schling-Linie (HAAS, 1986) wurde bisher nicht nachgewiesen. Nach SASSI et al. (1974) mündet die DAV in die zum Periadriatischen Lineament gehörende Puster-Linie (PL) ein. Die steil (80°) nordfallende DAV streicht über Vals (Valles), Uttenheim (Villa Ottone) und Antholz (Anterselva) nach E und quert die italienisch-österreichische Staatsgrenze 750 m nördlich des Staller-Sattel-Passes. Von dort verläuft die Störung auf der Südseite des Defereggen-Tales. Südlich St. Veit i. Def. biegt sie nach ESE ab, quert mittelsteil SW-fallend das Michelbach-Tal und kann nach SE bis Ainet im Iseltal verfolgt werden. Fraglich ist, ob die DAV danach bei Lienz in die Drau-Störung einbiegt oder möglicherweise nach NE bis in die Schober-Gruppe hinein weiterläuft (Abb. 1).

Den westlichen, in Südtirol verlaufenden Bereich der insgesamt 90 km langen Störung beschrieben erstmals SANDER (1925, 1929), BIANCHI (1934) und DAL PIAZ (1934). HOFMANN et al. (1983) lieferten eine neuere Aufnahme dieses westlichen Teils. Den östlichen, als „Deferegger Hauptstörung“ bezeichneten Teil der Linie kartierten SENARCLENS-GRANCY (1932, 1965, 1972) und SCHMIDEGG (1936). Im Bereich der Störung liegende Trias-Vorkommen bei Mauls und bei der Staller Alm wurden bei diesen frühen Aufnahmen entdeckt und untersucht.

Radiometrische Datierungen im ostalpinen Altkristallin zwischen Tauern-Fenster und Puster-Linie erwiesen die vorher nur vermutete Bedeutung der DAV als tektonische Trennlinie. Nördlich der Linie, im Nordblock, betragen die K/Ar-Muscovit-Alter um 100 Ma (PROCHASKA, 1981; STÖCKHERT, 1984) und signalisieren eine rasche Abkühlung des Nordblocks von anfangs 450±50°C (STÖCKHERT, 1982) auf unter 350±50°C (PURDY & JÄGER, 1976) nach der jungkretazischen Überschiebung des Ostalpins auf das Penninikum (STÖCKHERT, 1984). Danach verlief die Abkühlung langsamer, die Temperatur von 300±50°C (JÄGER, 1979) wurde erst vor etwa 28 Ma unterschritten (STÖCKHERT, 1982), wie die Rb/Sr-Biotit-Alter (BORSI et al., 1978a) anzeigen. Diese Rb/Sr-Biotit-Alter sind infolge späterer Hebung nach N zum Tauernfenster hin kontinuierlich jünger (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985). Eine alt- und eine jungalpidische Deformation begleiten die alpidische Metamorphose (STÖCKHERT, 1982, 1985; KLEINSCHRODT, 1987). Neben diesen alt- und jungalpidischen Glimmer-

altern, die alpidische Metamorphose erweisen, bezeugen jedoch Gesamtgesteinsdatierungen von 262±5 Ma im Migmatitisch-Pegmatitischen Komplex von Uttenheim (BORSI et al., 1980) und 445±24 Ma im Augen- gneis von Sand i. T. (HAMMERSCHMIDT, 1981) eine präalpidische Geschichte des Nordblocks.

Südlich der DAV, im Südblock, wurden dagegen nur variskische Rb/Sr-Glimmeralter zwischen 260 und 310 Ma sowie ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der Orthogneise von 434±4 Ma nachgewiesen (BORSI et al., 1973, 1978a). Alpidische Kaltdeformation im Südblock lief bei Bedingungen unter 2–3 kb und unter 250–300° ab (STÖCKHERT, 1982).

Somit trennt die DAV den alpidisch nur von Kaltdeformation betroffenen Südblock mit variskischen Gefügen (STÖCKHERT, 1985; SCHULZ, 1988) von dem alpidisch stark überprägten Nordblock. Die Bewegung an der Linie muß also etwas jünger als 28 Ma sein (STÖCKHERT, 1982). Apatit-Spaltspuren-Alter – sie zeigen die Abkühlung unter 100°C (DODSON, 1979) – liegen zwischen Puster-Linie und Tauernfenster-Südrand zwischen 20,5 und 7,5 Ma und lassen keinen Einfluß der DAV auf die jüngere Krustenhebung erkennen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985). Demnach war die Störungsbewegung entlang dieser Linie älter als 21 Ma.

Mit einem Blockmodell erklärten BORSI et al. (1978a) die unterschiedlichen Glimmeralter und damit unterschiedliche jungalpidische Temperaturen in Nord- und Südblock. Demnach ist der Nordblock entlang der DAV gegenüber dem Südblock vertikal herausgehoben. Im W soll der vertikale Versatz 5 km betragen, nach E hin wird er immer geringer; im Bereich des Iseltals gibt es dann keinen Versatz mehr zwischen den Blöcken.

Quarzgefüge in den Myloniten der DAV zeigen jedoch eine jungalpidische nicht-koaxiale Warmdeformation durch sinistrale einfache Scherung parallel zu einem 5–10° nach E tauchenden Streckungslinear an (KLEINSCHRODT, 1987). Der durch die unterschiedlichen Glimmeralter angezeigte jungalpidische Temperaturversatz von etwa 100°C, d. h. von etwa 3 km zwischen den Blöcken kann deshalb durch eine etwa 35 km weite sinistrale W-gerichtete Verschiebung unter gleichzeitiger vertikaler Anhebung des Nordblocks erklärt werden (KLEINSCHRODT, 1987). Im Nordblock verlief die jungalpidische Deformation dagegen überwiegend koaxial. KLEINSCHRODT (1987) führte dieses in DAV und Nordblock unterschiedliche Deformationsverhalten auf die Wirkung eines insgesamt transpressiven Deformationsregimes mit NE-SW-gerichteter Hauptspannung zurück.

Unmittelbar vor der Bewegung an der DAV intrudierten die Tonalit-Plutone des Rensen (Rb/Sr-Gesamtalter 41±19 Ma nach BORSI et al. [1978b]) und des Rieserferner (Rb/Sr-Gesamtalter 30±3 Ma nach BORSI et al. [1979]) in den Nordblock; Ganggefölschaften der Plutone gibt es in beiden Blöcken. Die W-E-Erstreckung parallel zur DAV und gleichfalls W-E-gerichtete Folia-tion und Autolith-Regelungen im Rieserferner-Tonalit deutete MAGER (1985) mit einer Platznahme des Plutons in einer sich longitudinal aufspaltenden großräu-migen sinistralen Scherzone.

In ihrem westlichen Teil ist die DAV als über 100 m breite duktile sinistrale Scherzone ausgebildet. Vom Ostteil der Linie fehlen, abgesehen von den Arbeiten von SCHMIDEGG (1936) und SENARCLENS-GRANCY (1932, 1965), neuere Untersuchungen und Daten. Im folgen-

den werden nun Mikro- und Makrogefüge aus diesem bisher wenig bekannten Teil der DAV beschrieben.

2. Geologische Situation und Gefüge

2.1. Profile

Grundlagen der folgenden Gliederungen und Beschreibungen sind die Nomenklaturen der Störungsgesteine nach HIGGINS (1971) und WHITE (1982).

Ein kontinuierliches Profil durch die DAV und die angrenzenden Altkristallin-Blöcke ist entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze nördlich des Staller-Sattel-Passes aufgeschlossen (Abb. 2, Abb. 3a). Das Profil beginnt im S bei etwa 2220 m NN in einem Mikroklin-Augengneis des Südblocks mit steil nordfallender Foliation. Unter dem Mikroskop zeigen Deformationslamellen im Quarz eine starke Kaltdeformation an; die Feldspäte sind zerbrochen, verbogen und serizitisiert; Biotit wurde vollständig zu Chlorit und Titanit umgewandelt (Abb. 3a, Punkt 1). Nördlich des Mikroklin-Augengneises folgen grünliche feinkörnige Feldspat-Quarzit-Gneise mit für den Südblock typischen Knickbändern und Lineationsrichtungen. Kleiner Quarz ist wenig deformiert und undulös. Große Körner dagegen zeigen neben Subkornbildung und Ausplättung bereits erste feine Rekristallite an undeutlichen Korngrenzen (Abb. 3a, Punkt 2).

Eine ca. 35 m mächtige Kataklasit-Zone grenzt das Altkristallin nach N ab. Die Zone beginnt mit unfoliierten harten Ultrakataklasiten. Eine feinkörnige Matrix (Körner $<0,01$ mm) aus Serizit und Quarz nimmt 90 % des Gesteinsvolumens ein; einzelne helle Quarz-Klasten in der Matrix sind mit bloßem Auge erkennbar. Durch zonenweise Erzlösungszufuhr sind einzelne Partien der Gesteine rotbraun gefärbt (Abb. 3a, Punkt 3). Auf die Ultrakataklasite folgen nach N hin Kataklasite mit zunehmend größeren (bis 4 mm) Klasten aus Quarz und Feldspat. Öfters sind auch eckige Gesteinsbruchstücke mit feiner Foliation und langgezogenen Quarzen (Quarz-„ribbons“) enthalten. Bei diesen Klasten handelt es sich um kataklastisch aufgearbeitete Mylonite (Taf. 1, Fig. 4; Abb. 3a, Punkt 4). Ultrakataklasite und Kataklasite werden wegen ihres bis in den Handstückbereich hinein homogenen Gefüges als homogene Kataklasite von inhomogenen Typen abgegrenzt (Kap. 2.2.).

Auf die grobkörnigen Kataklasite folgen schwarze dünnplattig zerfallende feinstkörnige Mylonite (Abb. 3a, Punkt 5). Inmitten von Myloniten befindet sich ein harter Blastomylonit-Horizont mit etwa 4 mm großen stark serizitisierten Feldspat-Klasten. Die Feldspat-Klasten zeigen oszillierenden Zonarbau; wahrscheinlich wurde hier ein jungalpidisches Ganggestein zerschert. Einzelne bis 2 mm dicke ultramylonitische Bänder durchziehen das Gestein (Abb. 3a, Punkt 6). Es folgen nach N fein gebänderte harte Ultramylonite, in deren Matrix (Körner $<0,01$ mm) keine größeren Klasten mehr auftreten. Bänderung ist durch unterschiedlichen Serizitgehalt der Lagen bedingt. Der Anteil der durch dynamische Rekristallisation entstandenen kleinen Quarzkörner ($<0,01$ mm) ist sehr hoch (Abb. 3a, Punkt 7). Nach N hin führen die Mylonite zunehmend größere ($<0,4$ mm) und zahlreichere Granat-, Turmalin-, Muscovit- und Feldspat-Klasten. Quarz liegt vollständig rekristallisiert in bis 0,15 mm großen Körnern vor (Abb. 3a,

Punkt 8). Weiterhin ist ein Karbonat-Mylonit-Horizont eingeschaltet (Abb. 3a, Punkt 9).

Die planare Mylonit-Foliation wird von einer jüngeren Scherbandfoliation („shear bands“ nach WHITE et al., 1980) sinistral verschleppt (Abb. 3b). Aus den Myloniten entwickeln sich so feinkörnige Phyllonite bzw. Muscovit-Chlorit-Schiefer (Abb. 3a, Punkt 10). Die c-Achsen vollständig rekristallisierter Quarze in planaren Quarzlinzen sind in einfachen Schiefgürteln geregelt, die wie die Scherbänder einen sinistralen Schersinn anzeigen (Abb. 3c). Aus der Gürtelregelung kann man Deformation durch einfache Scherung (LISTER & HOBBS, 1980), aus der Lage der Verteilungsmaxima eine dominierende Rhomboederflächen-Gleitung bei Deformation des Quarzes (BOUCHEZ & PECHER, 1981) ableiten.

Weiter im N folgen, mit unscharfer Abgrenzung gegen die Phyllonite, die Biotit-Gneise des Nordblocks. In die Biotit-Gneise sind zahlreiche Amphibolite, Marmore und an anderer Stelle bis 100 m mächtige Pegmatit-Gneise eingelagert (Abb. 3a, Punkt 11). Die altalpidische Foliation der Gneise wurde jungalpidisch eng um W- und E-tauchende Achsen verfalltet. Diese Biotit-Gneise-Serie tritt auch im Osten des Nordblocks und im N des Südblocks auf (Abb. 2). Durch Kontaktwirkung des Rieserferner-Tonalits wuchs Andalusit in den Biotit-Gneisen; in den bei nachfolgender jungalpidischer Verformung entstandenen Scherbahnen liegen diese Andalusite und altalpidische Granate rotiert und zerbrochen vor.

Die Zerteilung der DAV – südlich Kataklasite, nördlich Mylonite – kann man auch im Profil östlich des Stemmeringer Almbachs erkennen. Allerdings ist in diesem Profil die südliche Kataklasit-Zone wesentlich breiter entwickelt. Eine Grenze zu chloritführenden Gneisen (Abb. 3d, Punkt A) des südlichen Altkristallins ist unscharf, es tritt hier eine breite Zone inhomogener Kataklasite (Abb. 3d, Punkt B) auf. In dieser Zone sind mehrere hornblendeführende Lamprophyre eingeschaltet und randlich kataklastisiert (Abb. 3d, Punkt C). Nach N hin gehen die inhomogenen Kataklasite in homogene Typen über. Innerhalb dieser finden sich wieder aufgearbeitete Mylonite als Klasten (Abb. 3d, Punkt D). Im N folgen Mylonite (Punkt E) und Ultramylonite (Punkt F). Innerhalb der Mylonit-Zone kommen Karbonat-Mylonite vor (Abb. 3b, Punkt G). Es folgen nach N kontaktmetamorph geprägte Biotit-Gneise. Diese Andalusit- und Sillimanit-führenden Gesteine sind nach S hin zunehmend mylonitisiert; allerdings treten keine Scherband-Gefüge auf (Abb. 3d, Punkt H). Eingelagerte Tonalit-Apophysen (Punkt I) zeigen mylonitische Bänder (Taf. 1, Fig. 1). Ganz im N anschließender Tonalit (Punkt K) ist foliiert.

Zusammenfassend läßt sich die DAV in ihrem Ostteil also in eine südliche Zone mit inhomogenen und homogenen Kataklasiten sowie in eine nördliche Zone mit Ultramyloniten, Myloniten und Phylloniten gliedern. Mylonite wurden im Südteil kataklastisch aufgearbeitet. Die Grenze zwischen diesen beiden Teilbereichen markiert gleichzeitig den Übergang von Warmdeformation ($T > 300^{\circ}\text{C}$ nach VOLL [1976]) zu Kaltdeformation ($T < 300^{\circ}\text{C}$) des Quarzes.

2.2. Gefüge der Kataklasite

Die im Südteil der DAV vorhandenen Kataklasite, d. h. die festen Störungsgesteine ohne Foliation im

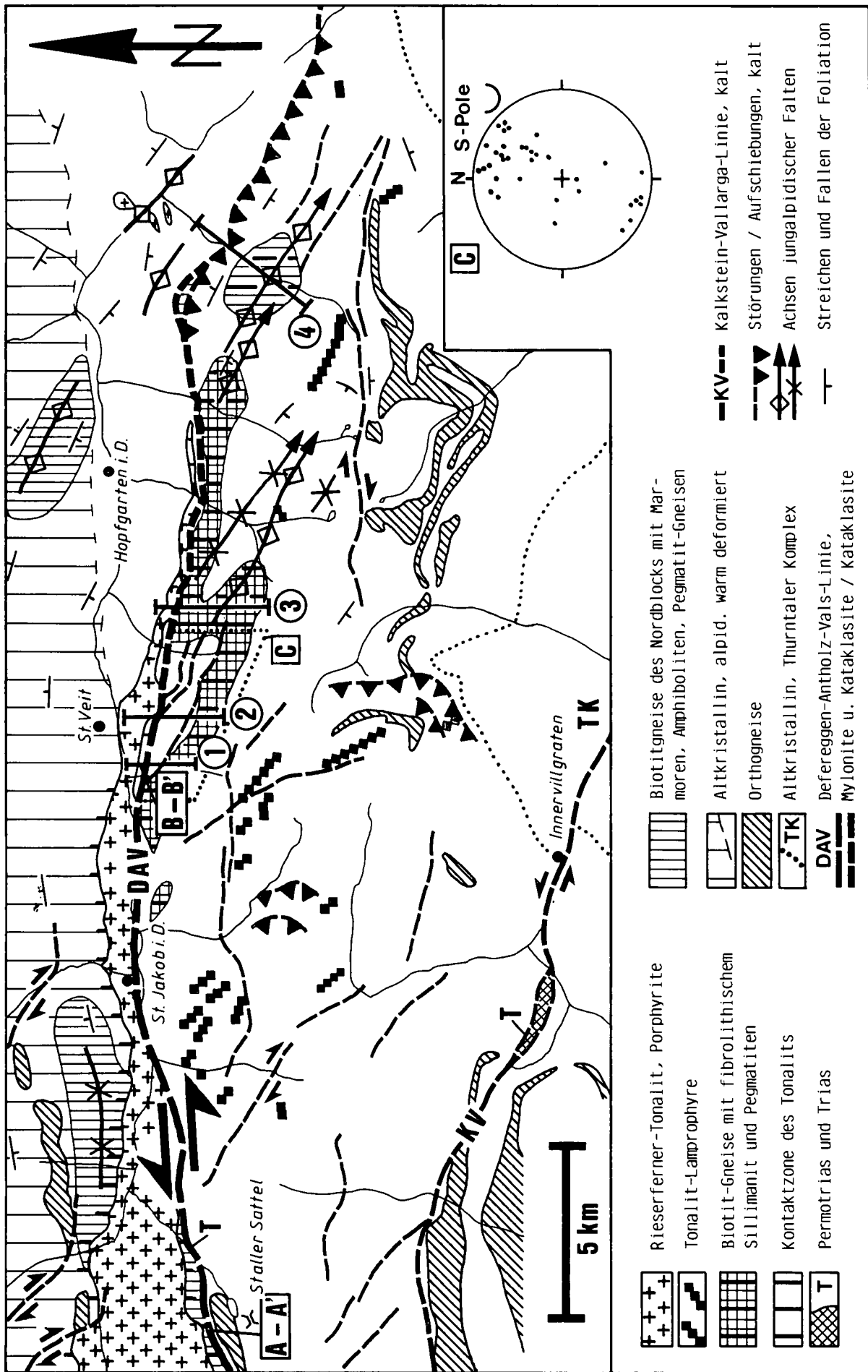


Abb. 2.
 Ostteil der Deferegen-Antholz-Vals-Linie (DAV).
 Eigene Kartierungen und Aufnahme von SENARCIENS-GRANCY (1965).
 Lagen der Profilschnitte in Abb. 3 und 4. Streichen und Fallen der Foliation im Bereich C; Projektion in die untere Halbkugel.

Sinne von HIGGINS (1971), WHITE (1982) und HEITZMANN (1985), lassen sich in eine durch fortschreitende kataklastische Deformation bedingte Entwicklungsreihe von inhomogenen hin zu homogenen Kataklastiten gliedern. Folgende Gefüge charakterisieren diese Gesteine:

- a) Leicht kataklastisch deformierte Südblock-Gneise: Die feinkörnigen harten, durch Chloritführung grünlich gefärbten Gneise zeigen unter dem Mikroskop stark undulösen großen Quarz mit glatten Korngrenzen. Granate sind stark zerbrochen. Biotit wurde vollständig zu Chlorit und Titanit umgewandelt. Stark bis vollständig serizitisierte Plagioklase umgeben die Quarze. Das ursprünglich lagige S-Gefüge mit dem alten Kornverband ist noch erhalten und erkennbar.
- b) Inhomogene Kataklastite: Infolge fortschreitender Kataklastose kommt es zu inhomogener Auflösung des alten Kornverbandes. Makroskopisch sind dunkelgrüne bis schwarze Bänder mit kleinen Klasten erkennbar. Die Kataklastit-Bänder umgeben hellgrüne foliierte Körper des Ausgangsgesteins. Unter dem Mikroskop lassen sich einzelne, sich verzweigende, bis 5 mm breite und über etliche cm penetrierende Zonen erkennen. In diesen Zonen bilden sich anfangs eckige, später runde Quarzklasten von 0,4–0,1 mm Größe, die von einer feinschuppigen Matrix aus Chlorit und Serizit umgeben werden (Taf. 1, Fig. 2). Der Klastenanteil liegt über 50 %. Epidot kristallisierte neu in den Kataklastozonen. Bei fortschreitender Kataklastose nehmen die grobkörnigen Kataklastozonen weiter an Breite zu und erfassen schließlich 80 % des Gesteinsvolumens. Gleichzeitig sinken Klastenanteil und Klastengröße, der Anteil feinkörniger Matrix nimmt zu. Eckige und linsige bis cm-große Bereiche mit altem unzerstörtem Kornverband, in dem Quarz Deformationslamellen und Polygonisierung zeigt, werden von den Zonen umgeben (Taf. 1, Fig. 3).
- c) Homogene Kataklastite: Bei weiter fortschreitender Kataklastose entwickeln sich aus den inhomogenen Kataklastiten durch weiter zunehmenden Anteil der feinkörnigen Matrix schließlich homogene Kataklastite. In der immer gleichkörniger werdenden Matrix aus Quarz, Serizit, Chlorit, Epidot und Erz liegen dann isolierte bis 1 cm große Klasten des Ausgangsgesteins (Taf. 1, Fig. 4). Örtlich kann die feinkörnige Matrix lagig oder foliiert ausgebildet sein.

Aus den Quarzgefügen in den Kataklastiten – Quarz zeigt keine Rekristallisation – kann man eine Bildungstemperatur von unter 300°C (VOLL, 1976) für diese Gesteine ableiten. Auf eine verstärkte Fluid-Zufuhr während der Kataklastose deuten Pyrit-ummantelte Klasten, Pyrit- und Calcit-Führung sowie die starken retrograden Umwandlungen von Biotit und Plagioklas hin. Quarz, Epidot, Calcit und Prehnit wuchsen neu in Rissen und Klüften der Kataklastite.

2.3. Pseudotachylite

In einem Bereich bis 2 km südlich der DAV treten vereinzelt Pseudotachylite auf. Bis 5 mm breite scharf begrenzte bräunliche und grünliche Pseudotachylit-Bänder mit weniger als 10 % Anteil an Quarzklasten (Klastengröße 0,05–0,1 mm) durchschlagen gangartig das Nebengestein. Die Bänder sind nur wenige cm

lang, verzweigen sich, verlaufen unregelmäßig und keilen spitz aus. Unter dem Mikroskop erkennt man eine extrem feinkörnige isotrope Matrix und einzelne größere Quarz-Klasten. Das Nebengestein ist am Rand der Pseudotachylite kataklastisch inhomogen deformiert (Taf. 1, Fig. 5).

Pseudotachylite können durch Reibungsschmelze (MADDOCK, 1983) oder als Ergebnis extremer Kataklastose (WENK, 1978) im Bereich spröder Störungen entstehen. Diese Gesteine sind deshalb keineswegs eine seltene Erscheinung sondern finden sich häufig an größeren kataklastischen Störungen. Gebildet werden die Pseudotachylite im seismisch aktiven Krustenniveau, also in Bereichen, in denen Erdbebenherde entstehen (SWANSON, 1988; SCHOLZ, 1988).

2.4. Trias-Dolomit der Staller Alm

In einem Felsbuckel 350 m südlich des Staller Almbachs und 750 m östlich der Staller Alm befindet sich das von SENARCLENS-GRANCY (1932) erstmals beschriebene Vorkommen von Trias-Dolomit. Aufgeschlossen ist eine Scholle von 5 m Mächtigkeit und unbekannter Tiefenausdehnung. Mehrere Dolinen im Schuttfächer westlich des Aufschlusses zeigen eine etwa 200 m streichende Länge der Karbonate an. Es handelt sich um weißlich verwitternden, im frischen Bruch mittelgrauen, sehr feinkörnigen (<0,002 mm) Dolomit. Zahlreiche haarfeine bis 2 mm breite dolomit- und quarzgefüllte Risse durchziehen das Gestein und zerlegen es in kleine Blöcke von 3–5 mm Kantenlänge. Anhand von *Diplophora philosophi* (PIA) wurde der Dolomit in die Anis-Stufe der Trias gestellt (SENARCLENS-GRANCY, 1932). Nördlich begrenzen Kataklastite den Dolomit; der Südrand liegt unter Schuttbedeckung. In näherer Umgebung stehen chloritführende Quarzit-Gneise des südlichen Altkristallins an. Somit liegt der Dolomit im südlichen kataklastischen Bereich der DAV und gehört zum Südblock.

Einige größere Proben des Dolomits wurden mit negativem Ergebnis auf Conodonten untersucht. An zurückgebliebener Tonfraktion (0,002 mm und 0,06 mm) erfolgten dann röntgenographische Bestimmungen der Illit-„Kristallinität“ nach WEBER (1972). Es ergaben sich relative Halbwertsbreiten der Illit-Peaks zwischen 86 und 102; der Mittelwert liegt bei 97. Nach KEMP et al. (1985) zeigen die Hellglimmer damit beginnende Grünschieferfazies an.

In der Trias von Mauls (Südtirol), in ähnlicher Position gelegen, kam es nach HAMMERSCHMIDT (1982) ebenfalls zu beginnender epizonaler Metamorphose. Dies wurde durch eine schwache Aufheizung der Trias durch den an der DAV daneben geschobenen alpidisch warmen Nordblock erklärt.

2.5. Großstrukturen

Südlich von St. Jakob i. Def. beginnt eine sich nach E erstreckende Zone mit unfoliierten grob- und richtungslos körnigen Muscovit- und Turmalin-führenden Quarz-Feldspat-Pegmatiten (Abb. 2). Die oft foliationsparallel eingedrngenen, mehrere Meter mächtigen und bis 100 m lang ausstreichenden Pegmatite werden von kontaktmetamorph veränderten Biotit-Gneisen (hier zum Südblock gehörend) umgeben. Muscovit-Blastese,

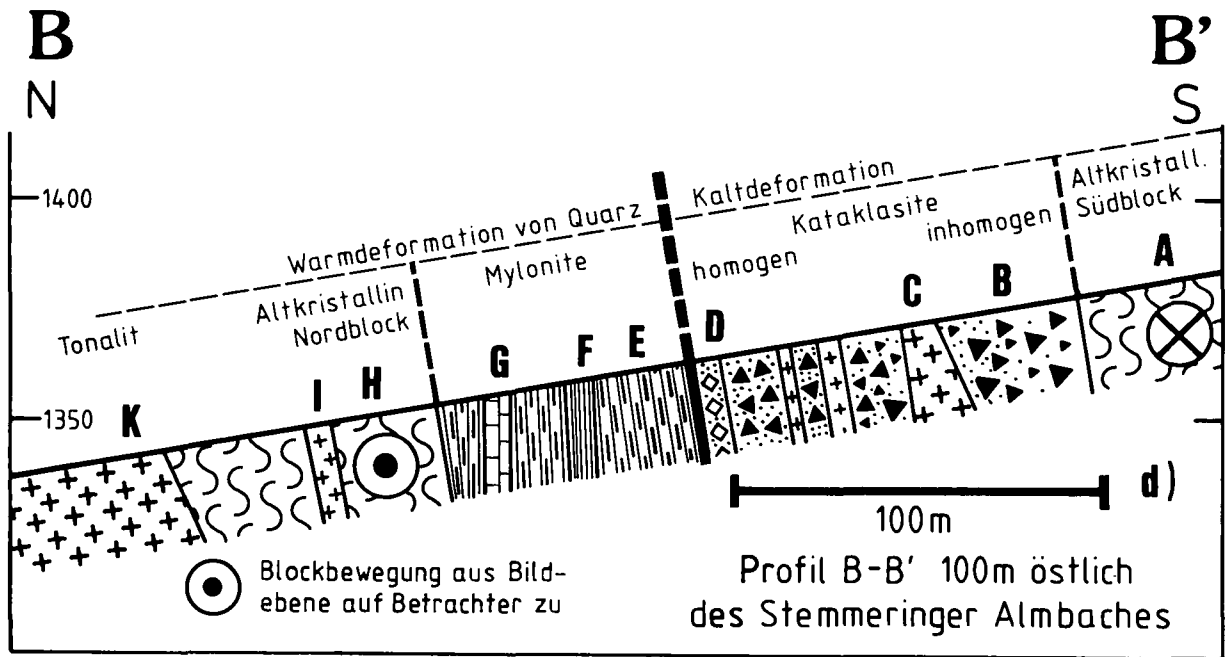
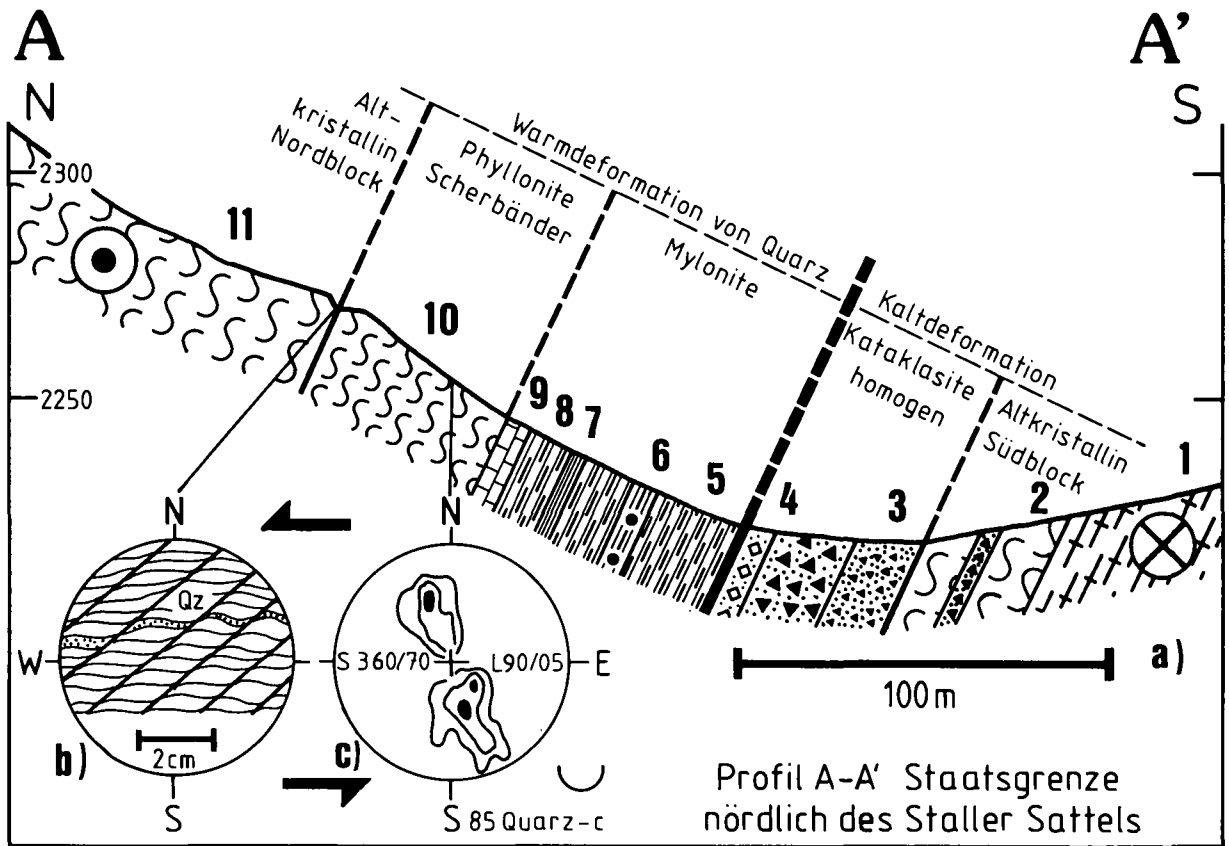


Abb. 3.
 a) Profil durch die DAV nördlich des Staller Sattels.
 b) Lage der Scherbandfoliation in den Phylloniten.
 c) Regelungsmuster der Quarz-c-Achsen in Phylloniten; Projektion in die untere Halbkugel.
 d) Profil durch die DAV östlich des Stemmeringer Almbaches.
 Erklärung der Nummern und Buchstaben im Text. Die Lagen der Profile sind in Abb. 2 vermerkt.

Kornwachstum von Biotit und Neusprossung bis 5 mm großer fibroblastischer Sillimanit-Aggregate veränderten das ursprüngliche Lagengefüge der Gneise. Es ist unsicher, ob die zur Gangfolgschaft des Rieserferner-Plutons gehörenden Pegmatite selbst die Kontaktmetamorphose bewirkten oder ob diese Zone ur-

sprünglich dem ja nördlich der DAV intrudierten Pluton auf- oder anlagerte.

Östlich des Stemmeringer Almbachs sind diese Pegmatit-durchaderten Biotit-Gneise zu einem Großsattel mit flach ESE tauchender Faltenachse verformt. Achsen von Knickfalten tauchen in die gleiche Richtung

(Abb. 2, Abb. 4). Im Kartenbild ist erkennbar, daß einige steilstehende kataklastische Störungen spitzwinklig nach S von der DAV abzweigen und dann parallel zur ESE-streichenden Hauptlinie weiterziehen. Die Störungen laufen direkt in die Sattelstruktur hinein. Im Profil (Abb. 4a-c) liegt der Sattel bzw. die Verfallung im Hangenden der Störungen. Die Antiklinale wirkte als Fangstruktur für in den Störungen aufsteigende Fluide, und deshalb ist unterhalb des Sattels eine verstärkte retrograde Umwandlung und Chloritisierung der präalpidisch mittelgradig metamorphen Gneise zu beobachten. WOODCOCK & FISCHER, 1986, S. 734) bezeichneten eine derartig kombinierte vertikale Störungsanordnung im Bereich einer Blattverschiebung als kompressiven Blattverschiebungs-Duplex. Es ist südlich St. Veit i. Def. also kein tektonisches Fenster vorhanden, wie es SENARCLENS-GRANCY (1932) beschrieb („Phyllonit-Fenster südlich von St. Veit“).

Die DAV verläuft weiterhin steilstehend am Nordrand der Gesteinszone. Die anfangs flach fallende NNE-Flanke der großen Antiklinale versteilt sich nach ESE immer mehr und liegt im Zenewaldbach-Tal schließlich überkippt SSW-fallend. Synklinalen begleiten die Struktur im Streichen (LUNZER, 1985; STEININGER, 1985).

Da Kontaktmetamorphose und Pegmatit-Intrusion in den Biotit-Gneisen zeitgleich mit der Rieserferner-Intrusion verliefen, muß die großräumige Verfallung der präalpidisch foliierten Gneise und der unfoliierten Pegmatite jünger als die Intrusion und somit jungalpidisch sein.

Die im Zenewaldbach-Tal nur noch aus Kataklasiten bestehende DAV begleitet den nach E in Pegmatite und Tonalit-Porphyrite auskeilenden Rieserferner-Tonalit und ist im Bereich des Michelbach-Tales schließlich zu einer mittelsteil SW-fallenden Aufschiebung ausgebildet (SENARCLENS-GRANCY, 1932, 1965). Bis dm-große Klaster, u. a. auch aus Tonalit-Porphyriten, kommen in den nach SE hin immer grobkörniger werdenden Kataklasiten der Hauptstörung vor (TROLL, 1988, mündl. Mitt.).

Im Michelbach-Tal sind unmittelbar über der Aufschiebung Biotit-Gneise und Marmore (Marmor von der Weißen Wand) eingeschuppt. Weiter im Hangenden befindet sich ein spezialgefalteter Großsattel, in dessen Kern kontaktmetamorphe Biotit-Gneise mit Pegmatiten, präalpidischen Pegmatit-Gneisen, Amphiboliten und Marmoren aufgeschlossen sind (Abb. 4d). Es handelt sich hier um die gleiche Serie, die auch nördlich des Staller Sattels auftritt (TROLL, 1988, mündl. Mitt.). Die Pegmatit-durchaderten Biotit-Gneise mit Sillimanit südlich der DAV gehen also im Osten in die Biotit-Gneis-Serie mit Amphiboliten und Marmoren über. Mitverfaltete Stauroolith-führende Gneise des Südblocks überlagern unmittelbar, konkordant und ohne Störung die Biotit-Gneis-Serie. Der Kontakt zwischen beiden Gesteinseinheiten muß hier präalpidisch sein. An dieser Stelle wird somit erkennbar, daß im Nordblock das ursprüngliche bzw., präalpidisch Liegende der Südblock-Gneise aufgeschlossen ist.

Der jungalpidische Klein- und Großfaltenbau streicht nördlich der DAV meist W-E bis WSW-ESE (SENARCLENS-GRANCY, 1965, 1972; ZARSKÉ, 1985; KLEIN-SCHRODT, 1987). Östlich des Iseltales biegen diese Achsen in die NW-SE-Richtung um (TROLL et al., 1976, S. 505) und verlaufen dort dann parallel zu den jungalpidischen Falten südlich der DAV (Abb. 2).

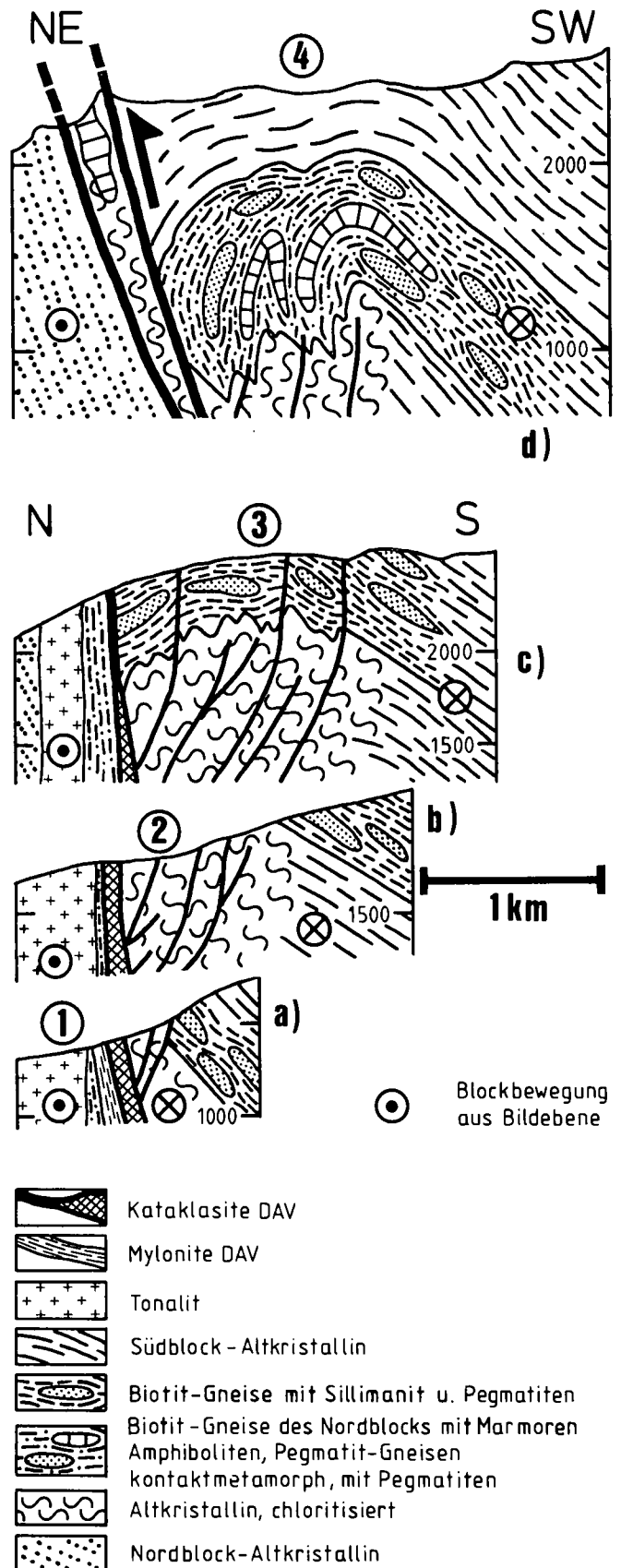


Abb. 4.
 Profile durch den Ostteil der DAV.
 a) Stammeringer Almbach.
 b) Östlich des Gsaritzer Almbachs.
 c) Östlich des Kleintzer Almbachs.
 d) Michelbach-Tal, umgezeichnet nach SENARCLENS-GRANCY (1965).
 Lagen der Profile siehe Abb. 2.

Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem ESE- bis SE-streichenden jungalpidischen Faltenbau südlich und nördlich der DAV und der sinistralen Bewegung an der Linie. Nach MOODY & HILL (1956) und WILCOX et al. (1973) ist eine solche spitzwinklig zur Verschiebungsrichtung orientierte Verfaltung häufig neben und im Hangenden von Blattverschiebungen zu finden. Die spitzwinklige Lage der Faltenachsen zur Hauptstörung ist also eine Folge der sinistralen Bewegung an der DAV.

2.6. Gänge und Störungen

Südlich der DAV durchschlagen zahlreiche feinkörnige mafitreiche Gänge das Altkristallin. Es handelt sich hier um die junge postintrusive Ganggefolgschaft des Rieserferner-Plutons (MAGER, 1985, S. 48). Meist lassen sich die lediglich m-mächtigen Gänge nur über kurze Strecken verfolgen. Einige dieser Gänge erstrecken sich jedoch mehrere Kilometer in NW-SE-Richtung (Abb. 2).

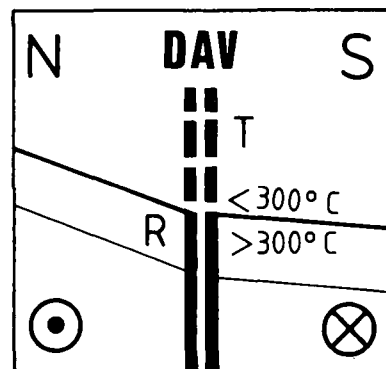
Im Altkristallin zwischen DAV und KV und im Nordblock ist ein junges dextrales Blattverschiebungs-System mit NW-SE-streichenden Störungen ausgebildet. Weiterhin gibt es im Südblock vereinzelt nach SE gerichtete kalte Aufschiebungen. An mehreren W-E-verlaufenden Störungszonen konnte der relative Versatz nicht bestimmt werden (Abb. 2). An allen Störungen gibt es inhomogene Kataklastite und nichtbindige Störungsgesteine (fault gouges). Quarz wurde ausschließlich kalt deformiert. Da die NW-SE-Störungen den Rieserferner-Tonalit und Nordblock-Großfalten versetzen, müssen diese Blattverschiebungen jünger als die jungalpidische Warmdeformation und damit auch jünger als die sinistrale Bewegung an der DAV sein.

Mit einem etwa W-E-streichenden dextralen transpressiven Blattverschiebungs-Regime (SANDERSON & MARCHINI, 1984) können die Richtungen der mafitreichen Gänge, der dextralen Blattverschiebungen und der Aufschiebungen südlich der DAV erklärt werden. Die Gänge intrudierten parallel zur NW-SE-gerichteten maximalen Hauptspannung (Öffnung des Nebengesteins senkrecht zur maximalen Hauptspannung). Entsprechend zur maximalen Hauptspannungsrichtung wurde nach SE aufgeschoben. Die dextralen Blattverschiebungen sind synthetische Riedel-Störungen im ebenfalls dextralen Gesamtsystem. Es besteht somit ein Gegensatz zwischen diesem dextralen transpressiven Blattverschiebungs-Regime, mit dem die Gänge und Störungen südlich der DAV erklärt werden müssen, und dem sinistralen Bewegungssinn an der DAV.

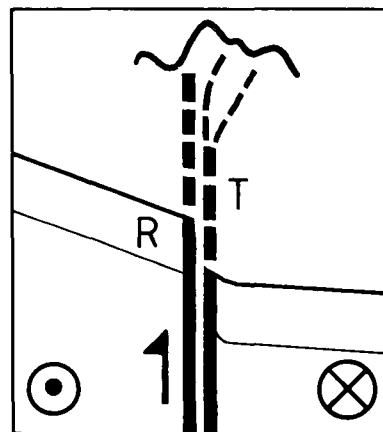
3. Schlußfolgerungen

3.1. Zeitliche und räumliche Entwicklung der Defereggan-Antholz-Vals-Linie

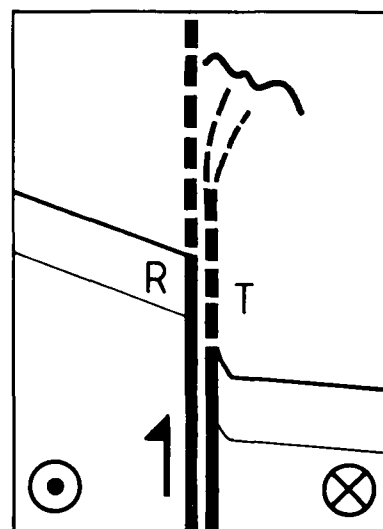
Die im Ostteil der DAV angetroffenen Mikro- und Makro-Gefüge erlauben eine Deutung dieser Störung als sinistrale Blattverschiebung. Auffällig ist eine Gefügeentwicklung entlang der Linie von W nach E. Im W beobachtet man durch Warmdeformation ($T > 300^{\circ}\text{C}$) erzeugte Quarzgefüge in den Myoniten. Weiter im E wurden die Mylonite kataklastisch aufgearbeitet; eine Ka-



a)



b)



c)

R Rieserferner-Tonalit
T Trias

Abb. 5. Schematische Darstellung des zeitlichen Ablaufs der Bewegung an der DAV.

Der links gelegene Block bewegt sich aus der Bildebene auf den Betrachter zu.

a) Anfangszustand vor etwa 28 Ma.

b) Blattverschiebungs-Duplex und Faltung.

c) Ende der Störungsbewegung.

Weitere Erläuterung im Text.

taklasit-Zone ist im Südteil der Linie vorhanden. Im E schließlich dominieren die Kataklastite. Pseudotachylite, ein Blattverschiebungs-Duplex und Großfaltenbau begleiten die sich zur Aufschiebung entwickelnde Linie. Alle für Blattverschiebungen in tiefen und hohen Krustenstockwerken charakteristischen Gefüge sind von W nach E entlang der DAV zu finden. Nach E hin sind zunehmend krustenhöhere, hangendere und kälter deformierte Bereiche der Störung aufgeschlossen.

Da Störungen meist im tieferen Krustenstockwerk ansetzen und sich dann ins Hangende fortsetzen, ist zugleich ein zeitlicher Ablauf der Gefügeentwicklung vorgegeben. Die schematische Abb. 5a–c zeigt die räumliche und zeitliche Entwicklung der Störung im Altkristallin:

- Der duktile warmdeformierte Bereich der Störung liegt unterhalb der noch ungestörten jungalpidischen 300°-Isotherme, der spröde kalte Bereich verläuft darüber.
- Die sinistrale Verschiebung der Blöcke beginnt; mit zunehmendem Versatz wird der Nordblock relativ angehoben, und die Isotherme verschleppt. Im spröden Bereich entsteht ein kompressiver Blattverschiebungs-Duplex, der in hangenden Großfaltenbau übergeht. Bei fortschreitender sinistraler Verschiebung und relativer Anhebung gerät der über 300°C temperierte Bereich des Nordblocks entlang der Linie direkt neben den kalten Südblock. Da die Bewegung weitergeht, werden die Mylonite an der kalten Seite der Störung kataklasiert. Entsprechende Gefüge ließen sich im Profil nördlich des Staller Sattels beobachten (Kap. 2.1.).
- Die Falten im Hangenden können den weitergehenden sinistralen Versatz und die Anhebung nach Überschreiten ihrer maximal möglichen Verformung nicht mehr aufnehmen und werden von der Hauptstörung abgeschnitten. Gegen Ende der Bewegung biegt die Hauptstörung schließlich in die durch die etwas ältere Großfaltung vorgegebene NW–SE-Richtung ein und wird final zur NE-gerichteten Aufschiebung umgebildet.

Der horizontale Versatz entlang der Linie kann anhand der Marmor- und Amphibolit-führenden Biotit-Gneis-Serie abgeschätzt werden. Zwischen dem Vorkommen dieser Serie unmittelbar nördlich der DAV am Staller Sattel und dem Auftauchen der Biotit-Gneise im Michelbach-Tal südlich der DAV liegen 30 km (Abb. 2). Dieser Betrag stimmt gut mit der Abschätzung von KLEINSCHRODT (1987, S. 53) überein. Aus Verschiebungsweite und maximaler Bewegungsdauer (7 Mio. Jahre) errechnet sich eine minimale Bewegungsgeschwindigkeit von 0,4 cm/a.

Wegen des Umbiegens der jungalpidischen Faltenachsen aus der W–E-Richtung im Nordblock in eine NW–SE-Richtung im Störungsbereich kann auf eine insgesamt transpressive Deformation (SANDERSON & MARCHINI, 1984) geschlossen werden. Ursache der Seitenverschiebung an der DAV war eine NE–SW-gerichtete Hauptspannung. Zu diesem Ergebnis kam auch KLEINSCHRODT (1987). In Abb. 6 ist die Lage der Blöcke beiderseits der DAV unmittelbar nach Ende der Bewegung vereinfacht skizziert. Auf die Störungsbewegung folgte vor etwa 21 Ma die jüngere Hebung. Wesentlich stärkere Heraushebung des Ostalpins und Penninikums im W (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985) führte zu dem

dort heute vorliegenden Anschnitt tieferer Teile der DAV.

3.2. Postdeformativer Temperatúrausgleich

Nach Abschluß der Bewegung wäre ein Temperatúrausgleich zwischen den unterschiedlich temperierten Blöcken zu erwarten. Die kalt verformten Quarze in Kataklastiten der südlichen DAV zeigen jedoch keine Anzeichen statischer Temperung durch Wärmezufuhr nach der Deformation. Somit dürfte sich der Effekt eines postdeformativen Wärmeausgleichs auf Temperaturen unter 300°C beschränkt haben und damit eher als gering einzuschätzen sein. Es ist deshalb fraglich, ob die beobachtete beginnende grünschieferfazielle Metamorphose in den Trias-Vorkommen unmittelbar südlich der DAV mit einer Aufheizung der Karbonate durch den warmen Nordblock erklärt werden kann (HAMMERSCHMIDT, 1982). In der Permotrias von Kalkstein, die weitab vom Nordblock inmitten des Südblocks liegt (Abb. 2), zeigen 2M1-Serizite ebenfalls beginnende Grünschieferfazies an (NIEDERMAYR et al., 1984; GUHL & TROLL, 1987). Die leichte Aufheizung der Trias-Vorkommen war daher wahrscheinlich die Folge einer schwachen alpidischen Metamorphose des Südblocks mit Temperaturen noch unter 300°C. Erklären läßt sich der geringe bzw. fehlende Temperatúrausgleich zwischen den Blöcken durch rasche Krustenhebung und damit schnellem Absinken der Isothermen nach der Verschiebung.

3.3. Beziehungen zwischen Deferegggen-Antholz-Vals-Linie und Periadriatischem Lineament

Die auf dextrale NW–SE-gerichtete Transpression zurückgehenden Gefüge im Südblock (Kap. 2.6.) entstanden wahrscheinlich im Zusammenhang mit der dextral verschiebenden Puster-Linie (PL). Diese Linie ist eine Teilstörung des Periadriatischen Lineaments, welches die Ostalpen von den Südalpen der Adriatischen Platte trennt. Durch Rotation der Adriatischen Platte gegen den Uhrzeigersinn (SOFFEL, 1975) verur-

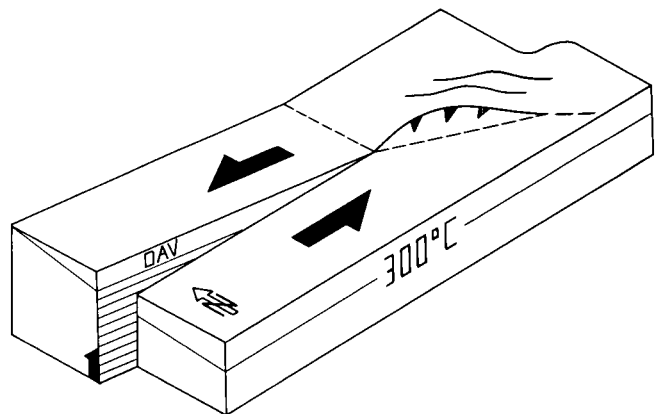


Abb. 6. Endzustand des Krustenblocks nach Ende der Bewegung an der DAV und vor Beginn der jungen Hebung. Schematisch und nicht maßstäblich. Lage der 300°-Isotherme. Im E Verfaltung und Aufschiebung des Südblocks nach NE bis E. Falten im Hangenden der Aufschiebung und jungalpidische W–E-streichende Falten im Nordblock sind weggelassen.

sachte dextrale Bewegung an dem Lineament (SCHMIDT, ZINGG & HANDY, 1987) ist jünger als die Tonalit-Intrusionen im Paläozän und Oligozän (VON GOSEN, 1989).

Die DAV ist Teil eines Systems gleichfalls jungalpider (oligozäner) sinistraler Verschiebungen in den Ostalpen (NEUBAUER, 1988). Eine Deutung der DAV als antithetische Riedel-Störung im großen dextralen Blattverschiebungs-System des Periadriatischen Lineaments ist jedoch nicht möglich, da ja NE-SW-gerichtete Hauptspannung die sinistrale Bewegung an der DAV ermöglichte. Somit müssen die unterschiedlich gerichteten Bewegungen an DAV und PL im Oligozän zeitlich nacheinander erfolgt sein.

Auffällig ist das Ansetzen der DAV an der am weitesten nach N vorgeschobenen Spitze der Adriatischen Platte. Ein Vorschub der Platte nach N bis NE verursachte im Oligozän einen frühzeitigen sinistralen Versatz des Periadriatischen Lineaments an der Judicarien-Linie (JL) (DOGLIONI & BOSSELINI, 1987). Ebenfalls frühzeitige sinistrale Bewegung an der Pejo-Linie war damit verbunden (ZARSKE, 1989, S. 101). Die Kinematik an der DAV steht also wahrscheinlich in einem Zusam-

menhang mit diesem (womöglich kurzzeitigen) N- bis NE-gerichteten Vorschub der Adriatischen Platte (KLEINSCHRODT, 1987; ZARSKE, 1989) und dem dadurch im angrenzenden Ostalpin verursachten sinistralen Transpressions-Regime mit NE-SW-gerichteter Hauptspannung.

Nach diesem Vorschub der Adriatischen Platte setzte dann (wieder) dextrale Bewegung entlang des Periadriatischen Lineaments ein und erzeugte die Gefüge im Südblock. Unterstützt wird diese Deutung einer zeitlichen Auflösung der Bewegungen durch die Richtungen von Gängen des Rieserferner-Tonalits. Prä-intrusive Gänge streichen NE-SW (sinistrale Transpression); post-intrusive Gänge dagegen verlaufen NW-SE (dextrale Transpression).

Dank

Durchsicht und Korrektur des Manuskripts übernahmen Dr. W. v. GOSEN und Prof. Dr. G. NOLLAU, Erlangen. Wertvolle Hinweise gab Prof. Dr. G. TROLL, München. Die Niederschrift der Arbeit ermöglichte ein Stipendium des Postdoktoranden-Programms der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Tafel 1

- Fig. 1: Scherbahn (S) mit Quarz und Biotit in warm deformierter Tonalit-Apophyse.
Zerbrochener Plagioklas (Plg) und geknickter Biotit (Bt) liegen am Rande der Scherbahn.
- Fig. 2: Kataklasit-Band (K) in Quarzit-Gneis der südlichen DAV.
Beginnende kataklastische Auflösung des Gneis-Kornverbandes.
- Fig. 3: Fortgeschrittene Kataklastose in einem inhomogenen Kataklasit aus dem Südteil der DAV.
Große Klaster mit Gneis-Gefüge (Sgn) lösen sich aus dem Gesteinsverband und werden von grob- bis feinkörniger Kataklastit-Matrix umgeben.
- Fig. 4: Homogener Kataklastit mit Klaster aus Mylonit (Myl), Quarz (Qu) und Pyrit (P).
- Fig. 5: Kontakt eines Pseudotachylit-Ganges (Pt) zu foliiertem Nebengestein (Sgn).
Das Nebengestein ist randlich inhomogen kataklastisiert (K).

Literatur

- BIANCHI, A.: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10/5**, 243 S., Padua 1934.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. Ital., **12**, 549–571, Rom 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **32**, 17 S., Padua 1978a.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the periadriatic Rensen massiv (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 267–272, Stuttgart 1978b.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the Vedrette de Ries (Rieserferner) massiv and its geodynamic significance. – Geol. Rdsch., **68**, 41–60, Stuttgart 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina Valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). – N. Jb. Min. Mh., **1980**, 501–514, Stuttgart 1980.
- BOUCHEZ, J. L. & PECHER, A.: The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. – Tectonophysics, **78**, 23–50, Amsterdam 1981.
- DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull' Alto Adige e regione limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**, 238 S., Padua 1934.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.): Lectures in Isotope Geology, 329 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- DOGLIONI, C. & BOSELLINI, A.: Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – Geol. Rdsch., **76**, 735–754, Stuttgart 1987.
- GOSEN, W. v.: Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – Geol. Mag., **126**, 55–71, Cambridge 1989.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 197–216, Wien 1985.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 37–60, Wien 1987.
- HAAS, R.: Die Schling-Linie: Eine wichtige Deckengrenze innerhalb des Zentralostalpins westlich des Tauernfensters mit WNW-gerichtetem Schub der Ötztal-Decke. – Symposium Strukturgeologie, Kristallineologie, Tektonik, 10. – 12. 4. 1986, Kurzfassungen, S. 55, Tübingen (Attempto) 1986.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **34**, 273–300, Padua 1981.
- HAMMERSCHMIDT, K.: K/Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age Resolution from Illites of the Trias of Mauls; Mesozoic Cover of the Austroalpine Basement, Eastern Alps (South Tyrol). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **62**, 113–133, Zürich 1982.
- HEITZMANN, P.: Kakirite, Katakasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – Eclogae geol. Helvet., **78**, 273–286, Basel 1985.
- HIGGINS, M. W.: Cataclastic Rocks. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **687**, 97 S., Washington D. C. 1971.
- HÖCK, V.: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 119–127, Wien 1980.
- HOFMANN, K.-H., KLEINSCHRODT, R., LIPPERT, R., MAGER, D. & STÖCKHERT, B.: Geologische Karte des Altkristallins südlich des Tauernfensters zwischen Pfunderer Tal und Tauferer Tal (Südtirol). – Der Schlern, **57**, 572–590, Bozen 1983.
- JÄGER, E.: The Rb-Sr method. – In: JÄGER & HUNZIKER, J. C. (Eds.): Lectures in Isotope Geology, 329 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- KEMP, A. E. S., OLIVER, G. H. J. & BALDWIN, J. R.: Low grade metamorphism and accretion tectonics: Southern Uplands terrain, Scotland. – Mineral. Mag., **49**, 335–344, London 1985.
- KLEBELSBERG, R., v.: Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger) 1935.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – Erlanger geol. Abh., **114**, 1–82, Erlangen 1987.
- LISTER, G. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – J. Struct. Geol., **2**, 335–370, Oxford 1980.
- LUNZER, H.: Bericht (1984) über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 310–312, Wien 1985.
- MADDOCK, R. H.: Melt origin of fault-generated pseudotachylite demonstrated by textures. – Geology, **11**, 105–108, Boulder 1983.
- MAGER, D.: Geologische und petrographische Untersuchungen am Südrand des Rieserferner-Plutons (Südtirol) unter Berücksichtigung des Intrusionsmechanismus, – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 182 S., Erlangen 1985.
- MOODY, J. D. & HILL, M. J.: Wrench fault tectonics. – Bull. Geol. Soc. Amer., **67**, 1207–1246, Boulder 1956.
- MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, Eastern Alps. – Lithos, **7**, 101–111, Oslo 1974.
- NAYLOR, M. A., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. H. K.: Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. – J. Struct. Geol., **8**, 737–752, Oxford 1986.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien 1988.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). – Geol. Rdsch., **73**, 202–221, Stuttgart 1984.
- PROCHASKA, W.: Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 161–171, Wien 1981.
- PURDY, J. & JÄGER, E.: K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 32 S., Padua 1976.
- SANDER, B.: Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, foglio Bressanone 1: 100.000. – Uff. Idrograf. Mag. Sez. Geol., **56**, Padua 1925.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixener und Meraner Gebietes. – Schlernschriften, **16**, 111 S., Innsbruck 1929.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D.: Transpression. – J. Struct. Geol., **6**, 449–458, Oxford 1984.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mau-

- then. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–435, Stuttgart 1974.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 115–149, Wien 1936.
- SCHMIDT, S., ZINGG, A. & HANDY, M.: The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – Tectonophysics, **135**, 47–66, Amsterdam 1987.
- SCHOLZ, C. H.: The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – Geol. Rdsch., **77**, 319–328, Stuttgart 1988.
- SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 397–406, Zürich 1988.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. – Cbl. f. Min. Geol. Paläont. Abt. B. Abh., **1932**, 481–490, Stuttgart 1932.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 502–511, Hannover 1965.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Geologische Karte 1 : 25.000 der westlichen Deferegger Alpen, Osttirol. – Wien (Hrsg. Geol. B.-A.) 1972.
- SOFFEL, H.: The paleomagnetism of age dated Tertiary Volcanites of the Monte Lessini (Northern Italy) and its implication to the rotation of Northern Italy. – J. Geophys., **41**, 385–400, Berlin 1975.
- SOFFEL, H.: Review of paleomagnetic data from Italy and adjacent areas. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. **38**, 23–29, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- STEININGER, H.: Bericht (1984) über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 312–313, Wien 1985.
- STÖCKHERT, B.: Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 232 S., Erlangen 1982.
- STÖCKHERT, B.: K-Ar determinations on muscovites and phenogites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). – N. Jb. Min. Abh., **150**, 103–120, Stuttgart 1984.
- STÖCKHERT, B.: Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**, 618–642, Stuttgart 1985.
- SWANSON, M. T.: Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. – J. Struct. Geol., **10**, 813–828, Oxford 1988.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F., BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65**, 483–511, Stuttgart 1976.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 641–647, Zürich 1976.
- WEBER, K.: Notes on determination of illite crystallinity. – N. Jb. Min. Mh., **1972**, Stuttgart 1972.
- WENK, H. R.: Are pseudotachylites products of fracture or fusion? – Geology, **6**, 507–511, Boulder 1978.
- WHITE, S. H.: Fault rocks of the Moine Thrust Zone: a guide to their nomenclature. – Textures and Microstructures, **4**, 211–221, New York 1982.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – J. Struct. Geol., **2**, 175–187, Oxford 1980.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R.: Basic wrench tectonics. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**, 75–96, Tulsa 1973.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M.: Strike-slip duplexes. – J. Struct. Geol., **8**, 725–735, Oxford 1986.
- ZARSKE, G.: Kartierung, Strukturgeologie und Petrographie im Altkristallin zwischen Erlsbach und Oberseitsee in den nord-westlichen Deferegger Alpen, Osttirol. – Dipl.-Arb. Inst. f. Geol. u. Paläont. der Techn. Univ. Clausthal, 178 S., Clausthal 1985.
- ZARSKE, G.: Gefügekundliche und kristallogeochemische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **38**, 142 S., Göttingen 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. März 1989.

Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins

Von HANNS SYLVESTER*)

Mit 5 Abbildungen, 4 Tabellen und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 102, 105, 183, 186, 204, 205

Ostalpin
Perm
Trias
Sedimentologie
Sedimentpetrographie
Tektonik

Inhalt

Zusammenfassung	791
Abstract	791
1. Einleitung	792
1.1. Geologischer Rahmen und Bedeutung der Perm/Skyth-Vorkommen	792
1.2. Probleme der stratigraphischen Gliederung im Perm/Skyth	796
1.3. Auswahl der Profile	797
1.4. Untersuchungsmethode	798
1.5. Lithostratigraphische Gliederung	798
2. Interpretation und Korrelation der Profile	803
2.1. Werchzirm-Formation	803
2.1.1. Untere Sedimentitgeröll-Abfolge	803
2.1.2. Obere Sedimentitgeröll-Abfolge	803
2.1.3. Tuffit-Abfolge	805
2.2. Gröden-Formation	805
2.2.1. Untere Porphyrgeröll-Abfolge	805
2.2.2. Obere Porphyrgeröll-Abfolge	805
2.3. Alpine Buntsandstein-Formation	806
2.3.1. Quarzgeröll- und Grobquarzit-Abfolge	806
2.3.2. Sandstein- und Feinquarzit-Abfolge	806
2.4. Werfen-Formation	807
2.5. Korrelation mit dem Pfannock- und dem Ochsenstand-Profil	807
3. Modell des Sedimentationsablaufes	807
4. Schlußfolgerungen	812
Literatur	820

Zusammenfassung

In ostalpinen Perm/Skyth-Siliziklastika werden die im Korngrößenverlauf über die Profilstrecken festgehaltenen Schüttungsenergie-Variationen mit dem Klastenspektrum korreliert und Schüttungsintervalle abgegrenzt. Diese entsprechen lithostratigraphischen Formationen bzw. ihren untergeordneten Abfolgen.

Im Perm erfolgt die Steuerung der terrestrischen Sedimentation weitgehend allozyklisch, vermutlich durch bruchtektonische Verstellung zwischen Becken und Liefergebiet. Erst in der höheren Folge gewinnen Meeresspiegelschwankungen an Einfluß.

Die Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten von Profilen aus der ober-, mittel- und unterostalpinen Decke zeigt unterschiedliche Sedimentationsentwicklungen in einem oberostalpinen und einem zentralalpinen Becken an.

Das oberostalpine und das zentralalpine Becken werden vom frühen Perm bis in das Anis durch eine kristalline Hoch-

zone voneinander getrennt. An der Südflanke dieser Hochzone befindet sich das oberostalpine Pfannock-Profil. Das mittelostalpine Ochsenstand-Profil weist enge Bezüge zum nördlich gelegenen, zentralalpinen Sedimentationsraum auf. Die unterschiedliche Ausbildung der beiden, die kristalline Hochzone flankierenden Profile bedingt eine primär größere Distanz zwischen den Profilen, in der das kristalline Liefergebiet des Ochsenstand-Profiles zu vermuten ist. Es ist ein tektonischer Transport des Pfannock-Profiles über die Breite des kristallinen Hinterlands des Ochsenstand-Profiles hinweg anzunehmen.

Abstract

In the siliciclastic Permian/Skythian of the Eastern Alps the variation of the sediment-input-energy as inferred from the grain-size curve is correlated with the clast-spectrum. This allows a discrimination of input intervals, which are classified as formations and members.

In Permian the allocyclic sedimentation is controlled by faulting tectonism between basin and source rocks. Later increase the effects of sea-level changes.

The correlation of profiles from the Upper, Middle and Lower East-Alpine nappes shows a divergent development of sedimentation in an Upper East-Alpine and a Central East-Alpine basin.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANNS SYLVESTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Westfälische Wilhelms-Universität, Corrensstraße 24, D-4400 Münster; z.Zt. Departamento Ingeniero de Minas, Universidad de Atacama, Casilla 240, Copiacó, Chile.

From early Permian up to Anisian both basins are separated by a crystalline upland. On its southern flank the Upper-Alpine Pfannock-profile is located. On the northern flank the middle-Alpine Ochsenstand-profile shows close connection to the Central East-Alpine basin. The crystalline source rocks of the Ochsenstand-profile are supposed to be in the distance between Pfannock- and Ochsenstand-profile. A tectonic transport of the Pfannock-profile into its today position over the middlealpine Ochsenstand-profile is to presume.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt in kurzgefaßter Form die Ergebnisse einer Dissertation vor, die im Rahmen des DFG-Projekts Th 126/14-1 bis -3 unter der Leitung von Prof. Dr. F. THIEDIG durchgeführt worden ist. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei hier für die gewährte Sachmittelbeihilfe gedankt.

1.1. Geologischer Rahmen und Bedeutung der Perm/Skyth-Vorkommen

Für die Tektogenese der im Ostalpin übereinander gestapelten Einheiten von metamorphem altpaläozoischem Grundgebirge mit permomesozoischem Deckgebirge liegen unterschiedliche Deutungsmodelle vor (u. a. TOLLMANN, 1959 bis 1987; CLAR, 1965; FRANK, 1983, 1987).

Nach TOLLMANN (1959 und folgende) gliedert sich das Ostalpin in die tektonischen Einheiten des Unter-, Mittel- und Oberostalpins (vgl. Abb. 1), die zugleich auch Unterschiede in der faziellen Ausbildung ihrer Permomesozoikums-Bedeckung aufweisen. Diese Faziesunterschiede führen zu paläogeographischen Anordnun-

gen, die einen nordgerichteten Deckenfernschub zur heutigen Position bedingen.

Das geringmächtige unterostalpine Permomesozoikum wurde auf einem schwach metamorphen Grundgebirge abgelagert. Von Süden her überschoben, befindet sich darauf das höher metamorphe Kristallin des Mittelostalpins mit seiner ebenfalls geringmächtigen permomesozoischen Bedeckung. Beide Deckschichtvorkommen weisen nach TOLLMANN typisch zentralalpine Fazies mit Alpinem Verrucano, Semmering-Quarzit und Alpinem Röt auf (vgl. Tab. 1).

Die faziell abweichenden oberostalpinen Deckschichten stammen samt ihrem nicht bis schwach metamorphen Grundgebirge weiter aus dem Süden, aus der Nähe des heutigen Periadriatischen Lineaments. Die Nördlichen Kalkalpen sind im Zuge dieses Deckenschubs aus dem nordoberostalpinen Sedimentationsraum über die heutige Aufdomung des Tauernkristallins und dessen Deckschichten hinweg verfrachtet worden, wobei die kalkalpine Einheit noch der Grauwackenzone vorausenteilt. Die Mittelkärntner Anteile, repräsentiert durch die Gurktaler Decke, entstammen dem Zentraloberostalpin, während der Drauzug mit seiner südoberostalpinen Ausbildung zum Südalpin vermittelt. Für die oberostalpine (?Karbono-) Permomesozoikumsabfolge ist nach TOLLMANN (1959 und folgende) unter anderem eine größere Mächtigkeit und das Vorkommen von Werfner Schichten über dem Permoskythsandstein (bzw. Alpinem Buntsandstein und Grödener/Griffener Schichten) und den Unterrotliegend-Basisschichten typisch (vgl. Tab. 3, 4).

Nach TOLLMANN (1959 und folgende) stellen die dekenspezifisch unterschiedlich ausgebildeten Permtriassschichten wichtige Deckenscheider zwischen den Decken und ihren Teildecken dar. Wo diese tektonischen Leitgesteine fehlen, übernehmen nach TOLLMANN Diaphthoresozonen die Markierung der Bewegungsbahnen.

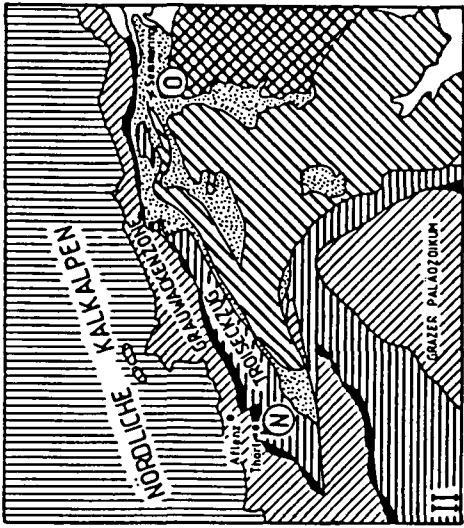
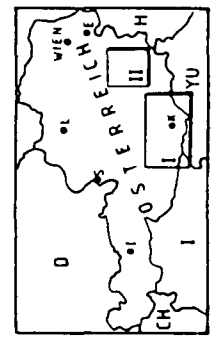
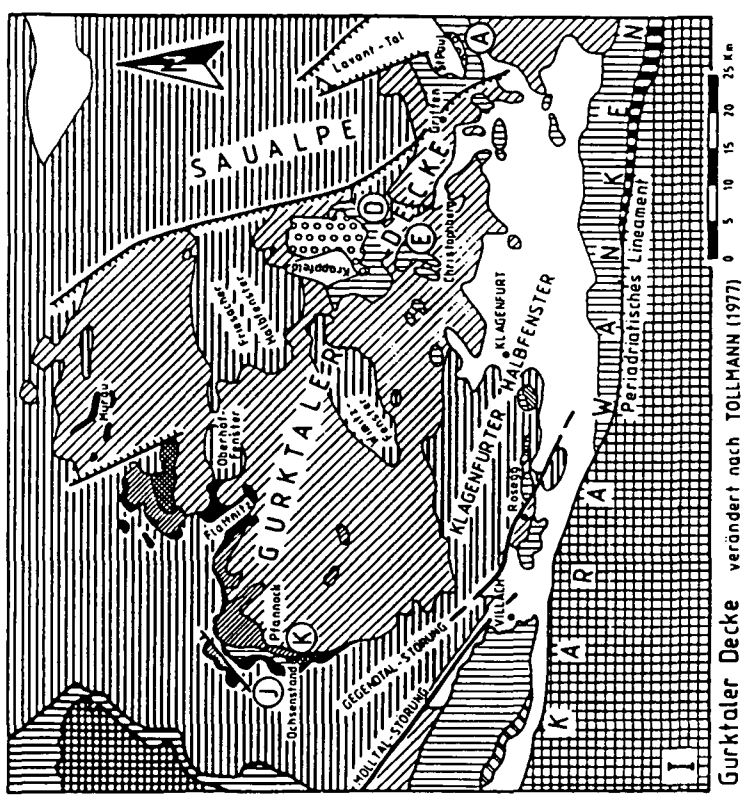
Tabelle 1.

Zentralalpine Perm/Skyth-Schichtfolgen im unterostalpinen Semmering-Profil und im mittelostalpinen Thörl-Aflenz-Profil.

	Schichtenfolge der Semmeringserie nach TOLLMANN (1977)		Die Schichtenfolge des Thörl Zuges b. Thörl/Aflenz nach TOLLMANN (1977)	
A N I S	500m	Mitteltriasdolomit	25m	Schwarzgrauer Anisdolomit
	200m	Bänderkalk m. <i>Encrinus liliiformis</i> (LAM.), <i>Dadocrinus gracilis</i> (Buch)	20m	Bänderkalk m. <i>Encrinus liliiformis</i> (LAM.), <i>Dadocrinus gracilis</i> (BUCH), <i>Entrochus silesiacus</i> BEYR.
	10m	Gutensteiner Basisserie		
	100m	Reichenhaller Rauhwacke	60m	Reichenhaller Rauhwacke
S K Y T H	10m	Alpiner Rötschiefer	25m	Alpiner Röt: Graue tonige Schiefer des Oberskyth
	200m	Semmeringquarzit mit Quarzkonglomeratlagen	100m	Semmeringquarzit und -arkose
P E R M	150m	Alpiner Verrucano: Phengit-, Serizit- und Arkoseschiefer, Brekzien, Porphyroide, Meta-Andesite	mäßig mächtig: Alpiner Verrucano entspricht den Serizitschiefern u. Konglomeraten der Rannach-Tattermann-Serie	
	Kristallin der Kernserie		Troiseck-Kristallin	

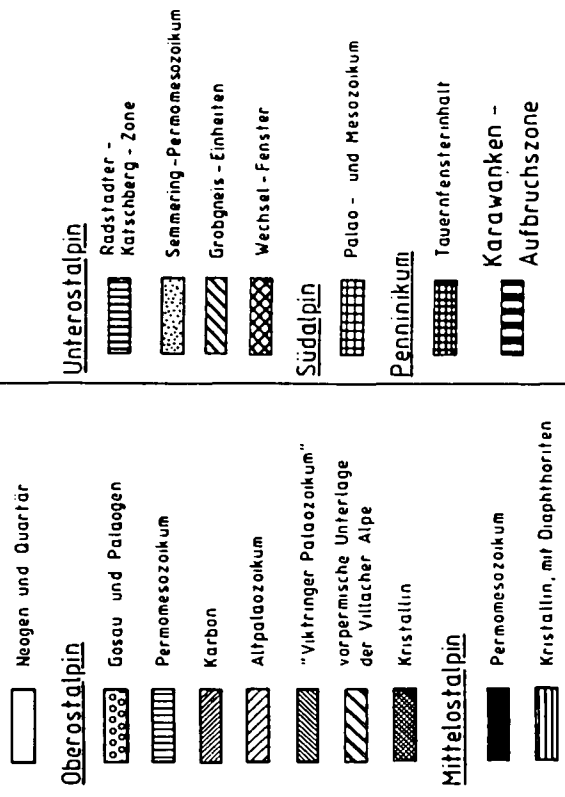
Lage der untersuchten Profile

- (A) St. Pauler Berge
- (D) Krappfeld
- (J) Ochsenstand
- (K) Pfannock
- (N) Thorl/Aflenz
- (O) Semmering
- (E) Zusatzprofil Christophberg



Semmering - Wechselsystem
verändert nach TOLLMANN (1977)

Abb. 1.
Lageskizzen der untersuchten Profile.
I Im Bereich der Gurktaler Decke.
II Im Semmering-Wechsel-System.



FRANK (1983) kommt durch Messungen von Abkühlungsaltern in den metamorphen Serien des Ostalpins und durch Abschätzungen der Mächtigkeit überlagernder Gesteinsserien zu einer neuen Deutung des ostalpinen Serienstapels. In Anlehnung an Vorstellungen von CLAR (1965) entwickelt er ein Modell, das weitreichende tektonische Transporte durch Deckenbewegung ausschließt. Nach diesem Modell hat das oberostalpine Altpaläozoikum schon primär auf dem von TOLLMANN (1959 und folgende) als Mittelostalpin eingestuftem Kristallin gelegen und ist alpidisch nur untergeordnet be-

wegt worden. Bedeutendere Bewegung stellt nach diesem Modell die südgerichtete Subduktion des Penninikums unter das ostalpine Kristallin dar. Dabei ist ein Teil der Unterlage der Nördlichen Kalkalpen, der Nordrand des ostalpinen Kristallins, subduziert worden. Die Nördlichen Kalkalpen haben nur eine geringe Bewegung von knapp südlich der Linie der Thörl-Rannachserie bis zur heutigen Position durchgeführt. Die Permomesozoikumsvorkommen im Serienstapel werden demnach als eingeschuppte Späne gedeutet.

Tabelle 2.

Lithostratigraphische Gliederung an den Perm/Trias-Vorkommen des Stangalm-Mesozoikums s.l..

	Pfannock-Profil TOLLMANN (1975)	Ochsenstand-Profil TOLLMANN (1977)	Pfannock-Profil FRANK (1983) m. Zitat (LIEGLER, 1973)	Ochsenstand-Profil LIEGLER (1973)
	a n i s i s c h e r D o l o m i t o h n e S i l i z i k l a s t i k a			
A N I S ?	Anis-Dolomit sandig "Pfannock- Schichten"	10m Reichenhaller Rauhacke	dunkle Dolomit- schiefer m. Quarz und Glimmer; Sdstbänke; Ser-sfr	x Aufschlußlücke x Dolomit m. Schiefer m. Quarz u. Glimmer Sdstbänke; Ser-sfr
S K Y T H ?	skythische Werfener Schicht.	geringmächtiger Alpiner Röt	Permoskythsdst. mit Konglomeraten Sandsteinen Schiefern	Permoskythquarzit mit Quarzit und Konglomeraten
P E R M	Permoskythsdst. und Bockbrekzie	10m Semmering- Lantschfeld-Qzt. ?-----? geringmächtige Serizitquarzite		
	Pfannock-Gneis	Altkristallin	Pfannock-Gneis	diaphth. Gli-sfr.

	Pfannock-Profil KRAINER (1984)	Ochsenstand-Profil KRAINER (1984)	Pfannock-Profil SYLVESTER (1988)	Ochsenstand-Profil SYLVESTER (1988)
	a n i s i s c h e r D o l o m i t o h n e S i l i z i k l a s t i k a			
A N I S ?	"Pfannock- Schichten" sandiger Dolomit	-----?-----	"Pfannock- Schichten"	Karbonatische Abfolge mit Crinoiden
S K Y T H ?	skythischer Werfener Horizont	P E R M O S K Y T H H 12-13m sandige Dolomite	Ob. Metamorphit- geröll-Abfolge U. Metamorphit- geröll-Abfolge Porphy- detritus-Abf.	Karbonatische- Metamorphit- geröll-Abfolge Metamorphit- geröll-Abfolge
P E R M	Rotschichten (Bockbrekzie) 50m wenige m Basis- sandstein entspr Permoskythsdst.	M O S K Y T H sandige Quarzite Konglomerat- Quarzite		
	Pfannock-Gneis	Gneis	Pfannock-Gneis	Gneis u. Schiefer

In beiden Modellen nehmen die Permomesozoikum-Vorkommen am Nordwestrand der Gurktaler Alpen im Bereich der westlichen Stangalm (Stangalm-Mesozoikum s. l.) eine Schlüsselfunktion ein.

Durch STOWASSER (1956) wurde der Deckenbau in den Gurktaler Alpen erkannt und belegt. Im Stangalm-Mesozoikum s. l. wird von TOLLMANN (1975) zwischen zwei übereinander liegenden Permotrias-Vorkommen eine Deckengrenze gezogen. Das tektonisch tiefere Permotrias-Vorkommen vom Ochsenstand in Auflagerung auf Gneisen stellt nach TOLLMANN (1975) eine typisch mittelostalpine Schichtenfolge dar (Stangalm-Mesozoikum s. str.; Melitzenscholle) (vgl. Tab. 2). Eine Phyllonitzone, die Karlwandschuppe, trennt das Mittelostalpin vom überlagernden Oberostalpin, dessen Permomesozikum am Pfannock durch eine Spezialfaltung in inverser Lagerung vorliegt (Pfannock-Schuppe).

Mit sandigen Anisschichten über Permoskythsandstein zeigt das Pfannock-Profil nach TOLLMANN (1977) deutliche Anklänge an die licische, d. h. an die süd-ostalpine Fazies wie im Drauzug (vgl. Tab. 2). Diese Anordnung setzt einen Deckenferntransport von Süden her für das Pfannock-Permomesozoikum voraus. Dem prädeckentektonisch größeren Zwischenraum zwischen dem Ochsenstand und dem Pfannock-Profil entstammen nach diesem Modell die Nördlichen Kalkalpen und Mittelkärntner Permotriavorkommen.

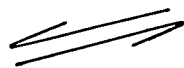
BECHSTÄDT (1978) weist darauf hin, daß die sandige Ausbildung der Anisschichten lediglich als ein Hinweis auf relative Küstennähe gewertet werden darf. Der Schluß von TOLLMANN (1975), daß es sich bei den verschiedenen Vorkommen sandiger Anisschichten um dieselbe Küstenlinie handelt, kann nach BECHSTÄDT (1978) nicht daraus gezogen werden.

FRANK (1983) akzeptiert die Anbindung des Pfannock-Profiles aufgrund seiner sandigen Anis-Karbonatschichten an den Drauzug. Er verknüpft aber unter Bezug auf LIEGLER (1973) auch noch das Ochsenstand-Profil eng mit diesen beiden (vgl. Tab. 2). Nach LIEGLER (1973) werden beide Profile im Bereich der Stangalm von sandigen Anis-Karbonatschichten über Permoskythsandstein aufgebaut. Von LIEGLER (1973) beobachtete Unterschiede sind nach FRANK (1983) allein auf die Plättung der im Klastenbestand identischen Serien zurückzuführen. Die Identität der Profile belegt nach FRANK (1983) eine Sedimentation in enger Nachbarschaft und widerlegt somit die Annahme einer dazwischenliegenden tektonischen Fuge.

Eine neuere Bearbeitung der beiden genannten Profile liefert KRAINER (1984) (vgl. Tab. 2). Das Pfannock-Profil wird demzufolge in den dem Mittelkärntner Permoskythsandstein vergleichbaren Basissandstein, die Rotschichten, den Werfener Horizont und die sandig-karbonatischen Pfannock-Schichten des Anis geglie-

Tabelle 3.

Abgrenzung des Permoskyth-Sandsteins in den Perm/Skyth-Vorkommen des Oberostalpins.

	Christophberg RIEHL-HERWIRSCH (1965)	St. Pauler Berge THIEDIG et al. (1975)	Krappfeld WOLTER et al. (1982)
S K Y T H	Werfener Schichten (Oberskyth)	Werfener Schichten (Oberskyth) Crinoiden Ammoniten	Werfener Schichten mit Crinoiden (Oberskyth)
Z E C H S T	Permoskythsandstein (rote Quarzsandsteine) bis 300 m mächtig	Permoskyth-Sandstein	Permoskyth-Sandstein (Oberperm-Skyth)
R O T L I E G E N D	tiefrote Serie = Freudenberg-Schichten oben: Tuffe-Tuffite Fanglom. u. Schiefertone basal: Basistuff	Tuffe Rotliegend-Ton- und -Sandsteine	Tufflage Unterrotliegend- Fanglomerate bis Tonsteine
K A R B	Graue Oberkarbon- Sandsteine transgressiv auf	Ton-Sandstein des Oberkarbon transgressiv auf	
G G	Magdalensbergserie (Silur)	Magdalensbergserie (Ordovizium-Devon, to Ila)	Magdalensbergserie (Ordovizium-Devon, to Ila)

dert. Im Ochsenstand-Profil behält KRAINER (1984) die Bezeichnung Permoskythsandstein für die basalen Schichten bei. Über die Betrachtung des Klasteninhalts und eine Abschätzung möglicher Liefergebiete kommt KRAINER (1984) zu einer Bestätigung der Vorstellungen von FRANK (1983).

TOLLMANN (1986a) weist nochmals auf bestehende Probleme bei den Permomesozoikumsvorkommen in der Stangalm s. l. hin. Die Phyllonitzone der Karlwand-Schuppe stellt nach v. GÖSEN et al. (1985) das verschleifte und ausgedünnte Altpaläozoikum der unteren Decke (Murauer Decke) der Gurktaler Decke dar. Demnach liegt die Pfannock-Schuppe als fremder Span zwischen dieser und der höheren Decke (Stolzalpen Decke) in einem alpidischen Bewegungshorizont. Nach diesen Ergebnissen und aufgrund der sedimentpetrographischen Daten von KRAINER (1984) revidiert TOLLMANN (1986a, 1987) seine Anknüpfungen. Im Sinne der Parallelisierung von FRANK (1983) verlegt er die paläogeographische Position des Pfannock-Profiles aus der Nähe des Drauzuges weit nach Norden an den Südrand des mittelostalpinen Kristallins.

Für FRANK (1987) sind die Arbeiten von KRAINER (1984) und FRIMMEL (1985) weitere Belege für die untergeordnete Bedeutung der Karlwand-Phyllonitzone und damit der primären Nähe der beiden Permotrias-Profile im Stangalm-Mesozoikum s. l.

Nach dem tektonischen Modell von FRANK (1987) ergeben sich für die hier vorgestellte Arbeit folgende neue Zuordnungen. Zum Unterostalpin gehören in diesem Modell von FRANK ebenso wie bei dem Modell nach TOLLMANN die Semmering-Einheit und die Umrahmung des Tauernfensters. Das Mittelostalpin des Modells von FRANK ist in der Verbreitung seiner Kristallin- und Permomesozoikumsanteile stark verringert. Dazu gehört der Troiseck-Flonig-Zug mit Kristallin und jüngerem Deckgebirge, von wo aus das Mittelostalpin nach Westen bis in die Seckauer Tauern verläuft. Das Altkristallin der Ostalpen wird in einen nordoberostalpinen Bereich mit ehemaliger Bedeckung durch die Nördlichen Kalkalpen und einen südoberostalpinen Bereich gegliedert. Dem südoberostalpinen Kristallin werden die Permomesozoika auf dem Rücken der Gurktaler Decke (St. Pauler Berge, Krappfeld usw.), die des Stangalm-Mesozoikums s. l. sowie Karawanken und Drauzug zugeordnet.

1.2. Probleme der stratigraphischen Gliederung im Perm/Skyth

Die Abfolge zwischen dem variskischen Grundgebirge und den triadischen Werfener Schichten wird erstmals von KAHLER & WOLSEGGGER (1934) im Klagenfurter Becken als Grödener Schichten bezeichnet.

BECK-MANNAGETTA (1953) führt nach Untersuchungen in den St. Pauler Bergen die Bezeichnung Griffener Schichten ein, die den Unterrotliegend- und Perm/Skyth-Abschnitt bis zur Liegendgrenze der Werfener Schichten umfaßt.

Eine weitergehende Untergliederung dieser weitgehend fossilere Serie liefert RIEHL-HERWIRSCH (1965, 1972) nach der Bearbeitung des Christophberg-Vorkommens (vgl. Tab. 3). Er stellt eine Abgrenzung von grauen Oberkarbonschichten, roten Freudenberg-Schichten des Rotliegenden, grobem Permoskythsand-

stein und Werfener Schichten des Skyth durch einen überregionalen Vergleich vor. Diese Gliederung wendeten bis in jüngere Zeit u. a. auch THIEDIG & CHAIR (1974) in den St. Pauler Bergen und WOLTER et al. (1982) in der Ebersteiner Permotrias an (vgl. Tab. 3).

Der Begriff des Permoskythsandsteins wird auch von MOSTLER (1972) bei der Gliederung der postvariskischen Sedimente im westlichen Drauzug verwendet, wo mit Palynomorphen aus zwei kleinen Flözen in einem Sandstein eine Datierung auf höheres Seis bis Campil möglich ist. MOSTLER (1972) unterteilt die Schichtenfolge in Unterrotliegendserie, Permoskythsandstein (Oberrotliegend, Teil des Seis), Sandstein mit palynomorphenführenden Flözen und abschließende, sandige Mergel mit Rauhackerlagen.

Eine neuere Untergliederung resultiert aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) im Perm und Skyth des westlichen Drauzugs (vgl. Tab. 4). Nach NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) sind in der hangenden Folge der fossilführenden Laaser Schichten (Unterrotliegendes) grobklastische Schichten des Oberrotliegenden durch eine Sedimentationsunterbrechung im Niveau der Bellerophon-schichten von skythischen Schichten zu trennen. Der Begriff des Permoskythsandsteins ist nach NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) aufgrund des Fehlens eines skythischen Anteils hinfällig, und es wird für diese grobklastische Einheit die Bezeichnung Grödner Schichten wieder eingeführt. Oberhalb der Sedimentationsunterbrechung leitet der palynologisch auf Seis datierte feinklastische Alpine Buntsandstein zu den Werfener Schichten über.

Die Beschreibungen des Perm/Skyth der Villacher Alpe durch COLINS & NACHTAMN (1974) und die Untersuchung des Verfassers in dem wahrscheinlich dem Oberostalpin zuzurechnenden Permotrias-Vorkommen von Rosegg (SYLVESTER, 1984; CLAASEN et al., 1987) ließen zu Beginn der hier vorliegenden Arbeit eine Anwendbarkeit der obengenannten Gliederung in den Mittelkärntner Vorkommen erwarten (vgl. Tab. 4).

Diese Annahme wurde durch die zwischenzeitlich erschienenen Arbeiten von KRAINER in den Abschnitten einiger Perm/Skyth-Profile Mittelkärntens (vgl. Tab. 4) bestätigt. KRAINER (1985) stellt eine Faziesinterpretation von Werfener Schichten und Alpinem Buntsandstein in den Profilen von St. Pauler Bergen und Ulrichsberg vor, in der allerdings nur der oberste Abschnitt des Alpinen Buntsandsteins erfaßt wird. In mehreren Profilen des Drauzugs und der Lienzer Dolomiten wird von KRAINER (1985, 1987a) der Alpine Buntsandstein des Skyth vom grobklastischen Perm abgetrennt. Die Unterschiede zwischen Alpinem Buntsandstein und liegenden, permischen Rotsedimenten begründet KRAINER (1987a) mit geänderten Diagenesebedingungen durch einen Klimaumschwung an der Wende Perm/Skyth. Dieser Sedimentationsumschwung macht eine Schichtlücke im Bellerophon-Niveau überflüssig. Deshalb wird der Begriff der Grödener Schichten sensu NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) von KRAINER (1987a: 65) durch den „provisorischen Oberbegriff »Oberperm«“ ersetzt. Der Alpine Buntsandstein ist nach KRAINER (1987a: 82) in zwei Megazyklen mit oben/fein-Trend (fining up sequences) zu gliedern, die durch die Regression des „Campil-Ereignisses“ getrennt sind. Den Beginn der Werfener Schichten markiert demnach die Transgression im Zuge des „Badia-Ereignisses“.

Tabelle 4.
Lithostratigraphische Untergliederung des oberostalpinen Perm/Skyths.

	Westlicher Drauzug NIEDERMAYR et al. (1982)	Faaker See - Rosegg SYLVESTER (1984)	Gurktaler Decke zus.-ge- stellt KRAINER (1985,1987)
S K Y T H	150m Werfener Schichten m.Sporen des Campil	100m Werfener Schichten (Oberskyth)	90m Werfener Schichten
	100m Alpiner Buntsandst. mit Sporen des Seis	70m Quarzit	Alpiner Bunt- sandstein
Z E C H S T	Schichtlücke im Zechstein	?Schichtlücke?	100m Griffener Schichten (Oberperm: ?Ob.Saxonien- Thuringien)
	350m Grödener Schichten (Oberrotliegend) mit "Baumstamm v. Laas"	150m Quarzgeröll- Konglomerat	Werchzirm-Schichten (Unterperm, ?Autunien)
R O T L I E G E N D	--Quarzporphyrvulkanismus-- 150m Laaser Schichten mit Pflanzenresten	110m Porphyrgeröll- Konglomerat	55m Vulkanite
	basaler, grauer Regolith	tektonischer Kontakt	100m Konglomerate bis Tonsiltsteine
K A R B O	? transgressiv auf	Altpaläozoikum der Gurktaler Decke	?Karbon als Unterrotlieg. eingestuft
	Gailtalkristallin		transgressiv auf Magdalensbergserie

Eine sedimentologische Analyse des Perms der Gurktaler Decke von KRAINER (1987b) umfaßt das Perm und basale Skyth der St. Pauler Berge, das basale Perm des Christophberges, das Werchzirmalm-Profil und frühere Bearbeitungen von Teilprofilen in Mittelkärnten (KRAINER, 1985). Dort führt KRAINER (1987b) für die Schichtenfolge des Oberperms den Begriff der Griffener Schichten wieder ein. Zur liegenden Einheit, die als Werchzirm-Schichten des Unterrotliegend (?Autun) bezeichnet wird, besteht nach KRAINER (1987b) eine größere Schichtlücke (Pfälzische Phase).

Aufgrund der Vielzahl unterschiedlicher Gliederungen der postvariskischen Siliziklastika und der verschiedenen Zuordnungen zu den tektonischen Großeinheiten soll diese Untersuchung zuerst eine über die verschiedenen Einheiten korrelierbare, lithostratigraphische Gliederung erbringen.

1.3. Auswahl der Profile

Für die dargelegten Fragen war es wichtig, die in einer Schlüsselposition befindlichen Profile im Stangalm-Mesozoikum s. l. aufzunehmen. Dort wurden die schon erwähnten Profile am Pfannock-Nordostgrat und am Ochsenstand untersucht (vgl. Abb. 1).

Zur Ermittlung der typischen oberostalpinen (?Karbon-)Perm/Skyth-Ausbildung konnte in den St. Pauler Bergen ein vollständiges und im Krappfeld ein nahezu vollständiges Profil vom variskischen Grundgebirge bis zur Rauhwacke aufgenommen werden (vgl. Abb. 1). Am Christophberg befindet sich ein zu Vergleichszwecken aufgenommenes Profil, in dem aber die Werfen-Formation durch tektonische Abscherung fehlt.

Für ein möglichst vollständiges Profil im Mittelostalpin wurde die Lokalität Thörl/Aflenz im Troiseckzug ausgewählt, weil diese Lokalität nach TOLLMANN (1977) und FRANK (1987) übereinstimmend dem Mittelostalpin zugeordnet wird (vgl. Abb. 1).

Dem unterostalpinen Ablagerungsraum werden nach beiden tektonischen Modellen wiederum übereinstimmend die Perm/Skyth-Schichten von Semmering zugeordnet. Da für die zentralalpine Fazies überwiegend der Begriff des Semmeringquarzits benutzt wird, kommt dem Vorkommen südlich des Semmering-Passes zudem die Funktion einer Typ-Lokalität zu. Des weiteren erfolgte im Semmeringsystem die Abgrenzung des Alpinen Röts (Skyth) durch KRISTAN & TOLLMANN (1957). Deshalb wurde der Bereich südlich des Sonwendsteins für die Aufnahme eines unterostalpinen Perm/Skyth-Profiles ausgewählt (vgl. Abb. 1). In dem Grenzbereich zwischen unterostalpinem Semmeringsystem

und unterostalpinem Wechselsystem ist nach Geländebefund des Verfassers die Zuordnung einzelner Schuppen zu einem der Systeme nicht zweifelsfrei möglich. Deshalb wurde neben dem Dürrkogel-Profil des Semmeringsystems auch das Weinweg-Profil aufgenommen. Letzteres befindet sich zwar nach FAUPL (1970) im Wechselsystem, stellt aber die Typ-Lokalität für die ABP-Serie (Arkose-Brekzien-Porphyrroid-Serie) sensu FAUPL (1970) dar. Diese Serie wurde untersucht, um die Notwendigkeit dieser neuen abweichenden Benennung zu prüfen.

1.4. Untersuchungsmethode

Obwohl an den oben angegebenen Lokalitäten weitestgehend vollständige Profile mit möglichst guten Aufschlußbedingungen ausgewählt worden sind, sind die einzelnen Profilstrecken durch die tektonische Zerlegung doch recht lückenhaft. Sedimentologisch bedeutende Gefüge sind in den kleinräumigen Aufschlüssen der Profile von nahezu fehlender Metamorphose bis zu grünschieferfazieller Überprägung nur untergeordnet repräsentiert.

Allerdings war es in den St. Pauler Bergen möglich, ein durchgehendes Profil vom altpaläozoischen Grundgebirge bis zur anisischen Rauhwacke aufzunehmen (vgl. Abb. 2). Zusätzlich aufgenommene Teilprofile schließen kleinere Aufschlußlücken und bestätigen die lokale Allgemeingültigkeit der aufgestellten lithologisch-sedimentologischen Abfolgen (vgl. Abb. 2). Die Teilprofile wurden nach markanten Leithorizonten, die im Gelände lateral gut verfolgbar waren, miteinander und mit dem Hauptprofil korreliert. Davon ausgehend konnte an den anderen Lokalitäten die Profilaufnahme ausschließlich in einander überlappenden Teilprofilen durchgeführt werden (vgl. Abb. 3).

Die Abgrenzung lithologischer Einheiten erfolgte durch KRAINER (1984 bis 1987c) im wesentlichen durch Anwendung fluviatiler Faziesmodelle im Sinne von MIALL (1977, 1978) auf die reinen Vertikalprofile. Zum einen ist jedoch seit JACKSON II (1978) an der Ableitung aus Vertikalprofilen Kritik geübt worden und zum anderen ist dieses Verfahren bei den sehr schlechten Aufschlußverhältnissen der Mittelkärntner Profile und in den metamorphen Profilen nicht mehr anzuwenden. Deshalb wurde versucht, mit anderen, auch in den problematischen Profilen anwendbaren Methoden, die von KRAINER (1985 bis 1987c) in guten Aufschlüssen ermittelte Untergliederung nachzuvollziehen.

Die Gegenüberstellung der im Gelände aufgenommenen Korngrößenvariationen über den Profilverlauf, die die Strömungsenergie-Variationen abbilden, mit den an Dünnschliffen ermittelten Klastenvergesellschaftungen ermöglichte unter Einbeziehung sedimentologischer Parameter die Abgrenzung einzelner Schüttungsphasen (Abb. 2, 3). Für die Bezeichnung der Schüttungen werden die Begriffe „Formation“ und „Abfolge“ im Sinne der lithostratigraphischen Nomenklatur von HEDBERG (1976) als Übersetzung von „formation“ und „member“ benutzt. Die Formationen müssen nach HEDBERG (1976) nicht einem festen Zeitabschnitt angehören. Ihre Benennung erfolgt in Anlehnung an bestehende Bezeichnungen, aber mit dem Nachsatz „-Formation“, um Verwechslungen mit den bestehenden Bezeichnungen zu vermeiden.

Für die sedimentpetrographischen Untersuchungen an Dünnschliffen wurde das Spektrum der silikatischen Lithoklasten neu klassifiziert (vgl. Taf. 1, 2). Insbesondere wurde der Detritus aus verschiedenen stark metamorphen Liefergebieten neu gegliedert. Von undulösen, monokristallinen Quarzen und Mylonitquarzen wurden Metamorphit-Bruchstücke aus Phyllit- bis Glimmerschieferliefergebiete (M1-Typ, Taf. 1, Fig. 1) und aus eher gneisigen Liefergebieten abgegrenzt (M2-Typ, Taf. 1, Fig. 2). Porphy Quarze, Porphyrfragmente, Plutonite und Sedimentite sowie Feldspäte, Karbonate, Glimmer, opake Substanzen und Schwerminerale wurden in der Auszählung ebenfalls berücksichtigt. Alle Klastentypen konnten auch in den metamorphen Profilen noch erkannt werden (Taf. 1, Fig. 3, 4), wengleich auch durch starke Quarzrekristallisation die Auszählung eingeschränkt wurde (vgl. Taf. 2, Fig. 2; Taf. 3, Fig. 1,2).

Kennzeichnend für eine allozyklische Steuerung der Sedimentation ist der Neueinsatz und die Dominanz von Klastentypen ab Beginn einer sedimentologisch erkannten Neuschüttung. Wichtig ist bei der Gegenüberstellung jeweils der Neueinsatz eines Klastentyps. Das Ausklingen ist nicht signifikant, da einmal erschlossene Liefergebiete vermutlich nicht schlagartig die Sedimentlieferung einstellen, sondern oft noch in untergeordnetem Maße weiterliefern.

In den untersuchten Profilen hält sich das Neuaufreten einer Klastenvergesellschaftung markant an die ermittelten Anfänge von Abfolgen (Abb. 2,3). Damit ist für den tieferen, den terrestrisch sedimentierten Abschnitt der Perm/Skyth-Profile die Abgrenzung von Schüttungsereignissen (= Abfolgen) belegt. Es werden mit neu einsetzender Schüttung auch neue und andersgeartete Liefergebiete erschlossen.

In den höheren Profilabschnitten, d. h. im fluviatilmarinem Bereich, tritt bei Regressionen keine neue Klastenvergesellschaftung auf. Dort werden vermutlich bei neuen Schüttungen keine neuen Liefergebiete erschlossen.

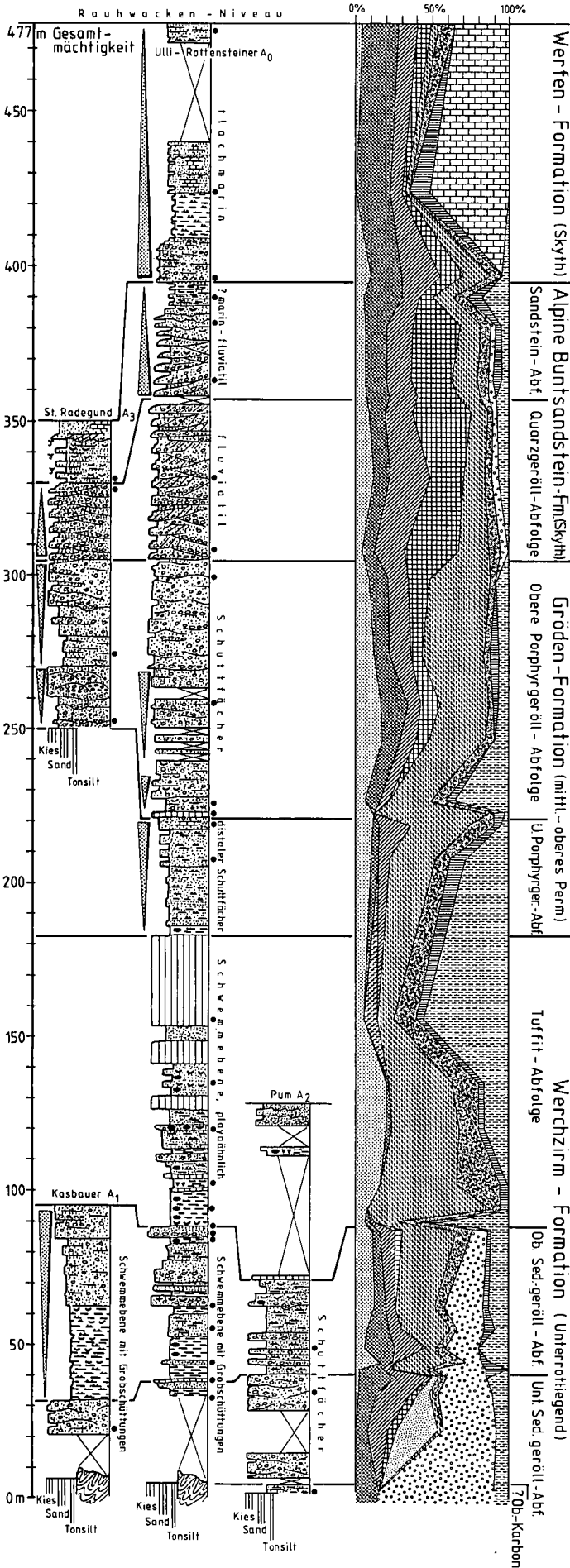
Generell ist in den Profilen von tieferen zu höheren Schichten ein Trend von schwächer zu höher metamorphem Detritus zu erkennen. Der Trend spiegelt einen möglichen metamorphen Stockwerkaufbau des voralpischen Gebirges wider. Da in den neuen Liefergebieten teilweise auch jüngere Gesteine zur Abtragung zur Verfügung stehen, ist eine Veränderung der Reliefenergie durch bruchtektonische Verstellungen zwischen Liefergebiet und Sedimentationsraum wahrscheinlich.

1.5. Lithostratigraphische Gliederung

Während der „Perm-Gespräche 1987“ des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten wurde nach einer Absprache zwischen Dr. K. KRAINER, Dr. G. NIEDERMAYR und dem Verfasser ein Vorschlag für die Nomenklatur der lithostratigraphischen Formationen des ostalpinen Perm/Skyth gegeben. Demnach sind die Schichten mit kurz transportiertem, lokalem Schutt im Liegenden der Tuffite der Wende Unterrotliegend – Oberrotliegend als Werchzirm-Formation des Unterrotliegend zu bezeichnen. Diese Bezeichnung erfolgt in Anlehnung an die Erstbenennung vergleichbarer Schichten durch SCHWINNER (1931, 1932) an der Werchzirren-Alm, obwohl sich die am besten aufgeschlossenen Profile im Bereich der St. Pauler Berge befinden. Die Werchzirm-

St. Pauler Berge

Oberostalpinisches Becken



Krappfeld

Oberostalpinisches Becken

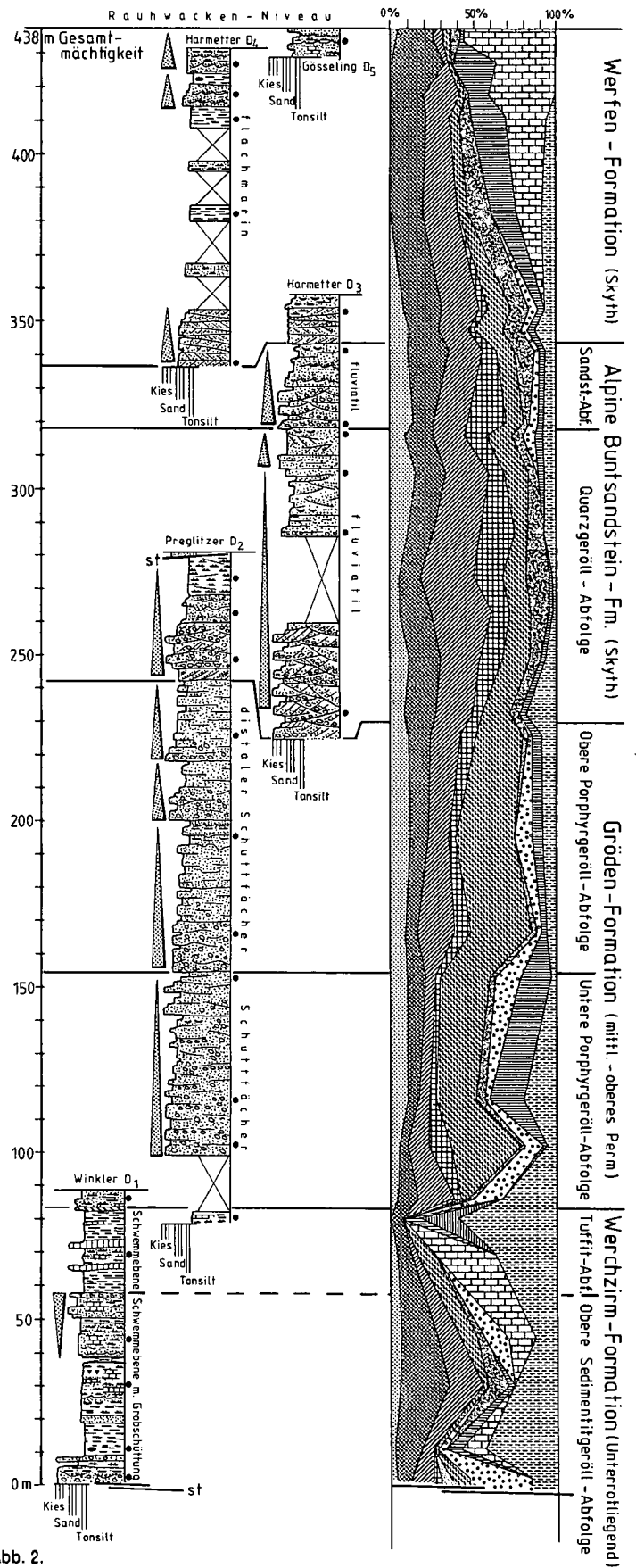
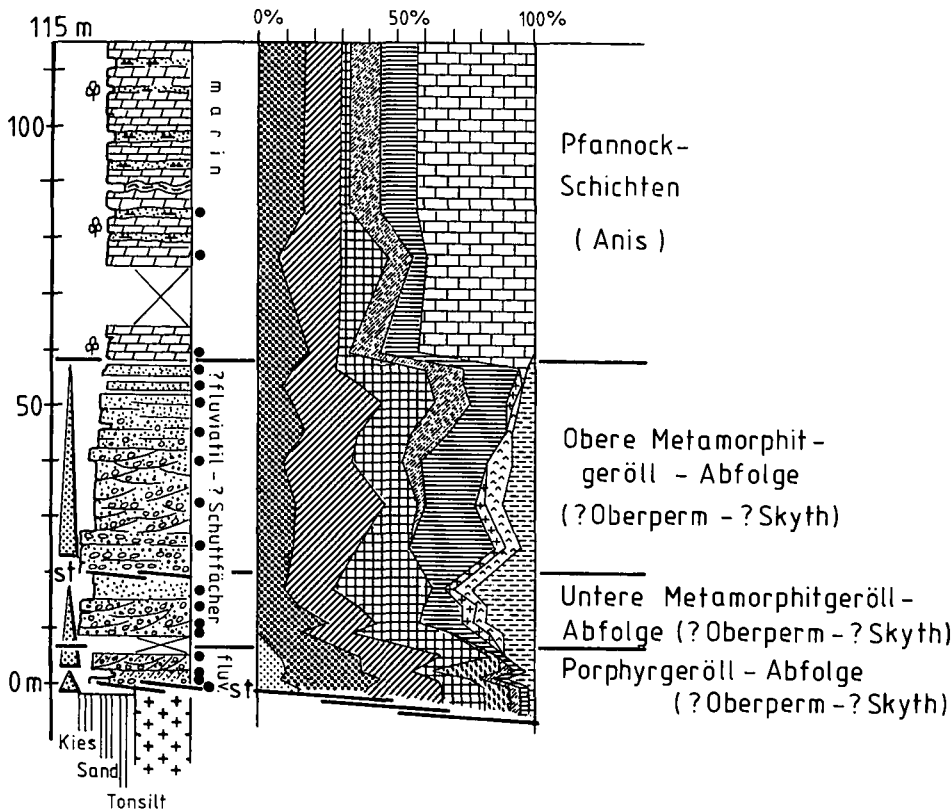


Abb. 2. Lithostratigraphische Untergliederung von oberostalpinen Perm/Skyth-Vorkommen durch Gegenüberstellung von Korngrößentrend und Klastenvergesellschaftung. Legende siehe Abb. 3.

P f a n n o c k

Nordrand des Oberostalpinen Beckens



O c h s e n s t a n d

Südrand des Zentralalpinen Sedimentationsraums

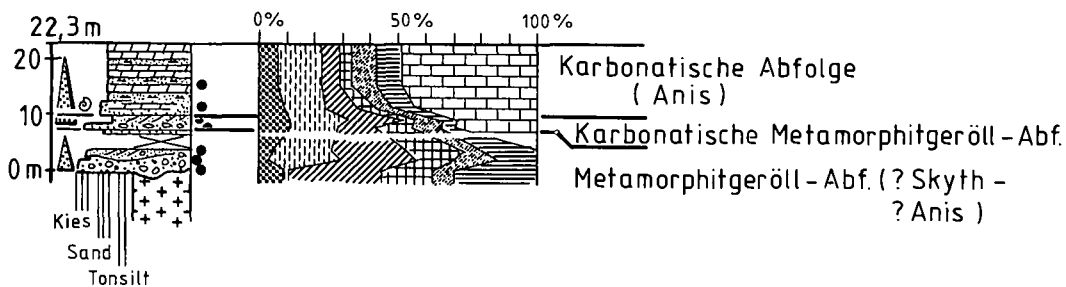


Abb. 3 (Fortsetzung).

Formation kann mit der vorgestellten Vorgehensweise eindeutig abgegrenzt und darüber hinaus in drei untergeordnete Abfolgen untergliedert werden. Sie wird demnach von einer basalen Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge, die frei von Porphyrdetritus ist, einer Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge mit Porphyrdetritus und einer abschließenden Tuffit-Abfolge aufgebaut.

Die hangend folgenden Rotschichten sind nach der Übereinkunft als Gröden-Formation des Oberperm zu bezeichnen. Sie können mit der vorgestellten Untersuchungsmethode eindeutig vom Liegenden und Hangenden abgegrenzt und in zwei Abfolgen gegliedert werden. Die Untere Porphyngeröll-Abfolge beinhaltet in den Schuttächer-sedimenten bei einem Vorherrschen von Porphyngeröllen noch einen deutlichen Einfluß der liegenden Tuffit-Abfolge. In der Obe-

ren Porphyngeröll-Abfolge fehlt in den Ablagerungen eines vergleichbaren Milieus der Tuffitdetritus.

Mit deutlich abweichender Sedimentologie und Lithologie setzt die Sedimentation in einer Formation ein, die übereinkunftsgemäß als Alpine Buntsandstein-Formation des Skyth bezeichnet werden soll. Eine fluviatile Quarzgeröll-Abfolge wird von einer Sandstein-Abfolge überlagert, die zu der marinen Werfen-Formation überleitet. Im Zentralalpin sind diese Abfolgen als Grobquarzit-Abfolge und als höhere Feinquarzit-Abfolge ausgebildet. Die beiden Abfolgen entsprechen einander in der Petrographie, Unterschiede sind nur in der Sedimentologie festzustellen.

Mit einer groben Basisschüttung beginnt die Werfen-Formation, die abgesehen von der Karbonatführung in der Klastenvergesellschaftung dem Liegenden entspricht. Das Ablagerungsmilieu ist deutlich

flachmarin. Eine weitere Untergliederung in Abfolgen ist nicht möglich. Die Werfen-Formation ist biostratigraphisch ins Skyth einzustufen.

In den Profilen am Pfannock und am Ochsenstand befinden sich im Gegensatz zu den übrigen Profilen im Hangenden vermutlich skythischer Einheiten karbonatische Schichten mit einem deutlichen terrigenen Einfluß. Diese Schichten wurden nach dem Vergleich mit biostratigraphisch datierten Schichten, bzw. nach Fossilführung als anisische Einheiten abgegrenzt.

2. Interpretation und Korrelation der Profile

Bei der Korrelation der abgegrenzten Schüttungsergebnisse (Abb. 2, 3) von Profil zu Profil (Abb. 4) ermöglicht der Klasteninhalt die Zuordnung der Abfolgen verschiedener Profile. Die Korngrößen und die Sedimentstrukturen der Abfolgen erlauben Abschätzungen der Positionen der Profile zum Zeitpunkt der jeweiligen Schüttungsergebnisse im Sedimentationsraum.

2.1. Werchzirm-Formation

2.1.1. Untere Sedimentitgeröll-Abfolge (Werchzirm-Formation)

Im Niveau der Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge sind in den St- Pauler Bergen die Ablagerungen hochenergetischer Schuttströme und Schichtfluten sowie niedriger energetischer Sedimentation aufgeschlossen. Diese Schuttströme führen den Detritus des schwachmetamorphen Untergrunds (altpaläozoische Magdalensbergserie) in Form von Metaquarziten, Tonschiefern, Lyditen und typischen Quarzaggregaten von Phylliten und Myloniten. Die Schüttung erfolgte episodisch, wobei während des Transportes des groben Materials feinklastische Sedimente teilweise wieder aufgearbeitet wurden. Die mäßige Klastenrundung und die kräftige Rotfärbung weisen auf einen kurzen Transport mit mehrfacher Umlagerung unter den ariden Klimabedingungen des Unterrotliegenden hin.

KRAINER (1987b) untersuchte in den St. Pauler Bergen beim verfallenen Gehöft Hieslbauer ein Profil 2000 m westlich der hier vorgestellten Profile. Dort befinden sich im Liegenden des Basistuffs (bez. nach RIEHL-HERWIRSCH, 1965) innerhalb von Tonsteinen die erstmals von THIEDIG & CHAIR (1974) beschriebenen Kalklagen. Diese sind nach KRAINER (1987b) in Algenkalke, Caliche und Caliche-Oolithe zu untergliedern und weisen auf limnische bis Playa-artige Sedimentation hin.

Der Basistuff bildet an der Hangendgrenze der Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge eine Zeitmarke, die die Korrelation der Füllungen verschiedener Senken ermöglicht. Im Krappfeld-Profil ist die durch das Fehlen von Porphyrdetritus gekennzeichnete Untere Sedimentitgeröll-Abfolge nicht vorhanden. Entweder konnte sie aufgrund eines Paläoreliefs primär nicht sedimentiert werden, oder sie wurde sekundär durch die alpidische Überschiebungstektonik abgeschert.

Am Christophberg befinden sich gleichfalls im Liegenden des Basistuffs Schuttstrom- und Schichtflutenablagerungen ohne Porphyrdetritus.

An den Lokalitäten Pfannock und Ochsenstand sind ähnliche Schichten nicht festgestellt worden. Bei Thörl / Aflenz und am Semmering sind durch den tektonischen Basiskontakt keine entsprechenden Schichten vorhanden.

2.1.2. Obere Sedimentitgeröll-Abfolge

Das Niveau der Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge zeigt in den St. Pauler Bergen und im Krappfeld nach recht feinklastischem Einsatz zum Hangenden hin eine Reliefverstärkung mit gröberen Schichten und häufiger Aufarbeitung an.

Zusätzlich zu dem Schutt des schwach metamorphen Grundgebirges wurde nach dem Basistuff auch schlagartig der Detritus von Porphyren angeliefert (vgl. Taf. 2, Fig. 3, 4). Die letztere Komponente verstärkt sich zum Hangenden hin wesentlich. Wie in der liegenden Abfolge zeigen die anhaltend abrupten Wechsel zwischen grob- und feinklastischer Sedimentation episodische Schüttungen. Das von CHAIR (1975) ermittelte Paläoreliefe dürfte auch zu dieser Zeit noch ausgeprägt gewesen sein. Neben der von KRAINER (1987b) ermittelten Playa-ähnlichen Sedimentation im Profil Hieslbauer wurde in den hier untersuchten Profilen überwiegend von Schichtfluten in eine Schwemmebene sedimentiert.

Am Christophberg fand eine Senkenfüllung in mehreren, erlahmenden Schüben durch proximale Fluß- bis distale Schuttfächersedimente statt. Auch dort tritt nach dem Basistuff neu einsetzender Porphyrdetritus bis in die Geröllfraktion auf.

Es wird angenommen, daß die oberostalpinen Tuffite im oberen Bereich der Werchzirm-Formation und die zentralalpinen, vulkanischen Ablagerungen im Liegenden der Alpenen Buntsandstein-Formation zeitlich nicht allzu weit differieren. Deshalb soll die rein klastische Schichtfolge vom Semmering-Profil mit der Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge korreliert werden.

Am Semmering-Paß finden sich ebenfalls die Ablagerungen lokaler, unterschiedlich gefüllter Senken. Im Teilprofil Weinweg ist grober Schutt des präpermischen Grundgebirges und nichtdeformierter, vermutlich permischer Porphyrdetritus von Schuttströmen episodisch in eine feinklastische Schwemmebene geschüttet worden. Im Gegensatz zu den oberostalpinen Profilen weisen die Metamorphitbruchstücke eher auf Glimmerschiefer- bis Gneis-Ausgangsgesteine hin. Häufig auftretende Tonsteinfetzen sind wahrscheinlich als Intra-klasten zu interpretieren. Wegen der metamorphen Beanspruchung des Profils kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß sich unter den gut kristallinen Tonsteinfetzen schon primär Phyllite befanden. Dagegen fehlen die für die oberostalpine Sedimentitgeröll-Abfolge typischen schwach metamorphen Gesteinsbruchstücke wie Sandsteine, Phyllite und Lydite. Im Teilprofil Dürrkogel am Semmering stehen ausschließlich feinklastische Schwemmebenenablagerungen an.

Die basalen Schichten des Thörl / Aflenz-Profiles können eine feinklastische Sedimentation in diesem Niveau darstellen. Ihre Abgrenzung von der Tuffit-Abfolge ist jedoch nicht exakt durchzuführen.

In den Profilen am Pfannock und am Ochsenstand sind keine vergleichbaren Schichten festgestellt worden.

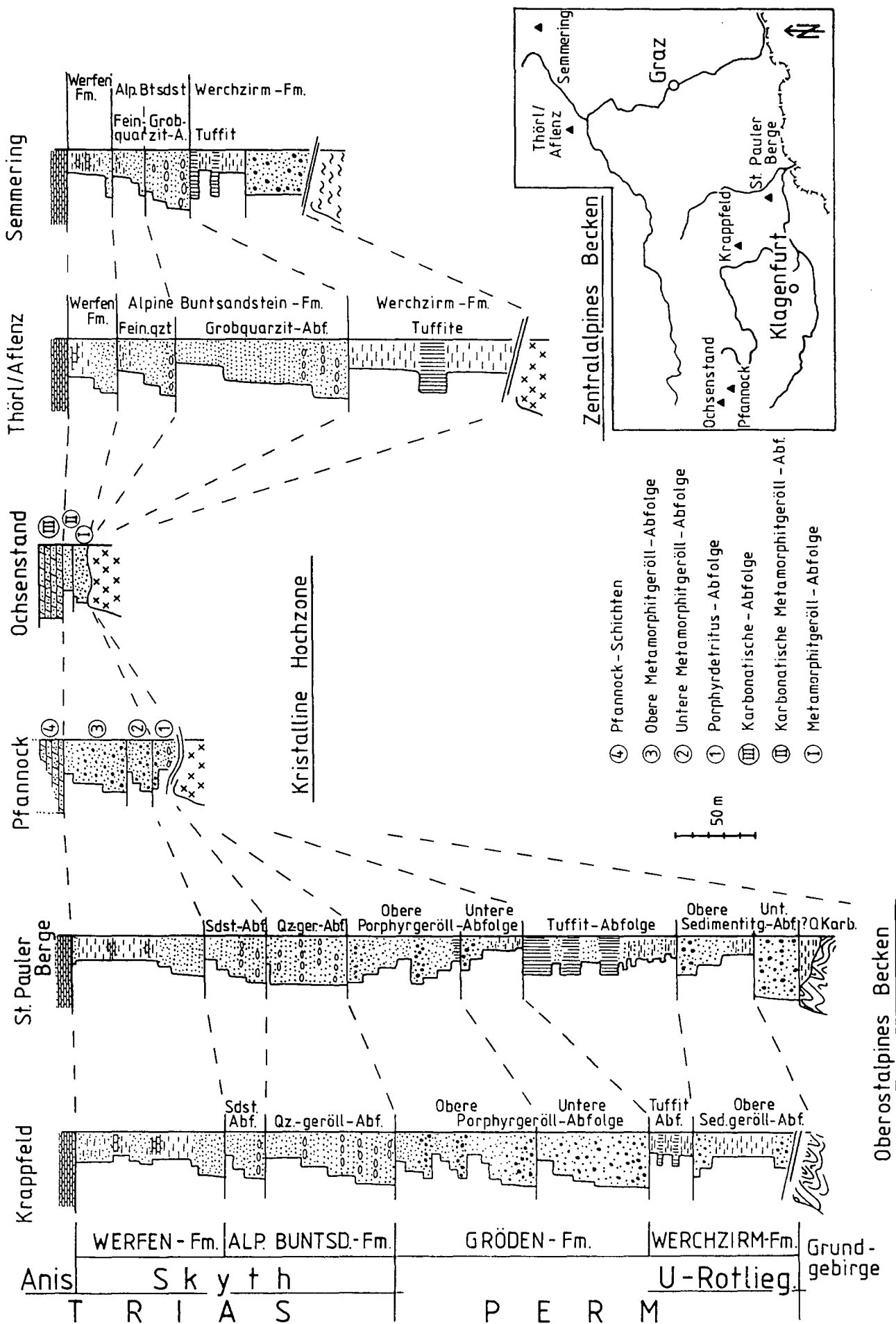


Abb. 4. Korrelation der ermittelten Formationen und Abfolgen über die Profile des Ober-, Mittel- und Unterostalpins.

2.1.3. Tuffit-Abfolge

Die Tuffit-Abfolge der Werchzirm-Formation setzt in den Profilen von St. Pauler Bergen und Krappfeld nach dem oben/grob-Trend (coarsening up) der liegenden Abfolge auffällig feinklastisch ein. In diesem niedrig energetischen Milieu lokaler Senken war das Tuffmaterial erhaltungsfähig. Vereinzelte Schichtflutereignisse lieferten im wesentlichen Porphyrdetritus und arbeiteten liegende, feinklastische Schichten auf. Die metamorphen Komponenten treten deutlich zurück. Zu dem auch auch im Liegenden vorkommenden Plagioklas tritt in der Tuffit-Abfolge neu der Orthoklas hinzu, der aus Sanidin hervorgegangen ist. Gelegentliche schichtparallele Verkieselungen sind auf ein reichliches SiO₂-Angebot zurückzuführen. Die starke Karbonatführung äußert sich sowohl im Bindemittel als auch durch die Führung von Karbonatknollen, die allerdings oft durch Drucklösung stark zersetzt sind. Die Führung isolierter Karbonatknollen folgt der Schichtung und steigert sich am Christophberg bis zu festen Kalkbänken, die ausschließlich aus Knollen gebildet werden. Die teils dolomitischen, teils kalkigen Knollen sind demnach innerhalb des Sedimentes der Playa-ähnlichen Schwemmebene möglicherweise in der phreatischen Zone gebildet worden.

Die Ablagerung des vulkanogenen Materials erfolgte in den zentralalpinen Profilen Thörl/Aflenz und Semmering ebenfalls in einem niedrig energetischen Milieu, in dem es zu gelegentlichen gröberen Einschüttungen kam. Zu dem schon im Liegenden vorhandenen Detritus aus einem kristallinen Liefergebiet wird Porphy Quarz und Orthoklas eingebracht. Karbonat spröte in diesen Schichten postdeformativ. Seine Herkunft ist nicht klar, es kann aber wie im vergleichbaren Niveau der oberostalpinen Profile aus Caliche oder Konkretionen der Playa-ähnlichen Sedimentation stammen. Die Liegendgrenze dieser tuffitischen Schichtenfolgen ist nicht zu ermitteln. Deshalb kann keine Aussage über die Reliefenergieveränderung von den liegenden Sedimenten zu dem tuffitischen Bereich für die zentralalpiner Profile getroffen werden.

Schichten aus dem Niveau der Tuffit-Abfolge sind im Pfannock- und im Ochsenstand-Profil nicht anzutreffen.

2.2. Gröden-Formation

2.2.1. Untere Porphygeröll-Abfolge

Die Untere Porphygeröll-Abfolge der Gröden-Formation setzt in den Profilen von St. Pauler Berge, Krappfeld und Christophberg mit einem nur wenige Meter mächtigen Silt-Sand-Abschnitt ein. Erst anschließend wird die eigentliche Entwicklung des Korngrößentrends erkennbar. Im ersten Profil folgt auf diesen Basisabschnitt eine deutliche oben/grob-Entwicklung (coarsening up), im zweiten ein oben/fein-Trend (fining up) und im dritten eine anhaltend grobe Schüttung. In den St. Pauler Bergen vollzieht sich in diesem Niveau eine Reliefenergie-Verstärkung, die in der Schichtenfolge als gröbere Schichtflutablagerungen über feinklastischen Schwemmebenensedimenten erhalten ist. Diese Ablagerungen eines Schuttfächers zeigen im Klastenspektrum einen starken Bezug zur liegenden Tuffit-Abfolge. Zum Hangenden nimmt der Anteil des Metamorphitdetritus zu, wobei es sich überwie-

gend um Bruchstücke eines eher glimmerschieferähnlichen Gesteins handelt.

Im Krappfeld fand die Ablagerung von Schichtfluten- und in begrenztem Maße auch die von Rinnensedimenten statt. In der Klastenführung unterscheidet sich diese Schichtenfolge deutlich von der des St. Pauler Profils. Wie in der liegenden Tuffit-Abfolge kommt zwar noch Karneol vor, doch neben dem dominierenden Porphyrdetritus erscheint hier Gesteinsbruch, der auf ein Liefergebiet mit Glimmerschiefern bis Gneisen hinweist. Zu den Orthoklasen wie in der Tuffit-Abfolge tritt randlich albitisierter Mikroklin, der auch in den höher metamorphen Quarz-Glimmer-Feldspat-Verwachsungen vorkommt.

Beide Profile zeigen eine deutliche Liefergebietsveränderung von der Werchzirm- zur Gröden-Formation. Der schwach metamorphe Detritus des direkten Untergrunds bleibt aus, und höher metamorpher Gesteinsbruch und vor allem Porphygerölle treten an seinen Stelle. Das Krappfeld- und das St. Pauler Berge-Profil unterscheiden sich in diesem Profilabschnitt untereinander sowohl im Metamorphosegrad des Liefergebietes als auch im Korngrößentrend.

In den Profilen am Pfannock und am Ochsenstand sowie im Thörl/Aflenz- und im Semmering-Profil fehlen die Schichten einer vergleichbaren Abfolge.

2.2.2. Obere Porphygeröll-Abfolge (Gröden-Formation)

Die Obere Porphygeröll-Abfolge setzt in den St. Pauler Bergen mit einem schmalen, feinklastischen und besonders stark verkieselten Horizont ein, der erst im Dünnschliff als Tuffit zu erkennen ist. Nach diesem markanten Einsatz folgen zwei ausgeprägte oben/grob-Sequenzen, die intern die Entwicklung von feinklastischen Schichtflutablagerungen zu groben Schuttstromsedimenten aufweisen. Im Gegensatz zu der liegenden Abfolge fehlt in dieser neuen Schüttung aufgearbeitetes Material der Werchzirm-Formation. Neben den weiterhin dominierenden Porphygeröllen (vgl. Taf. 3, Fig. 3) treten neue Metamorphitbruchstücke hinzu, die auf ein Liefergebiet mit Glimmerschiefern und Gneisen hinweisen. Die Feldspäte sind meist noch vulkanischen Ursprungs.

Im Krappfeld-Profil ist ebenfalls eine Obere Porphygeröll-Abfolge abzugrenzen. Sie setzt nicht mit einem Tuffithorizont sondern in markanter Form mit dickbankigen Geröllschichten ein, denen drei oben/fein-Sequenzen folgen. Gegenüber der liegenden Abfolge zeichnet sie sich durch eine generell feinere Fraktion, bessere Sortierung und das Fehlen von aufgearbeitetem Werchzirm-Material aus. In diesem Niveau wurden durch Schichtfluten neben dem dominierenden Porphyrdetritus auch Klasten aus metamorphen Liefergebieten mit Glimmerschiefern und Gneisen abgelagert. Die Mikrokline entstammen geichfalls diesen Metamorphiten, wie es Verwachsungen anzeigen. Im Sediment wurden sie albitisiert. Ein größerer Anteil von monokristallinem Metamorphitdetritus in den feiner klastischen Schichten weisen dem Krappfeld-Profil eine distalere Position als dem St. Pauler Berg-Profil zu, sofern sie zu einem Schüttungssystem gehören.

Am Christophberg beginnt die obere Porphygeröll-Abfolge oberhalb der meist eben geschichteten, liegenden Abfolge markant mit einem Stapel von trog-

förmig schräggeschichteten Geröllbänken. Hangend daran schließen sich Rinnensande an.

Vermutlich liegen im Pfannock- und Ochsenstand-Profil keine Sedimente dieses Niveaus vor. An den Lokalitäten Thörl / Aflenz und Semmering fand ebenfalls keine Ablagerung vergleichbarer Schichten statt.

2.3. Alpine Buntsandstein-Formation

2.3.1. Quarzgeröll- und Grobquarzit-Abfolge

Mit lateral ausgedehnten Gerölllagen, die intern oft trogförmig schräggeschichtet sind, setzt in den Profilen von St. Pauler Bergen, Krappfeld, und Christophberg die fluviatile Quarzgeröll-Abfolge ein. Die Dominanz der Metamorphite M2 weist auf ein Gneisliefergebiet hin, die glimmerschieferähnlichen Metamorphite M1 treten eher zurück (vgl. Taf. 3, Fig. 4). Bemerkenswert ist das deutliche Vorherrschen des Gneisdetritus auch deswegen, weil die Klasten erst hier so massenhaft auftreten, obwohl dieses grobe Korngrößenspektrum auch schon in liegenden Abfolgen erreicht wird. Auch das gleichzeitige Zurücktreten der Porphyrgerölle weist auf eine Veränderung der Liefergebiete. In diesem Zusammenhang sind auch die in diesem Niveau der Profile der St. Pauler Berge und des Krappfeldes neu einsetzenden, teilweise sehr großen Lyditgerölle bedeutend. Am Christophberg setzt die Führung recht grober Lyditgerölle wieder ein, nachdem diese Klasten in der Gröden-Formation nur in sehr feiner Fraktion vorkamen. Eine Häufung von Klasten verieselter Sandsteine und seltene, doppelte „dust rims“ lassen ferner auf die Aufarbeitung eines älteren Sediments schließen. Diese Schüttung mit abweichender Zusammensetzung und anderen Sedimentationsbedingungen als im Liegenden nimmt im obersten Bereich leicht an Intensität ab. Die Quarzaufwachsung und das authigene Wachsen der Feldspäte bilden ab diesem Niveau die kennzeichnende Zementation (vgl. Taf. 2, Fig. 1). Gelegentlich kommt eine spätere Karbonatzementation hinzu.

Im Profil am Semmeringpaß ist der Untere Alpine Buntsandstein durch eine Grobquarzit-Abfolge mit einer ähnlichen Entwicklung wie in den oberostalpinen Profilen vertreten. Hier stehen fluviatile, geröllführende Ablagerungen an, die mit abnehmender Korngröße und Bankmächtigkeit zum Hangenden eine nachlassende Schüttungsenergie anzeigen. In dieser markant grobklastisch einsetzenden Abfolge verschwindet der vulkanische Detritus nahezu völlig und der Schutt eines metamorphen Liefergebiets beherrscht das Klastenspektrum. Im Profil bei Thörl / Aflenz ist die Abfolge des Unteren Alpinen Buntsandsteins durch eine Grobquarzit-Abfolge vertreten, die einen oben/fein-Trend aufweist. Nach einem mehr fließenden Übergang aus den liegenden Schiefen mit tonigen Konglomeraten folgen dann die Feinkonglomerate der Grobquarzit-Abfolge. Auch hier sind innerhalb des meist feinklastischen und damit überwiegend von monokristallinen Quarzen aufgebauten Sediments gneisähnliche Lithoklasten erkennbar. Die Alkalifeldspatklasten stammen aus einem Liefergebiet mit Metamorphiten, wie es vergleichbare Alkalifeldspäte aus metamorphen Lithoklasten anzeigen. Sie liegen in der für den Alpinen Buntsandstein typischen höheren Konzentration vor.

Die beiden zentralalpinen Profile unterscheiden sich von den oberostalpinen durch das völlige Fehlen von Lydit und eine wesentlich geringere Porphyrgeröll-Führung. Dagegen verfügen die Profile aus dem oberostalpinen und aus dem zentralalpinen Ablagerungsraum an der Basis der Alpinen Buntsandstein-Formation über deutliche Kennzeichen eines fluviatilen Ablagerungsmilieus. Mangels entsprechender Sedimentstrukturen und Fossilspuren kann nicht entschieden werden, ob die Schüttungen des unteren Alpinen Buntsandsteins zum Hangenden in den marinen Sedimentationsbereich geraten.

2.3.2. Sandstein- und Feinquarzit-Abfolge

Die Sandstein-Abfolge konnte in den St. Pauler Bergen und im Krappfeld aufgrund eines basalen Niveaus mit Wiederaufarbeitungshinweisen und deutlicher Kornvergrößerung gut von der Quarzgeröll-Abfolge abgegrenzt werden.

Im Profil der St. Pauler Berge zeigen die basalen Schichten einer oben/fein-Sequenz zahlreiche Intraklasten in Form von Tonsteinfetzen oder Bruchstücken gut gerundeter Quarzgerölle. Diese Rinnensedimente werden zum Hangenden durch feinklastische, dünn-schichtige Ablagerungen einer sandigen Schwemmebene ersetzt. Diese Schichten führen Wühlbauten, sie können aber dennoch dem marinen Milieu nicht eindeutig zugeordnet werden. Eine derartig feinklastische Sedimentation wurde in der liegenden Abfolge nicht erreicht. Das Klastenspektrum entspricht dem der liegenden Abfolge. Bedingt durch die feinere Fraktion ergibt sich ein verstärktes Vorkommen von monokristallinen Quarzen und Schichtsilikaten. Die Vorherrschaft des Metamorphitdetritus bleibt erhalten. In dem Diageneseverhalten bleibt ebenso die enge Beziehung zum Liegenden gewahrt.

Im Krappfeld-Profil ist der durch Wiederaufarbeitungsklasten gekennzeichnete Einsatz des Oberen Alpinen Buntsandsteins auch an einer Kornvergrößerung deutlich zu erkennen, da die liegende Abfolge recht feinklastisch endet. Im übrigen gleicht die Entwicklung der Sandstein-Abfolge der aus den St. Pauler Bergen.

Im Profil am Semmeringpaß setzt die Feinquarzit-Abfolge nur mit einer geringmächtigen Grobschicht am Beginn einer undeutlich ausgebildeten oben/fein-Sequenz ein. Diese Basisschicht kann nicht näher als eine Grobschüttung innerhalb der feinklastischen Sedimentation bezeichnet werden. Die Abfolge ist im Vergleich zur entsprechenden des Thörl/Aflenz-Profiles recht monoton ausgebildet. Abgesehen von Korngrößenbedingten Verschiebungen bestehen hinsichtlich diagenetischer Veränderungen und des Klastenspektrums enge Beziehung zum Liegenden.

Das Thörl / Aflenz-Profil weist dagegen in der Feinquarzit-Abfolge in einem generellen oben/fein-Trend mehrere kleinere, untergeordnete oben/fein-Sequenzen auf. Es zeigt mit wiederholten Schüttungseignissen die Entwicklung zu einem niedriger energetischen Milieu an. Bei der einsetzenden Schüttung wurde auch das Liegende aufgearbeitet, wie es zahlreiche Intraklasten anzeigen. Die Schüttungen enden mit Ruhephasen unter stehendem Wasser, das Wellenrippeln an der Sedimentoberfläche erzeugt.

Am Christophberg konnte diese Abfolge nicht aufgenommen werden. Sie ist nach eigenen Aufnahmen tektonisch unterdrückt.

Allen Profilen gemein ist ein von basalen, fluviatilen Grobschüttungen mit Hinweisen auf Wiederaufarbeitungen ausgehender oben/fein-Trend. In allen Fällen fanden sich keine Hinweise auf eine Zuordnung der höheren Feinklastika in den fluviatilen oder marinen Bereich. Vermutlich leiten aber diese feinklastischen Schichten bereits die marine Sedimentation der Werfen-Formation ein.

2.4. Werfen-Formation

In den Profilen von St. Pauler Bergen, Krappfeld, Thörl/Aflenz und Semmering beginnt die marine Werfen-Formation mit einer groben Basisschüttung. Diese Schichten sind als randmarine, höher energetische Ablagerungen und damit im weiteren Sinne als Transgressionskonglomerate anzusehen, die rasch von der tonig-karbonatischen Sedimentation abgelöst werden.

Die Basisschichten sind in dem St. Pauler Berge-Profil am größten und massig, in den etwa gleich mächtigen Vorkommen am Krappfeld und bei Thörl/Aflenz sandig und gut gebankt, während sie im Semmering-Profil vergleichsweise feinklastisch und nur noch unwesentlich gröber als die hangend folgenden Schichten ausgebildet sind. Im letzteren ist auch die Umstellung von der liegenden Feinquarzit-Abfolge zu dem höheren Teil der Werfen-Formation am geringsten. Ebenso weicht dieses Profil durch einen auffällig hohen Karbonatanteil von den übrigen, noch deutlich stärker von terrigenem Detritus beeinflussten Profilen ab.

Aufgrund der feinen Fraktion treten die Lithoklasten stark zurück, dennoch konnten in den Profilen von St. Pauler Bergen und Krappfeld Porphyrgerölle erkannt werden.

2.5. Korrelation mit dem Pfannock- und dem Ochsenstand-Profil

Der ermittelte tektonische Kontakt an der Basis des Pfannock-Profiles läßt auf eine nur geringfügige Bewegung der permotriadischen Abfolge über dem Grundgebirge schließen, da in der näheren Umgebung auch sedimentäre Übergänge gefunden wurden. Der nach STOWASSER (1956) transgressive Verband von Oberkarbon und Bockbrekzie in der Kleinkirchheimer Wolitzen kann als sedimentärer Übergang von der Porphyrdetritus-Abfolge in die Metamorphitgeröll-Abfolge bestätigt werden.

Die basale Porphyrdetritus-Abfolge beinhaltet, wie schon von KRAINER (1984) festgestellt, keine Aufarbeitungsprodukte des unterlagernden Pfannock-Gneises. Die Basisschichten lassen sich wegen ihrer Reife und ihrer Lithologie am ehesten mit den Perm/Skyth-Siliziklastika des Oberostalpin vergleichen. Diese Reife, bei einer Führung von feinstem Porphyrdetritus, wird dort nur in den Schichten der Alpenen Buntsandstein-Formation erreicht. Auch das Verhältnis von Porphyrgesteinsbruch zu Metamorphitdetritus weist auf Ähnlichkeiten zu dieser Formation hin. Zusätzlich zu der Klattenvergesellschaftung von Schichten der Alpenen

Buntsandstein-Formation treten hier Stauroolith und Disthen hinzu, die als Hinweis auf das später vorherrschende Liefergebiet zu deuten sind. Noch innerhalb dieser Sedimentationsphase erfolgt eine Umstellung der Sedimentationsbedingungen. Im oberen Bereich der Basisschichten wird eine Reliefverstärkung mit groben und relativ unreifen Sedimenten angezeigt. Sie führt zur Begünstigung der Schüttung aus dem Stauroolith/Disthen-Liefergebiet und zur Unterdrückung des bis dahin aktiven Liefergebiets. Die Anlieferung aus dem neu erschlossenen Liefergebiet erfolgt über eine kürzere Strecke entweder fluviatil oder über einen ausgedehnten Schuttfächer.

Sofern ihnen ein oberpermisch/skythisches Alter zukommt, nehmen die Untere und die Obere Metamorphitgeröll-Abfolge innerhalb gleichalter Schichten des Kärntner Raumes eine abweichende, deutlich liefergebietsnähere Stellung ein. Der grobklastische Schutt stammt ausschließlich aus Liefergebieten mit Phylliten und Gneisen. Diese wird auch durch das Schwermineral-Spektrum angezeigt. Große Stauroolith- und Disthen-Klasten belegen sowohl eine große Bereitstellungsgröße, wie sie nur im höher metamorphen Areal zu erwarten ist, als auch einen relativ kurzen Transport. Möglicherweise ist der in den marinen Pfannock-Schichten nur akzessorisch vorkommende Granat in den Schuttfächer-Sedimenten primär auch vorhanden gewesen, aber unter den Sedimentationsbedingungen eines sauren, oxidierenden Milieus zersetzt worden. Der deutliche oben/fein-Trend entspricht dem Rückzug eines Schuttfächers oder primär proximalen Flusses und leitet zur marinen Anis-Sedimentation über.

Nach der vergleichbaren Ausbildung anisicher Karbonatschichten in Pfannock- und Ochsenstand-Schichten, die aber nicht als Kriterium enger paläogeographischer Nachbarschaft herangezogen werden darf, sind die siliziklastischen Basisschichten des Ochsenstand-Profiles als grobe Ablagerung des Skyth/Anis anzusehen. Fehlende Ähnlichkeit der Ochsenstand-Konglomerate zu oberostalpinen Sedimenten und Anklänge an die zentralalpine Schwermineral-Assoziation ordnen diese Schichten als marginale Ablagerungen dem zentralalpinen Becken zu.


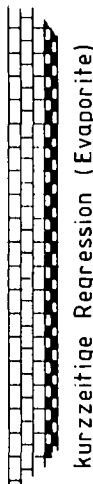


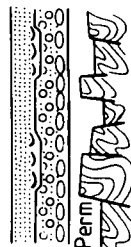
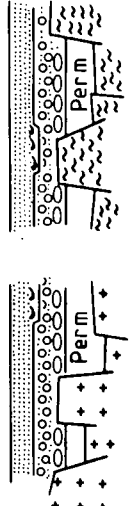
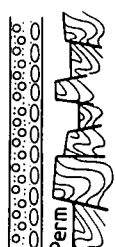
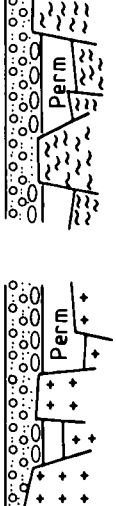
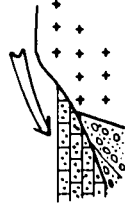

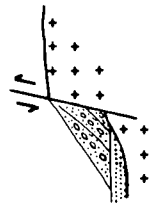
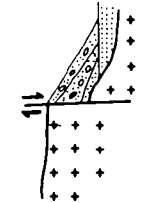


3. Modell des Sedimentationsablaufes

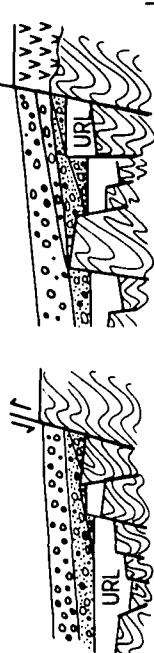


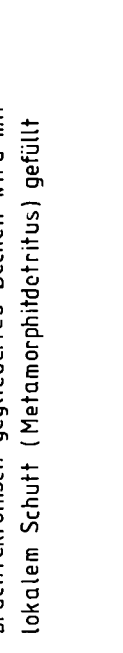
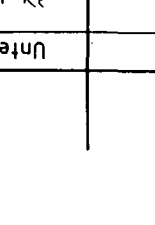
Nach KOSTER & RUST (1984) können die in den terrestrischen Sedimenten von Flüssen, Schuttfächern und Seen vorgefundenen Hinweise auf tektonisch (allozyklisch) verursachte Schüttungen als Subsidenzabfolgen eines Beckens zusammengefaßt und mit den Subsidenzabfolgen anderer Becken korreliert werden. Nachfolgend wird gezeigt, daß diese Korrelation auch über den Perm/Skyth-Ablagerungsraum des Ostalpins möglich ist (Abb. 5).

Im Oberkarbon findet zwischen dem südlich gelegenen oberostalpinen und dem nördlich gelegenen zentralalpinen Becken nahe an und auf einer kristallinen Hochzone grobklastische Sedimentation verschiedener Konglomerate (Königstuhl-, Stangalm-, Turraacher-Karbon) statt.

Im weiter südlich gelegenen Ablagerungsraum der heutigen St. Pauler Berge und des Krappfeldes/Christophberges findet möglicherweise gleichzeitig auf der schwach metamorphen Magdalensberg-Serie in kleine-

Abb. 5.
Modell des Sedimentationsablaufes in der oberostalpinen Permotrias.
Darstellung überhöht und ohne Maßstab.

- Formation	- Abfolge	Anis	(z.B. Pfannock-Sch)		Werfen-Formation (Skyth)			Alpine Buntsandstein-Formation (Skyth)	Sandstein-/Fein quarzit-		Alpine Buntsandstein-Formation (Skyth)	Quarzgeröll-/Grobquarzit-	
		<p>rein marine Karbonat sedimentation</p>  <p>kurzzeitige Regression (Evaporite)</p>		<p>rein marine Karbonat sedimentation</p>  <p>kurzzeitige Regression (Evaporite)</p>	<p>flachmarine, karbonatische Sedimentation</p> <p>nach Transgression (Beckenabsenkung?)</p> 		<p>flachmarine, karbonatische Sedimentation</p> <p>nach Transgression (Beckenabsenkung?)</p> 	<p>nach kurzer regressiver Phase fluviatile bis ? marine Sedimentation</p>  <p>Perm</p>		<p>nach kurzer regressiver Phase fluviatile bis ? marine Sedimentation</p>  <p>Perm</p>	<p>flächenhaft ausgedehnte Flüsse bringen</p> <p>Material aus andersgeartetem Liefergebiet</p>  <p>Perm</p>		<p>flächenhaft ausgedehnte Flüsse bringen</p> <p>Material aus andersgeartetem Liefergebiet</p>  <p>Perm</p>
		<p>anhaltender terrigener Eintrag</p> 		<p>anhaltender terrigener Eintrag</p> 	<p>tektonisch induzierte Schuttfächersedimentation</p> 		<p>tektonisch induzierte Schuttfächersedimentation</p> 	<p>die Sedimentation greift randlich auf die Hochzone über</p> 		<p>die Sedimentation greift randlich auf die Hochzone über</p> 			

<p>nach tektonischem Ereignis abweichende, porphyrygerölibefonte Schüttung</p> 		<p>nach Bruchtektonik am Ende der Tuffit-Abfolge Sedimentationsunterbrechung</p>		<p>Einbringung von lokalem Schutt und Porphyrydetritus endet mit Tuffitlage</p> 
<p>Gröden-Formation (Oberform)</p> <p>Obere Porphyrygeröll-</p>	<p>Bruchtektonik am Ende der Tuffit-Abfolge initiiert die Sedimentation auf weitreichenden Schüttflächen mit Porphyrygeröll-Dominanz</p> <p>Untere Porphyrygeröll-</p>	<p>Abschluß einer längeren, ruhigen Sed.-Phase mit Tuffiten; zum Hangenden zunehmende Bodenruhe</p> <p>Tuffit-</p>	<p>tektonische Verstellung mit 'Basistuff' erschließt neues Liefergebiet (Porphyrygerölle)</p> <p>Obere Sedimentitigeröll-</p>	<p>bruchtektonisch gegliedertes Becken wird mit lokalem Schutt (Metamorphidetritus) gefüllt</p> <p>Untere Sedimentitigeröll-</p>
<p>Werchzirm - Formation (Unterrotliegend)</p>	<p>Werchzirm-Sch. Karbon' der Gurktaler Decke ? Oberkarbon</p> 	<p>Abfolge Sedimentationsunterbrechung</p>	<p>Einbringung von lokalem Schutt und Porphyrydetritus endet mit Tuffitlage</p>	<p>Abfolge Sedimentationsunterbrechung</p>

ren lokalen Senken überwiegend feinklastische Sedimentation mit Pflanzenresten statt. Die Alterszuordnung der aus diesem Sedimentationsabschnitt stammenden Fossilreste ist noch immer offen (vgl. FRITZ & BOERSMA, 1987). Die betonte Qz-Führung der wenigen Konglomeratlagen (KRAINER, 1987c) und ein deutlich metamorphes Schwermineral-Spektrum belegen die Anlieferung aus einem Liefergebiet mit Metamorphiten. Das unmittelbare Grundgebirge, die Magdalensbergserie, kommt als Liefergebiet nicht in Betracht, weil es keinen Staurolith und keinen Granat führt. Dafür wären im oberostalpinen Sedimentationsraum lokale Hochzonen kristallinen Basements zu postulieren. Wahrscheinlicher ist die Einbringung aus einem weiter entfernt gelegenen Liefergebiet. Als Ablagerungsraum ist eine weite und durch ein flaches Relief gegliederte Schwemmebene vorstellbar.

Eine Umstellung erfolgt zur Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge, in deren roten, polymikten Konglomeraten reichlich Schutt des lokalen Untergrunds vorkommt. Es ist dafür eine Heraushebung des Untergrunds zu abtragungsfähigen Hochflächen anzunehmen, vor denen sich Schuttfächer aufbauen können. Der Beginn dieser durch tektonische Verstellung initiierten Sedimentation konnte in den St. Pauler Bergen an Lokalitäten außerhalb der untersuchten Profilstrecken mit der direkten Auflagerung grober, roter Konglomerate auf der Magdalensberg-Serie festgestellt werden. Da von CHAIR (1975) ein transgressiver Verband von Permoskyth-Sandsteinen direkt auf der Magdalensberg-Serie ermittelt worden ist, ergibt sich ein ausgeprägtes Relief zur Zeit des Unterrotliegenden. Durch dieses Relief ist sowohl die Schuttbereitstellung von einzelnen Hochschollen des Grundgebirges als auch der Absatz unterschiedlicher Sedimente in kleinräumigen Senken möglich. Dieses Relief erklärt auch den Ausfall der Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge im Krappfeld und das Auftreten von sicherlich lokal begrenzten Schuttfächern an weit entfernten Lokalitäten wie St. Pauler Bergen und Christophberg.

Nach der Ablagerung der Unteren Sedimentitgeröll-Abfolge und einer möglichen Sedimentationsunterbrechung bildet eine bruchtektonische Verstellung die Reliefverstärkung, die nachfolgend zur Sedimentation der Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge führt. Diese zeitliche Einstufung deckt sich mit der Festlegung eines tektonischen Ereignisses am Beginn einer oben/Grob-Folge eines Schuttfächers nach STEEL et al. (1977). An die Bruchtektonik ist vermutlich ein Vulkanismus gekoppelt, dessen Aschen zu Beginn dieser Abfolge eingeweht werden und als Basistuff vorliegen. Eine bruchtektonische Initiierung eines neuen Schuttfächers ist ferner anzunehmen, weil zusätzlich zu dem Eintrag von Schutt des altpläozoischen Grundgebirges permischer Porphyrdetritus hinzutritt. Diese schlagartige Bereitstellung neuer Liefergebiete, die auch im Schwermineral-Spektrum abgebildet wird, macht eine bruchtektonische Bewegung wahrscheinlich. Das Material wird durch progradierende Schuttfächer in Senken des weiterhin bruchtektonisch gegliederten oberostalpinen Beckens eingebracht. Dabei zeigen häufige Intraklasten an, daß auch ältere Schuttfächer oder liegende Schwemmebenen-Ablagerungen aufgearbeitet werden. In den St. Pauler Bergen führen die Schuttfächer-Sedimente verschiedener Teilprofile unterschiedliche Gewichtungen innerhalb der sonst

gleichen Schwermineral-Spektren und deuten damit unterschiedliche Einzugsgebiete an.

Im oberostalpinen Becken endet die Obere Sedimentitgeröll-Abfolge beispielhaft für eine oben/grob-Folge abrupt. Ein Reliefausgleich ist damit vermutlich weitgehend abgeschlossen.

Nördlich der kristallinen Hochzone, im zentralalpinen Becken, setzt im Semmering-Wechselgebiet die Sedimentation mit der Aufarbeitung des Untergrundes ein. In der Klastenvergesellschaftung und im Schwermineral-Spektrum zeigt sich die zusätzliche Bereitstellung von vulkanischem Schutt im Liefergebiet. Der Sedimenttransport erfolgt über Schuttfächer, neben denen lateral verzahnt, oder durch Relief voneinander getrennt, feinklastische Schwemmebenen existieren. Im Thörl/Aflenz-Profil sind die feinklastischen Schichten im Liegenden der Tuffitlagen eventuell diesem Niveau zuzurechnen. In anderen Bereichen des Troiseck-Zuges sollen nach TOLLMANN (1977) grobklastische Sedimente vorhanden sein, die ein Paläorelief belegen können, sofern sie zeitgleich sind.

Sowohl im Thörl/Aflenz- als auch im Semmering-Profil ist eine genaue Grenzziehung zur hangenden Tuffit-Abfolge jedoch nicht möglich.

Die feinklastischen Schwemmebenen-Sedimente der Tuffit-Abfolge im oberostalpinen Becken belegen eine Zeit relativer tektonischer Ruhe, die vermutlich auch länger andauerte. Die äolisch eingebrachten Tuffe kündigen im mittleren bis oberen Abschnitt der Tuffit-Abfolge eine Krustenbewegung an, die als initiale Tektonik für nachfolgende Schuttfächer mit oben/grob-Trend angesehen werden kann (STEEL et al., 1977).

Nach dieser Tuffit-Ablagerung und einer möglichen Sedimentationspause baut sich in dem St. Pauler Berge-Profil ein Schuttfächer vor dem gehobenen Liefergebiet auf, der durch die oben/grob-Sequenz der Unteren Porphyrgeröll-Abfolge abgebildet wird. Dabei kommt es zur Aufarbeitung liegender Schichten, die demzufolge auch in Teilschollen gehoben sein können. Das Klasten- und das Schwermineral-Spektrum zeigen ein neues Liefergebiet mit reichlich Porphyrdecken an. Diese Schuttfächer-Progradation ist in den St. Pauler Bergen allerdings nur im distalen Schuttfächerbereich abgeschlossen. Im Krappfeld-Profil und am Christophberg zeigt sich in der Unteren Porphyrgeröll-Abfolge nach einem geringmächtigen feinklastischen Bereich eine grobklastische Schuttfächersedimentation mit oben/fein-Trend.

Nach STEEL et al. (1977) entspricht ein oben/fein-Korngrößentrend einem Schuttfächer, der durch rückschreitende Erosion in Richtung des Liefergebiets zurück verlagert wird. Nach den wenigen Schüttung-Hinweisen wurde das Material im Krappfeld aus nördlicher und am Christophberg aus westlicher bis nordwestlicher Richtung angeliefert. Bei Annahme eines zurückverlagernden Schuttfächers muß ein schon länger existierendes Porphyrliefergebiet im Norden vermutet werden, das erst zu diesem Zeitpunkt in den Einzugsbereich des Schuttfächers gerät.

Nach Vergleichen mit Darstellungen von HEWARD (1978) kann die oben/fein-Korngrößen-Entwicklung in den Schuttfächersedimenten dieser Profile aber auch ein recht schnelles Vorrücken eines Schuttfächers abbilden, dessen Vorschüttintensität danach kontinuierlich abnimmt.

Da in der hangenden Abfolge zudem noch weitere grobklastische Einschüttungen im Bereich des Krappfeld-Profiles erfolgen, die aufgrund ihrer mehrfachen Wiederholung eher als Schuttfächervorstöße und nicht als -rückzüge zu deuten sind, ist die Interpretationsmöglichkeit nach HEWARD (1978) zu bevorzugen. Damit kann auch angenommen werden, daß nicht nur rückschreitende Erosion, sondern auch tektonische Reliefversteilung zur Erschließung des bisher inaktiven Liefergebiets mit Porphyren führte.

In der Oberen Porphyrgeröll-Abfolge der St. Pauler Berge weisen oben/grob-Sequenzen auf das Vorrücken eines Schuttfächers und damit wieder auf eine tektonische Einleitung der Sedimentation hin. Mit der Verstellung und Reliefversteilung geht vermutlich vulkanische Aktivität einher, wie es durch nur geringfügig umgelagertes Tuffit-Material in der basalen feinklastischen Bank angedeutet wird. Mit dem progradierenden Fächer gelangt ein Klastenspektrum neuartiger Zusammensetzung in den Ablagerungsraum. Innerhalb dieser Schuttanlieferung sind zwei oben/grob-Sequenzen gleicher petrographischer Zusammensetzung abzugrenzen. Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Sequenzen allozyklischen oder autozyklischen Folgen entsprechen. Die Obere Porphyrgeröll-Abfolge mit einer Gesamtmächtigkeit von mehr als 80 m entspricht in den St. Pauler Bergen jedoch im Ganzen einer allozyklisch gesteuerten Schüttung, die in relativer Liefergebietsnähe aufgeschlossen ist. In diese proximale Position reichen auch noch die aus nördlicher Richtung eingebrachten Schuttströme hinein.

Im Krappfeld-Profil und am Christophberg sind 2 bzw. 3 oben/fein-Sequenzen in der Oberen Porphyrgeröll-Abfolge aufgeschlossen. Die Sequenzen sollen aufgrund fehlender typisch-fluviatiler Merkmale auch dem Schuttfächerbereich zugeordnet werden. In einer distalen Position auf dem Schuttfächer (-system) erfolgen wiederholt anfangs intensive, aber schnell erlahmende Schüttungen, für die eine Festlegung allo- oder autozyklischer Steuerung nicht möglich ist. Die gesamte obere Porphyrgeröll-Abfolge stellt auch im Krappfeld-Profil die übergeordnete, allozyklisch gesteuerte Sequenz dar. Durch die tektonische Reliefveränderung, die an die Basis gestellt wird, steht über die gesamte Sequenz ein anderes Klastentypen-Spektrum als im Liegenden zur Verfügung. Die oben/fein-Schüttungsabläufe und die etwas geringere Korngröße als im St. Pauler Berge-Profil machen eine vergleichsweise distalere Position auf einem Schuttfächer (-system) wahrscheinlich. Ob die beiden Profile auch zu demselben Schuttfächer (-system) gehören, kann nicht festgestellt werden. Der Sedimenteintrag erfolgt in diesem Niveau im Christophberg-Profil aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung. Für das Krappfeld-Profil konnten keine Schüttungsrichtungen ermittelt werden.

Die Alpine Buntsandstein-Formation des Oberostalpins und die des Zentralalpins weisen den gleichen markanten Einsatz vom Perm abweichender Sedimentations- und Diagenesebedingungen auf. Die permischen Sedimente sind durch ein primäres Tonmineralbindemittel verbacken, das durch dispersen Hämatit intensiv rotbraun gefärbt ist. Der disperse Hämatit wurde durch mehrfache Umlagerung des Schuttfächermaterials aus zerfallenden, eisenreichen Mineralen herausgelöst. Die Feldspäte weisen in den permischen Schichten starke Korrosionserscheinungen auf.

Dagegen zeigen die Schichten der Alpinen Buntsandstein-Formation ein Weiterwachsen der Feldspäte und eine intensive Quarz-Zementation, die ein primäres, helles Tonmineralbindemittel verdrängt. Die Unterschiede in der Zementation weisen, wie KRAINER (1987a) auch am Beispiel des Apatits ausführt, vermutlich auf unterschiedliche Verwitterungs- und Sedimentationsbedingungen hin, die auf klimatische Unterschiede zwischen Perm und Skyth zurückzuführen sind.

Aufgrund dieses zu vermutenden Klima-Umschwungs sollen die Alpinen Buntsandstein-Formationen des oberostalpinen und die des zentralalpinen Beckens zeitlich korreliert werden.

Damit gibt es für die stratigraphische Reichweite der zentralalpinen Werchzirm-Formation zwei Interpretationsmöglichkeiten. Es kann zum einen nach dem Ende der Werchzirm-Formation am ausgehenden Unterrotliegenden bis zum Skyth eine Schichtlücke durch Ausfall der Gröden-Formation vorliegen. Oder es kann die zentralalpine Werchzirm-Formation als Vertretung der Gröden-Formation noch weiter ins mittlere und höhere Perm hinaufreichen. Für keine dieser beiden Versionen konnten eindeutige Belege gefunden werden.

In den oberostalpinen Profilen St. Pauler Berge, Krappfeld und Christophberg wird in der Quarzgeröll-Abfolge in einen flächenhaft großen Ablagerungsraum von Flüssen mit hoher Transportkraft gut gerundeter Detritus metamorpher Liefergebiete eingebracht. Die Erschließung eines neuen Liefergebietes wird durch das Klastenspektrum deutlich angezeigt, wobei die Aufarbeitung eines älteren, groben Konglomerates mit gneisähnlichen Geröllen und Lyditen auf das mögliche Vorhandensein von Karbon-Konglomeraten im Einzugsgebiet hinweist. In den drei Profilen werden die Ablagerungen lateral ausgedehnter Flußsysteme (braided river) vorgefunden, wogegen Randfaziestypen wie z. B. Schuttfächer oder feinklastische Schwemmebenen nicht angetroffen werden. Es ist deshalb für das oberostalpine Becken (soweit durch diese drei Profile dargestellt) insgesamt ein Vorrücken der fluviatilen Sedimentation möglicherweise durch Schollenverstellung anzunehmen, bei der gleichzeitig ein neues Liefergebiet erschlossen wird. Mögliche Übergangssedimente von permischer zu skythischer Ablagerung oder Anzeiger von Sedimentationspausen, wie Bodenbildungen, sind nicht festzustellen. Vermutlich wurden sie vor dem Absatz der Quarzgeröll-Abfolge erodiert. Eine Einschüttung in dieses oberostalpine Becken erfolgte aus nord-nordwestlicher bis westsüdwestlicher Richtung.

Auch im zentralalpinen Becken setzt die fluviatile Fazies nach möglichen Schichtlücken mehr oder weniger markant ein. Die Grobquarzit-Abfolge ist im Thörl/Aflenz-Profil insgesamt mächtiger und feiner klastisch ausgebildet als die vergleichbare Abfolge im Semmering-Profil. Sie nimmt innerhalb ihres Schüttungssystems, das nicht mit dem des Semmering-Profiles ident sein muß, eine distalere Position ein als die Grobquarzit-Abfolge des Semmering-Profiles. Es kann zumindest nach diesen beiden Profilen hier ebenfalls ein beckenweites Vordringen der fluviatilen Sedimentation angenommen werden.

Zwischen diesen beiden Becken befindet sich als trennendes Element eine kristalline Hochzone, an deren Flanken eventuell schon in diesem Niveau die Sedimentation einsetzt. Vor der Ablagerung der basalen

Porphyrdetritus-Abfolge des Pfannock-Profiles wird durch erosive Tätigkeit der sich vom oberostalpinen Becken nähernden fluviatilen Fazies in diesem marginalen Bereich vorhandenes Lockermaterial fortgespült. Unter den klimatischen Bedingungen des vorhergehenden Perm konnte es durch starke Verwitterung eher zur Bedeckung des Pfannock-Kristallins mit einer Schuttdecke als zur Ausbildung von Bodenhorizonten kommen. Diese Schuttdecke konnte aufgrund der wahrscheinlich fehlenden bis geringen Vegetationsdecke leicht bis auf das unverändert Anstehende abgeräumt werden. Die Porphyrdetritus-Abfolge wird aus westlicher Richtung zum Pfannock-Profil geschüttet. Die Umstellung in der Porphyrdetritus-Abfolge auf eine Schüttung aus einem relativ nahegelegenen, metamorphen Liefergebiet ist an eine Reliefversteilung gebunden. Diese wahrscheinlich tektonische Reliefverstärkung könnte in Zusammenhang mit der intraskythischen Regressionsphase in beiden großen Sedimentationsbecken gesehen werden. Nach der tektonischen Initiierung wird der Detritus eines Areals mit Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen aus westlicher Richtung eingebracht.

Das Klastenspektrum der Schichten im Pfannock-Profil wie KRAINER (1984) auf das Altkristallin von Radenthein zu beziehen, führt über die erkennbaren Liefergebietshinweise hinaus. Zwar dominieren Staurolith und Disthen im Schwermineral-Spektrum, aber die Granatführung des Kristallins von Radenthein ist selbst bei Annahme eines für Granaterhaltung ungünstigen Sedimentationsmilieus unterrepräsentiert.

Ganz im Gegensatz dazu stehen die basalen Schichten des Ochsenstand-Profiles. Nach der Art der gneisigen Lithoklasten handelt es sich bei dem Liefergebiet dieser Schichten um ein Kristallinareal, das schon präalpin bis zum kataklastischen Zerschneiden der Feldspäte deformiert und bis zur Ausheilung der Risse mit Albit und Quarz getempert worden ist. Den wenigen Schüttungshinweisen zufolge dürfte das Liefergebiet für das Ochsenstand-Profil nicht wie von KRAINER (1984) vermutet, nördlich bei Innerkrems, sondern eher südlich bis südöstlich zum Profil gelegen haben. Der von KRAINER (1984) postulierte Untergrundsbezug zu staurolithführenden Hellglimmerschiefern der Priedröf-Serie ist wegen der äußerst geringen Staurolith- und Disthen-Führung nicht nachvollziehbar.

Die unterschiedliche Schwermineralführung und der abweichende Klastenbestand weisen dem Pfannock- und dem Ochsenstand-Profil paläogeographische Positionen zu, die durch das südlich des Ochsenstands gelegene Kristallinebiet voneinander getrennt sind. Es festigt sich somit das Bild von einer trennenden Kristallin-Hochzone zwischen oberostalpinem und zentralalpinem Sedimentationsraum.

In den beiden Becken erfolgt innerhalb der Alpinen Buntsandstein-Formation im Zuge des „Campil-Ereignisses“ (KRAINER, 1985) eine Regression. Im Gegensatz zum Drauzug kann für die hier untersuchten Profile nicht ausgesagt werden, ob sich gegen Ende der Quarzgeröll- bzw. Grobquarzit-Abfolge schon marine Verhältnisse einstellen. Jedoch ist das erneute grobklastisch-fluviatile Vordringen durch die Sandstein- bzw. Feinquarzit-Abfolge in allen Profilen an basalen Wiederaufarbeitungshinweisen zu erkennen. Da die Erschließung eines neuen Liefergebietes dabei nicht festzustellen ist, dürfte diese Regression eher Meeresspiegelschwankungen als regionale Tektonik abbilden.

In dieser Abfolge der höheren Alpinen Buntsandstein-Formation stellen sich in beiden Becken vermutlich schon marine Verhältnisse ein. Während im oberostalpinen Becken die Einschüttung aus südlicher bis südöstlicher Richtung erfolgte, weisen die zentralalpinen Profile auf einen Eintrag aus nordöstlicher bis östlicher Richtung hin.

Das „Badia-Transgressions-Ereignis“ (vgl. BRANDNER, 1984) ist in allen untersuchten Profilen aus dem Beckeninneren mit den grobklastischen Basisschichten der Werfen-Formation, den Transgressionskonglomeraten im weiteren Sinne, gut dokumentiert. Während in den beiden Becken unter den flachmarinen Bedingungen der Werfen-Formation sedimentiert wird, findet am Pfannock die Ablagerung des groben Metamorphit-Schutts auf terrestrischen Schuttfächern oder in proximalen Flußsystemen statt. Die Siliziklastika des Ochsenstand-Profiles werden ihrer unsicheren zeitlichen Einstufung zufolge ebenfalls zu diesem Zeitpunkt in einem proximal-fluviatilen Bereich abgesetzt. Die makroskopischen Unterschiede sind mit der unterschiedlich metamorphen, alpinen Beanspruchung zu erklären. Nach v. GOSEN et al. (1987) haben Karbonatschichten aus dem Stangalm-Mesozoikum s. str., zu dem auch das Ochsenstand-Profil gehört, eine epimetamorphe Beanspruchung erfahren. Das Pfannock-Profil weist nach diesen Autoren aber nur anchimetamorphe Prägung auf.

Eine Regression an der Wende Skyth/Anis leitet nach BRANDNER (1984) die Karbonatsedimentation der Mitteltrias ein. In diesen Umschwung sind die Evaporite des basalen Anis zu stellen, die in den hier untersuchten beckeninneren Profilen als Rauhwacken-Niveaus zu erkennen sind. Lediglich in den Profilen von Pfannock und Ochsenstand sind derartige Schichten nicht vorzufinden.

Das Fortbestehen der kristallinen Hochzone noch in das Anis hinein wird durch den hohen terrigenen Einfluß in den Pfannock-Schichten und in der vergleichbaren-Karbonat-Abfolge im Ochsenstand angezeigt. Dagegen weisen die Profile mit zentraler Beckenposition karbonatische Sedimentation weitgehend ohne terrigenen Einfluß auf. Dem Pfannock-Profil kommt also nach seiner Entwicklung für das oberostalpine Becken eine nördliche Randposition, dem Ochsenstand-Profil für das zentralalpine Becken eine südliche Randposition zu. Sie sind nach ihren Klastenvergesellschaftungen und Schwermineral-Assoziationen zu trennen.

4. Schlußfolgerungen

Im permischen terrestrischen Sedimentationsablauf hat sich die Ermittlung allozyklischer Schüttungsserien als sinnvolle Gliederungs- und Korrelationsmöglichkeit erwiesen. Demnach sind im Unterrotliegenden Ablagerungsräume mit enger Faziesverzahnung in relativ kleinräumig gegliedertem Paläorelief anzunehmen. Die eintönigeren Ablagerungen der Gröden-Formation sprechen für ausgedehntere Becken, in denen die morphologische Gliederung weniger ausgeprägt ist. Die Angabe von NILSEN (1982) über die Reichweite terrestrischer Schuttfächer von bis zu 150 km kann eine Vorstellung von den möglichen Ausdehnungen geben. Bei der Analyse der skythischen Sedimentationsabläufe sind zusätzlich die von BRANDNER (1984) angegebenen,

triadischen Meeresspiegelschwankungen neben der möglichen tektonischen Steuerung der Sedimentation zu berücksichtigen.

Die oberostalpine und die zentralalpine Perm/Skyth-Schichtenfolge sind unterschiedlich ausgebildet, es ist von zwei getrennten Sedimentationsräumen auszugehen. In diesem Sinne kann von einer deckenspezifischen Ausbildung im Sinne von TOLLMANN (1959 und folgende) gesprochen werden. Die zentralalpine Beckenfüllung unterscheidet sich durch das Fehlen der Gröden-Formation, das Fehlen von Lyditgeröllen in der Alpinen Buntsandstein-Formation und durch ein abweichendes Schwermineralspektrum von der oberostalpinen Beckenfüllung. Innerhalb des zentralalpiner Beckens können die mittelostalpine und die unterostalpine Perm/Skyth-Abfolge nicht unterschieden werden.

Während des Perm steuern im oberostalpinen Becken bruchtektonische Reliefveränderungen die Sedimentation unter terrestrischen Bedingungen. Im zentralalpiner Becken liegen vergleichbare Sedimentationsbedingungen nur im oberen Unterrotliegend vor. Wie von BECHSTÄDT et al. (1978) dargestellt, führt diese Bruchtektonik jedoch nicht zu einem echten „rifting“, sondern die permotriadischen Schichtenfolgen werden als Ablagerungen eines labilen Schelfs angesehen. Dieser Schelf befand sich im Bereich einer gedünnten Kruste, die jedoch nicht zur Ozeanbildung gelangte („aborted rifting“). Die hier untersuchte Perm/Skyth-Folge stellt eher eine taphrogenetische Beckenfüllung

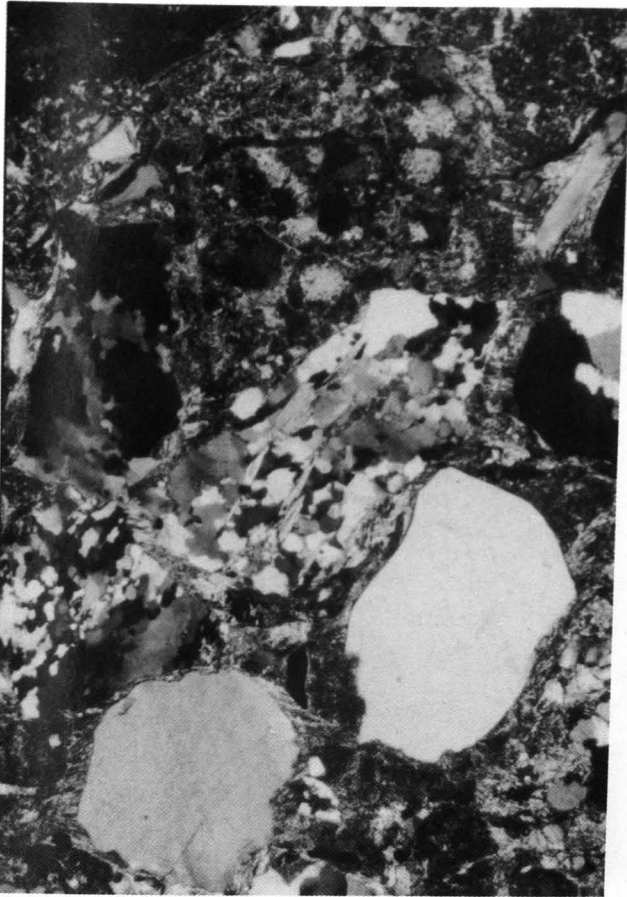
als eine postvariskische Molasse dar (vgl. WOPFNER, 1984).

Die untersuchten Profile an den Flanken der kristallinen Hochzone sind nicht im Sinne von FRANK (1983) in primär enger Nachbarschaft abgelagert worden. Es ist eine primär größere Distanz anzunehmen. In die heutige Position sind sie durch tektonischen Transport verfrachtet worden. Die genauere paläogeographische Position dieser und der übrigen Profile kann jedoch nicht angegeben werden, da der Bewegungssinn der synsedimentären Bruchtektonik nicht bekannt ist. Neben den vermuteten Vertikalbewegungen können auch Lateralverschiebungen mit möglicherweise erheblichen Beträgen abgelaufen sein. Es liegen durch die postalpidische Erosion zwischen allen Profilen ausgedehnte Bereiche vor, über deren Sedimentationsverlauf im Perm/Skyth nichts bekannt ist. Aufgrund dieser nicht näher zu konkretisierenden paläogeographischen Situation soll hier keine Einbindung in die tektonischen Modelle von TOLLMANN (1987), FRANK (1987) und BECHSTÄDT (1978) erfolgen.

Die deutlich unterschiedliche Perm/Skyth-Ausbildung in Mittelkärnten und im Südalpin läßt eine sedimentologisch-sedimentpetrographische Untersuchung der südlichsten Kärntner Profile (Rosegg, Viktring) vor dem Karawanken-Nordrand hoffnungsvoll erscheinen. Zur weiteren Kenntnis der Sedimentationsabläufe sollte versucht werden, die permischen Vulkanitlagen mittels radiometrischer Altersdatierung zu korrelieren.

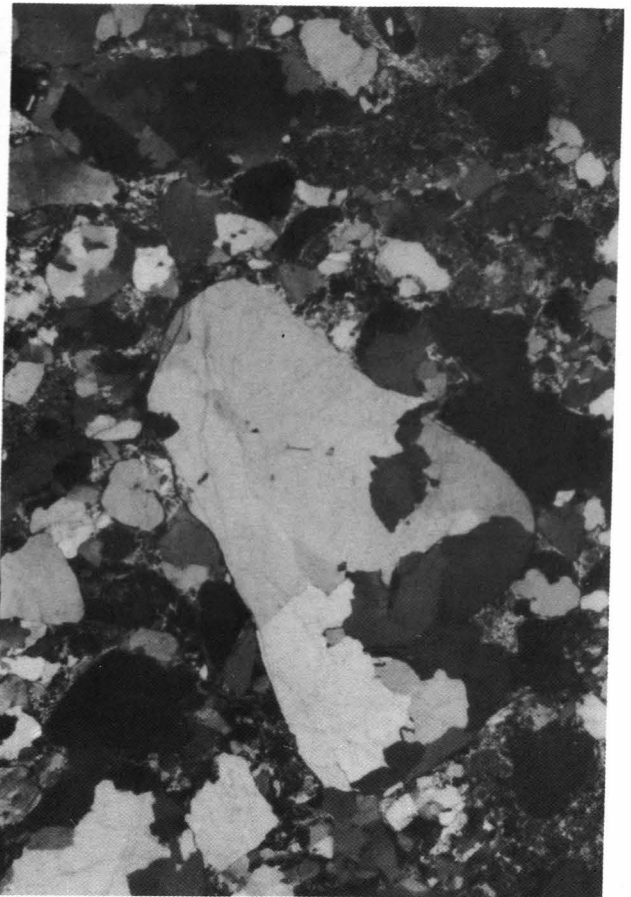
Tafel 1

- Fig. 1: Ein Lithoklast des Metamorphit M_1 -Typs befindet sich in der Bildmitte. Die Glimmer liegen geregelt nach der Schieferung zwischen geplätteten Quarz-Alt Körnern. Der Lithoklast stammt nach der Glimmergröße vermutlich aus einem Liefergebiet mit Glimmerschiefern.
Untere Porphygeröll-Abfolge des Krappfeldes; Nicols \times .
- Fig. 2: Der große, gut gerundete Lithoklast in der Bildmitte stellt einen typischen Metamorphit M_2 dar, der aus einem Liefergebiet mit Gneisen stammt. In diesem Klastentyp haben sich die Korngrenzen großer, blockartiger Quarzkristalle von den Glimmern gelöst. Die unregelmäßigen Glimmer sind in den Quarzkristallen meist eingeschlossen.
Quarzgeröll-Abfolge der St. Pauler Berge; Nicols \times .
- Fig. 3: Der große Lithoklast im Bildzentrum ist ein Porphygeröll, das in einer hämatitstaubigen, felderigen Quarz-Albit-Grundmasse einen Porphy Quarz-Einsprengling führt.
Obere Porphygeröll-Abfolge des Krappfeldes; Nicols \times .
- Fig. 4: Trotz der Quarzdeformation der umgebenden Klasten ist ein Porphygeröll in der Grobquarzit-Abfolge des grünschieferfaziell beanspruchten Thörl/Aflenz-Profiles noch gut zu erkennen.
Nicols \times .



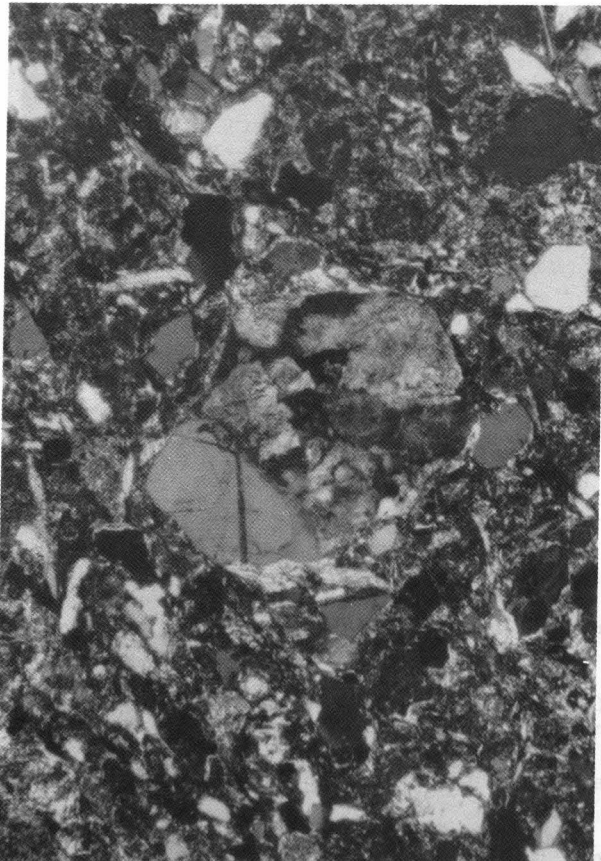
1

0,25mm



2

0,5 mm



3

0,25mm

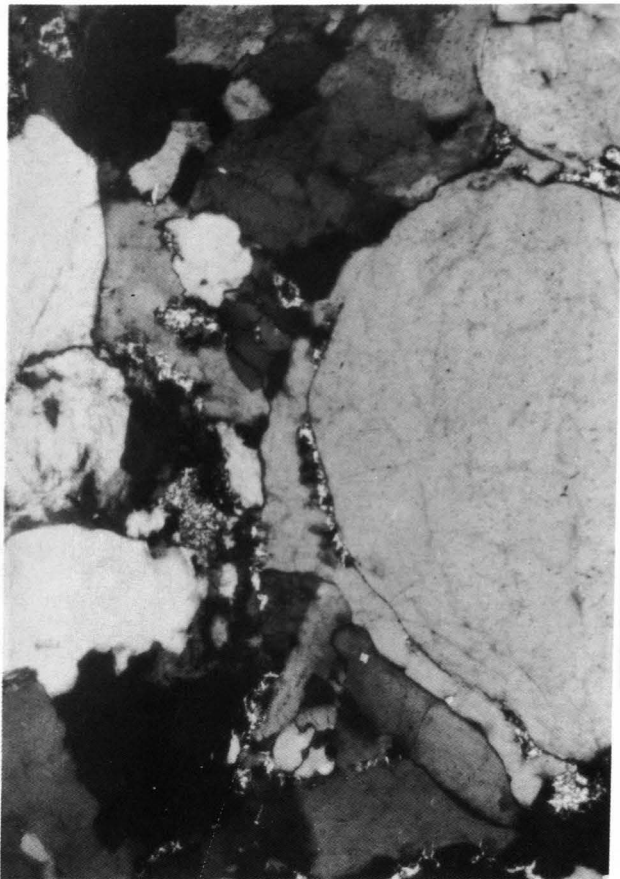


4

0,08mm

Tafel 2

- Fig. 1: Der „dust rim“ markiert die Korngrenze, auf der sich primäres Tonbindemittel befindet. Spätere Quarzzementation überwächst das Bindemittel bereichsweise.
Quarzgeröll-Abfolge der St. Pauler Berge; Nicols x.
- Fig. 2: Trotz Undulation und bereichsweiser Rekristallisation von Quarz sind in den Tuffitlagen des Semmering-Profiles die Porphy Quarze noch gut an angedeuteter Idiomorphie und an Lösungsvakuolen zu erkennen.
Nicols x.
- Fig. 3: Ein Dünnschliff aus der Oberen Sedimentitgeröll-Abfolge zeigt typisch unreife Schichten mit einem deutlichen Anteil von Porphy Quarzen.
Werchzirm-Formation der St. Pauler Berge; Nicols x.
- Fig. 4: Die Schichten der Werchzirm-Formation im Krappfeld weisen deutliche Durchschieferung mit der Kristallisation von Quarz und Serizit im Druckschatten intakt gebliebener Quarzklasten auf.
Obere Sedimentitgeröll-Abfolge des Krappfeldes; Nicols x.



1

0,08 mm



2

0,25 mm



3

0,25 mm

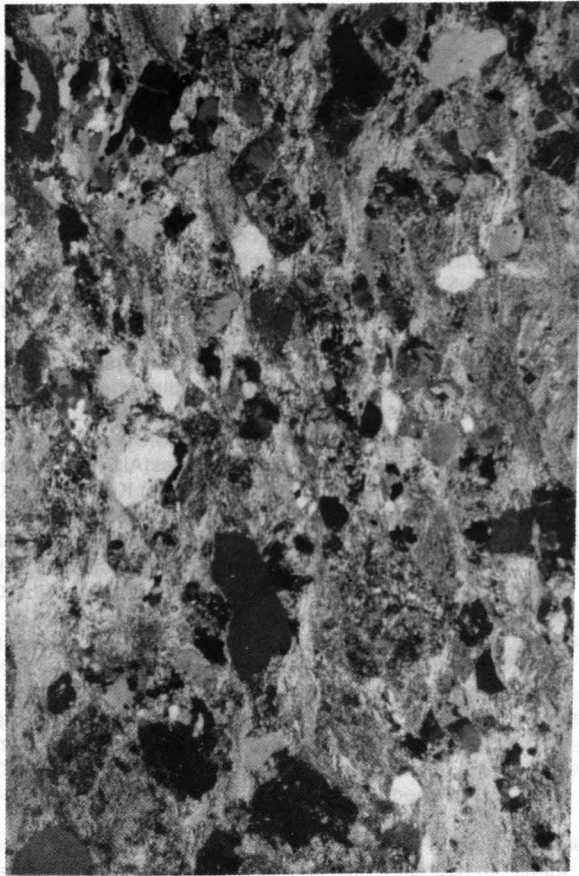


4

0,25 mm

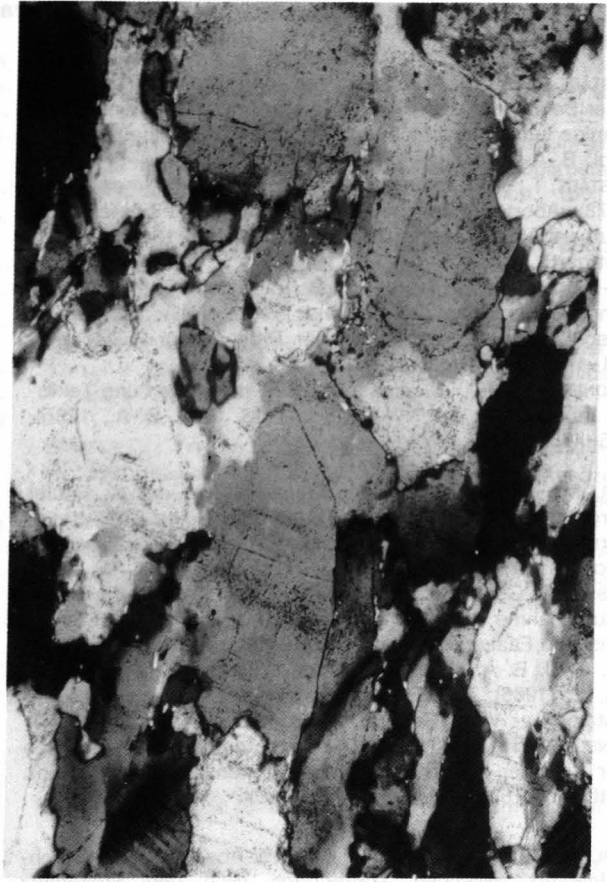
Tafel 3

- Fig. 1: Eine Gesteinsübersicht aus einem Dünnschliff der Werchzirm-Formation vom Semmering-Profil zeigt ?Sedimentite, scherbige, nicht undulöse Quarze, Feldspäte und M₁-Metamorphite. Die Blastese geregelter Serizite weist auf die starke Durchschieferung hin.
Nicols x.
- Fig. 2: Im Dünnschliff der Feinquarzit-Abfolge des Thörl/Aflenz-Profiles ist trotz der Quarzzementation und nachfolgender Suturierung bereichsweise noch der Kornumriß am „dust rim“ zu erkennen. Vermutlich diagenetisch erfolgte die Quarzzementation, bei der das primäre Tonmineralbindemittel in verbleibende Zwickel zusammengeschieben wurde. In der metamorphen Überprägung fand dort das Serizitwachstum statt. Durch Deformation kam es zur Suturierung an Quarzkristallgrenzen, wobei teilweise die „dust rims“ zerstört wurden.
- Fig. 3: Der Dünnschliff aus der Oberen Porphygeröll-Abfolge der St. Pauler Berge zeigt das für die Gröden-Formation typische Vorherrschen von Porphygeröllen und von Porphyrquarzen. Die besseren Rundungsgrade der Porphyrquarze sind auf Korrosion in der Schmelze zurückzuführen. Allgemein ist die Zurundung der Klaster eher schlecht.
Nicols x.
- Fig. 4: Die Dominanz von gut gerundetem Metamorphitdetritus kennzeichnet die Alpine Buntsandstein-Formation. Quarzgeröll-Abfolge der St. Pauler Berge; Nicols x.



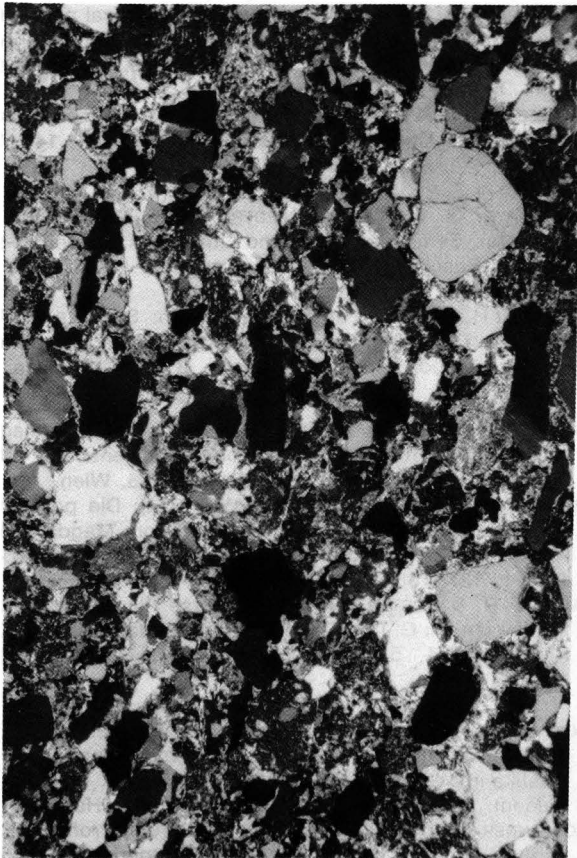
1

0,5mm



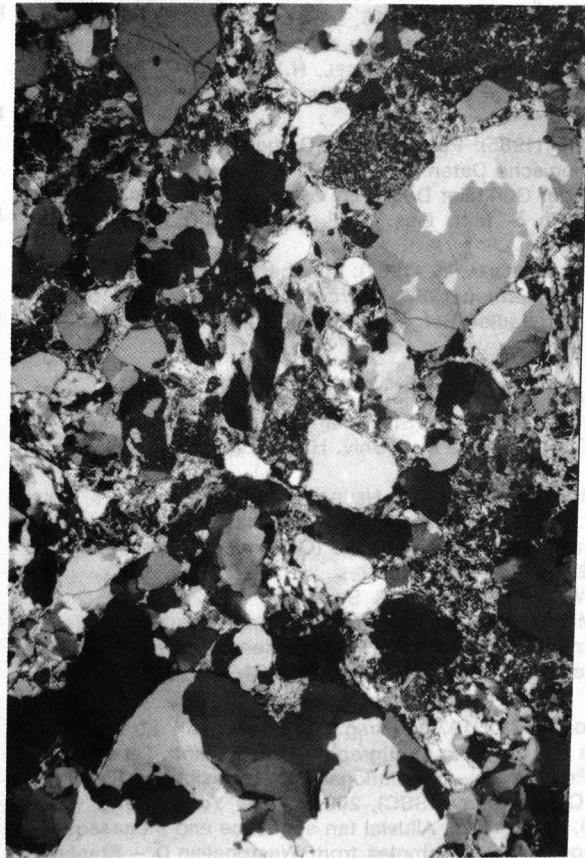
2

0,04mm



3

0,5mm



4

0,5mm

Literatur

- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121/1**, 1–121, Wien.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156**, 157–178, Stuttgart.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1953) mit Beiträgen von ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): *Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift)*, 131–147, Wien (Hollinek).
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/4**, 435–476, Wien.
- CHAIR, M. (1975): Geologische Neuaufnahme der St. Pauler Berge zwischen Langenberg-Tunnel und Ruine Rabenstein, Kärnten (Österreich). – Unpubl. Diplomarb. Fachbereich Geowiss. Univ. Hamburg, 98 S., Hamburg.
- CLAASEN, T., GOSEN, W. v., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F. (1987): Neuaufnahme des Permomesozoikums und Grundgebirges zwischen Faaker See und Turiawald (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 391–413, Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A., Sdh. G.*, 11–35, Wien
- COLINS & NACHTMANN (1974): Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4/2**, 1–43, Innsbruck.
- FAUPL, P. (1970): Zur Geologie des NW-Abschnitts des Wechselgebiets zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **19**, 27–69, Wien.
- FRANK, W. (1983): Teilprojekt 15/02: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – *Jahresber. 1982*, Hochschulschwerpunkt S 15, 249–262, Graz.
- FRANK, W. (1987): The evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 379–406, Wien (Deuticke).
- FRIMMEL, H. (1985): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **32**, 39–65, Wien 1985.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1987): Fundbericht über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1987, Beitrag 15: Wunderstätten (Unterperm), St. Pauler Berge. – *Carinthia II*, **177/97**, 381–394, Klagenfurt.
- GOSEN, W. v. (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 33–149, Hamburg.
- GOSEN, W. v., HAIGES, K. H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. v., PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in den Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/1**, 31–36, Wien.
- HEDBERG, H. D. (1976) (Hrsg.): *International Stratigraphic Guide – A Guide to stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*. – International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC), 200 p., New York (Wiley).
- HEWARD, A. P. (1978): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D – Stephanian B coalfields, northern Spain. – In: MIALI, A. D. (Hrsg.): *Fluvial sedimentology*. – *Can. Soc. Petrol. geol. Mem.*, **5**, 669–702, Calgary.
- JACKSON II, R. G. (1978): Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. – In: MIALI, A. D. (Hrsg.): *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **5**, 543–576, Calgary.
- KAHLER, F. & WOLSEGGGER, H. (1934): Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. – *Carinthia II*, **123/124** (43/44), 1–13, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987a): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/1**, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (1987b): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1987c): Der geologische Rahmen zu einem jungpaläozoischen Pflanzenfossilvorkommen im Raum Wunderstätten (St. Pauler Berge, Kärnten). – *Carinthia II*, **177/97**, 275–281, Klagenfurt.
- LIEGLER, K. (1973): Zur Geologie des zentralalpinen Mesozoikums im Bereich nördlich Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 183 S., Wien.
- MIALI, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Rev.*, **13**, 1–62, Amsterdam.
- MIALI, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALI, A. D. (Hrsg.): *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **5**, 597–604, Calgary.
- MOSTLER, H. (1972): Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 143–149, Wien.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des Drauzuges. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 33–51, Wien.
- NILSEN, T. H.: Alluvial Fan Deposits. – In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (Hrsg.): *Sandstone Depositional Environments*. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol.-Mem.*, **31**, 49–86, Tulsa.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **14–15**, 229–266, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 127–138, Wien.
- RUST, B. R. & KOSTER, E. (1984): Coarse Alluvial Deposits. – In: WALKER, R. G. (1984) (ed.): *Facies Models*, *Geosci. Can., Repr. Ser.*, **1**, 53–69. Toronto, Reprint with corrections 1986.
- SCHRAMM, J. M., GOSEN, W. v., SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 169–179, Hamburg.
- SCHWINNER, R. (1931): Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyrisch-Kärntnerischen Nockgebiet 1 : 25.000. – 11 S., Graz (Leuschner & Lubensky).

- SCHWINNER, R. (1932): Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1932/3**, 65–75, Wien.
- STEEL, R. J., MAEHLE, S., NILSON, H., ROE, S. L. & SPINNANGR, A. (1977): Coarsening upward cycles in alluvium of Hornelen Basin, (Devonian) Norway: sedimentary response to tectonic events. – Geol. Soc. Amer. Bull., **88**, 1124–1134, Boulder.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., Sdbd., **1956**, IC Bd., Heft 1, 76–199, Wien.
- SYLVESTER, H. (1984): Geologische Neukartierung des Mesozoikums zwischen Faaker See und Rosegg (Kärnten/Österreich). – Unpubl. Diplomarb. Fachber. Geowiss. Univ., 121 S., Hamburg.
- SYLVESTER, H. (1988): Vergleichende sedimentologisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an den siliziklastischen Perm/Skyth-Vorkommen des Ostalpins (Kärnten/Steiermark, Österreich). – Unpubl. Diss. Fachber. Geowiss. Univ., 122 S., Hamburg.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens/Österreich. – Carinthia II, **164/84**, 104–113, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1965/5**, 270–299, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1965): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. **G**, 103–133, Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 29–45, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Band 3. Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): The Alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 361–378, Wien (Deuticke).
- WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 207–248, Hamburg.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. – Geol. Rdsch., **73/1**, 259–277, Stuttgart.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. Mai 1989.

Buchbesprechungen

COLLINS, A. G. & JOHNSON, A. I.: Ground-Water Contamination: Field Methods. – 491 S., Philadelphia 1988. Preis: US \$ 52.– ISBN 0-8031-0986-7.

Dieses Sammelwerk umfaßt zahlreiche Beiträge der Langfassungen zum Symposium über „Field Methods for Ground-Water Contamination Studies and Thier Standardization“, welches vom 2.-7. Febr. 1986 in Cocoa Beach, Florida veranstaltet wurde.

Grundsätzlich ist aus den Beiträgen ersichtlich, daß dem Schutz vor Grundwasserverunreinigung in den USA höchste Priorität eingeräumt wird. Dabei können vor allem folgende methodische Ansätze und Lösungen – teils beispielhaft, aber auch kritisch – entnommen werden:

Positiva

- + Grundwasser-Monitoring und Instrumentierung.
- + Standardisierung von Felduntersuchungen (wo und wie?)
- + Prüfung auf Repräsentativität der Proben.
- + Auswirkung von Luftverschmutzung auf Grundwasserverunreinigung.
- + Spurennachweis von Bodenverunreinigungsindikatoren.
- + Langzeitdurchlässigkeitstests von geringdurchlässigen Sedimenten (Leaky Aquifer).
- + Grundwasser-Datenbank
- + Bohrtechnik und Probennahme, um Grundwasserkontaminationen zu dokumentieren.
- + Veränderung der hydrochemischen Beschaffenheit durch Probenschöpfer-, Gefäß- und Verrohrungsmaterial und entsprechend notwendige Probenvorbereitung.
- + Grundwasseranalytik mit Berücksichtigung bakteriologisch-virologischer Nachweise.

Weder/Noch

+/- Fallbeispiele, jedoch nur aus USA.

Negativa

- Einzelbeiträge ohne kontinuierlichen thematischen Aufbau.
- Hoher Preis.

WALTER KOLLMANN

HÖLDER, HELMUT: Kurze Geschichte über die Geologie und Paläontologie: Ein Lesebuch. – Mit einem Beitrag von P. P. SMOLKA. VIII, 244 S., 39 Abb., Berlin usw. (Springer Verlag) 1988. Preis: DM 29,80.–, ÖS 210.– ISBN 3-540-50659-4.

Die Absicht des Autors ist es, mit diesem Buch eine Einladung auszusprechen: „lesend oder auch nur blättern einen Einblick eines naturgeschichtlichen Doppelfachs zu gewinnen, für die im heutigen Wissenschaftsgetriebe so wenig Zeit bleibt, die aber die geistigen Wurzeln erkennen läßt und auch weitere Kreise an wissenschaftliche Fragestellungen heranzuführen vermag.“ Diese Absicht ist m. E. dem fachbekanntem

Autor mehr „als nur zur Genüge“ auch gelungen. Er versteht es in fesselnder und spannender Weise, die Entwicklung der beiden naturgeschichtlichen Disziplinen Geologie und Paläontologie in den letzten drei Jahrhunderten darzustellen. Die Entwicklung der „Mineralogie“ wird bewußt ausgeklammert. Als Ausgangspunkt historischer Betrachtungen wird das 17. Jahrhundert gewählt, in welchem das zähe Ringen um die wahre Natur der Fossilien begonnen hatte. Ergänzt wird das „Lesebuch“ durch eine umfangreiche Fußnotensammlung, die den interessierten Leser zu weiteren tiefergreifenden Studien anregt und verführt. Zur besseren Übersicht wurden auch Randbemerkungen beigefügt. Der Autor hat sich ausschließlich mit der Entwicklung und Wandlung von Geologie und Paläontologie befaßt. Er bespricht nahezu alle bekannt gewordenen Gebirgsbildungstheorien usw. Mit einer Ausnahme hat er sich mit der Geschichte der Teildisziplinen nicht beschäftigt. Der Exkurs über die Geschichte der Mikropaläontologie ist m. E. zu knapp ausgefallen, in dieser Form hätte er besser unterbleiben sollen. Auch den Beitrag von SMOLKA über das „Hilfsmittel Computer“ finde ich wegen des erst so kurzen Einsatzes in den Geowissenschaften im Rahmen einer historischen Betrachtung verfrüht. Das Buch sollte nicht nur Studierenden oder Geowissenschaftlern anempfohlen werden, auch dem interessierten Laien und Sammler eröffnen sich neue Gesichtspunkte über die Entstehung und das Werden der beiden naturgeschichtlichen Disziplinen, da der Text in einer sehr allgemeinen und durchaus für jedermann verständlichen Ausdrucksweise gehalten ist.

TILLFRIED CERNAJSEK

SCHULTZ, J.: Die Ökozonen der Erde. – 448 S., 189 Abb., 48 Tab. Uni-Taschenbuch 1514, Ulmer-Verlag, Stuttgart 1988. Preis: DM 36,80.–, ≈ÖS 260.–. ISBN 3-8001-2604-4.

Der Autor, Professor für Physische Geographie an der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, geht mit diesem sehr interessanten Buch insofern neue Wege, als er die erste moderne Zusammenfassung einer ökologischen Gliederung der Erde gibt, die nicht nur, wie üblich, botanisch- bzw. zoologisch-ökologische Aussagen behandelt, sondern auch pedologische und geomorphologische.

Nach zwei einleitenden Kapiteln werden 9 Ökozonen (Polare/subpolare Zone, Boreale Zone, Feuchte Mittelbreiten, Trockene Mittelbreiten, Tropisch/Subtropische Trockengebiete, Winterfeuchte Subtropen, Sommerfeuchte Tropen, Immerfeuchte Subtropen und Immerfeuchte Tropen) ausführlich und mit großteils sehr instruktiven Abbildungen und Tabellen behandelt. Jedes Kapitel ist außerdem mit einem ausführlichen Literaturverzeichnis versehen.

Es ist praktisch unmöglich, auf die Fülle der dargestellten Fakten einzugehen – dieses Werk ist jedenfalls jedem mit Naturwissenschaften befaßten oder daran Interessierten wärmstens zu empfehlen.

MANFRED E. SCHMID

SINHA, A. K.: Geology of the Higher Central Himalaya. – 124 Abb. (Fotos, Strichskizzen, Profile, Karten), 219 S., Chichester usw. (J. Wiley & Sons) 1989. ISBN 0471-91122-4.

Der Autor war Teilnehmer der Expeditionen des Wadia Institute of Himalayan Geology, welche im Zeitraum von 1973 bis 1981 jährlich im nördlichen Teil des Zentral-Himalaya durchgeführt wurden. Er bringt damit neueste Ergebnisse aus einem Raum, der seit einem halben Jahrhundert wegen der Grenznähe zu Tibet (China) Sperrgebiet ist. Nur wenige, ausschließlich indische, Geologen durften diesen schwer erreichbaren Teil des Himalaya betreten. Obwohl das Gewicht der Monographie auf der Zentral-Zone und Tibet-Zone liegt, werden auch die Gebiete des Niederen Himalaya, die ja bei jeder Expedition gequert wurden, dargestellt.

Kapitel 1 gilt dem ethnisch-kulturellen Hintergrund des Gebietes von Kumaun, wie dieser Abschnitt des Himalaya genannt wird. Weiters werden die geographisch-klimatischen Verhältnisse, Flora und Fauna kurz beschrieben.

Die Erforschungsgeschichte (Kapitel 2) zeigt, daß das nördliche Kumaun doch nicht als bisherige terra incognita bezeichnet werden kann.

Kapitel 3 gibt eine ausführliche, vorwiegend stratigraphische Beschreibung des Niederen, Hohen und Inneren Zentral-Himalaya. In erstgenannter Zone wird bis in das klassische Gebiet von Simla (H. P.) nach W ausgegriffen. Es zeigt sich, daß auch die verschiedenen Fossilfunde der jüngsten Zeit das Altersproblem der Schichtfolge des Niederen Himalaya nicht gelöst haben – die Widersprüche wurden anscheinend nur noch größer. Weit klarer ist dagegen das Bild des Zentralkristallins und des Tethys-Himalaya. In zahlreichen Säulenprofilen wird die eindeutige Gesteinsabfolge gezeigt, meist auch reichlich durch Fossilien dokumentiert. Besonders erwähnt seien die neuen mikropaläontologischen Funde des Autors, welche ein altersmäßiges Hinaufreichen des Flysch bis ins Eozän belegen. Auch das klassische Gebiet der Klippen von Malla Johar, hart an der Grenze zu Tibet, wird noch behandelt.

Kapitel 4 beschreibt die Tektonik der Großzonen Niederer, Hoher und Innerer Himalaya. Das Zentral-Kristallin wird vom Autor als Main Axial Zone (M. A. Z.) bezeichnet und als durch einen Tiefenbruch von der Tibet-Zone getrennt betrachtet. Es erstaunt daher, daß in Abb. 53 die M. A. Z. in den Raum südlich der großen Fenster im Niederen Himalaya West Nepals hineinstreicht. Kritisch zu vermerken ist auch, daß in dieser und in Abb. 47 Signaturen nicht erklärt bzw. Fehler im zugehörigen Text eingeflossen sind.

In Kapitel 5 beschreibt der Autor die von ihm aufgenommenen Geotraversen im Zentralabschnitt des Himalaya. Naturgemäß folgt der Geologe bei seiner Arbeit den Haupthandelsrouten und Wegen der Einheimischen. Diese führen über z. T. gefährliche Pässe. Der Autor hat so ziemlich alle dieser Wege bereist, und seine Detailbeschreibungen sind für den Leser, der Vergleich mit Nachbargebieten sucht, besonders wertvoll (leider fehlt bei Abb. 82 die Erklärung der Zahlen für die Schichtglieder).

Kapitel 6 ist der Synthese gewidmet, der allgemeine Bau des Himalaya und seine Entstehung werden hier behandelt. Der Autor versucht, absolut gegensätzliche Vorstellungen zu vereinen. Einerseits wird die Plattentektonik anerkannt, welche den Himalaya als Folge einer Kontinent/Kontinent-Kollision sieht, andererseits werden Geosynklinalen und Geantiklinalen angenommen, die durch über lange Zeiträume wirksame Tiefenbrüche getrennt werden. Die Ansicht des Verfassers, daß die M. A. Z., eine im nördlichen Teil des Zentralkristallins angenommene Tiefenstruktur, wichtiger als die Indus-Struktur sei (S. 152), zeigt, daß ihm der fixistische Standpunkt näher ist.

In Kapitel 7 werden umfangreiche radiometrische Altersdatierungen vorgestellt. Ähnlich den Fossilfunden des Niederen Himalaya finden sich manche Widersprüche, weshalb eine vorsichtige Interpretation angezeigt scheint.

Kapitel 8 liefert petrochemische Daten, vorwiegend von Kristallingesteinen aus dem Zentralabschnitt des Himalaya.

Kapitel 9 beschäftigt sich mit den vom Autor entdeckten Baryt-polymetallischen Sulphid-Mineralisationen im Altpaläozoikum der Tibet-Zone. Diese Vorkommen werden als abbauwürdig betrachtet.

In Kapitel 10 einer abschließenden Diskussion faßt der Autor die ihm wesentlich erscheinenden Ergebnisse der Arbeit zusammen. Besonders betont wird die Bedeutung der M. A. Z., welche nördlichen und südlichen Himalaya scheidet, und daß der Niedere Himalaya nicht als reaktiver Indischer Schild aufgefaßt werden kann.

Die Monographie des höheren Zentral-Himalaya ist reich illustriert mit 2 Farbkarten, farbigem Säulenprofil, zahlreichen Schwarz-Weiß-Routenkarten, -Profilen, -Ansichtsskizzen und Fotopanoramamen. Neben Daten aus verschiedenen Einzelarbeiten wird eine Fülle neuer Beobachtungen in dem Werk gegeben. Trotz mancher vom Rezensenten abweichender Auffassungen und einiger weniger Mängel (unvollständige Bildtexte) ist die Monographie für jeden unentbehrlich, der sich mit der Geologie des Himalaya befaßt. Die nicht zu eng gefaßte Beschreibung, welche häufig auch Nachbargebiete im W und E sowie den Niederen Himalaya mit einbezieht, und die Fülle an Daten laden ein zu vergleichender Betrachtung mit anderen Himalaya-Gebieten. Alles in allem eine empfehlenswerte Arbeit.

GERHARD FUCHS

VINKEN, R. (Hrsg.): The Northwest European Tertiary Basin. – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 100, 7–508, 267 Fig., 3 Tab., 7 Karten, Hannover 1988. ISSN 0341-6399.

Dieser Band bringt eine Zusammenfassung der Resultate des Projektes Nr. 124 des International Geological Correlation Programme „The Northwest European Tertiary Basin: structure and evolution of a platform basin and its economic implication“. Dieses für die Rohstoff-Forschung auch wirtschaftlich bedeutende Projekt konnte zu einem vorbildlichen Abschluß gebracht werden. In einer umfangreichen Publikation liegen die Resultate für alle Teilgebiete des großen nordwest-europäischen Tertiärbeckens vor. Es beteiligten sich an dieser Veröffentlichung 77 Autoren aus 8 Ländern, von denen die Ergebnisse von 6 Working Groups mit zahlreichen Mitarbeitern präsentiert werden.

Die Resultate wurden in mehrfacher Hinsicht aufbereitet, wodurch eine vorzügliche Benutzung in geologischer und paläontologisch-stratigraphischer Hinsicht gegeben ist. Das Werk läßt sich in zwei Themenkreise gliedern. Zunächst werden die wissenschaftlichen Ergebnisse vorgelegt, dann in einer synoptischen Darstellung eine stratigraphische Interpretation und paläogeographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes gegeben. Das erste Kapitel befaßt sich mit der Lithostratigraphie der einzelnen Teilgebiete, nach Ländern geordnet. Dadurch erscheint beispielsweise das Nordseebecken sowohl unter Großbritannien – Norwegen als auch unter Dänemark – Norwegen. Die Formationen werden in übersichtlicher Weise beschrieben; beginnend mit der Ableitung des Namens folgen Lithologie, Verbreitung, Stratigraphie und Unter-/Obergrenzen. Nach jedem Teilbecken finden sich kurzgefaßte Literaturhinweise. Dazu bietet der umfangreiche Anhang lithologische Säulenprofile. Eine zusammenfassende Korrelation (Kapitel 1.3 und Fig. 35 a–d) erleichtert einen raschen Überblick über die gesamte nordwesteuropäische Tertiärentwicklung.

Im zweiten Abschnitt geben 22 geologische Schnitte einen Überblick über die laterale und vertikale Entwicklung der Formationen in den Teilbecken. Sie sind alle im Maßstab 1 : 500.000 mit einer 25-fachen Überhöhung dargestellt. Dadurch lassen sich tiefe Becken und flache Randbereiche vergleichen. Basis der Darstellung waren Tiefbohrungen, Seismik und Oberflächenaufschlüsse.

Das dritte Kapitel behandelt die Sedimentpetrographie, vor allem die Schwermineralien. Auf Grund dieser Untersuchungen lassen sich zwei Hauptliefergebiete, eine Anzahl kleiner Massiv im Süden und die großen, metamorphen Bereiche im Norden, erkennen. Tonmineralien werden als Anzeiger vulkanischer Aktivitäten und unterschiedlicher Verwitterungsbedingungen herangezogen.

Einen bedeutenden Umfang nimmt das Kapitel „Biostratigraphie“ ein. Die einzelnen Fossilgruppen beginnen mit einer Definition der jeweiligen Biozonen, dann folgen die regionalen Ergebnisse, getrennt für jede Fossilgruppe. Folgende Gruppen werden behandelt: Foraminiferen (benthonisch und planktonisch), Ostracoden, Nannoplankton, Pollen und Sporen, Dinoflagellaten, Mollusken, Vertebraten und sonstige (Charophyten, Bryozoen, Echinodermen). Alle Abschnitte sind mit Verbreitungstabellen der Arten für jedes Teilbecken ergänzt. Eine Tabelle (Fig. 267) gibt eine beckenweite Korrelation für alle Biozonen.

Der letzte Abschnitt, der wissenschaftliche Resultate vorstellt, betrifft die Geochronologie. Hier werden die radiometrischen Altersbestimmungen aus dem Untersuchungsgebiet zusammengefaßt und diskutiert. Daraus ergibt sich eine Zeitskala (Fig. 254), in der die Grenzen der Tertiärstufen vom Danien bis zum Chattien bestimmt werden. Dies ist vor allem für die aus Nordeuropa beschriebenen Stufen von Bedeutung.

In den zusammenfassenden Kapiteln werden zunächst die paläontologischen Ergebnisse und die biostratigraphische Korrelation behandelt. Marine Transgressions- und Regressionszyklen hatten bedeutende Auswirkungen und führten zu einer natürlichen, stratigraphischen Gliederung des nordwesteuropäischen Tertiärs. Damit eng verbunden ist eine Großglie-

derung in 9 Sedimentationszyklen, die in ausgezeichneten paläogeographischen Karten im Maßstab 1 : 2,500.000 ihren Niederschlag finden. In Farben wurde die marine/nichtmarine Fazies und die Sedimentmächtigkeit in ihrer nachgewiesenen Verbreitung, sowie in der hypothetischen Ausdehnung, im Gebiet von Großbritannien bis nach Polen dargestellt.

Das Gesamtwerk besteht aus einem Textband von 508 Seiten mit einem umfangreichen Literaturverzeichnis, einem Beilagenband mit 267 Figuren und Tabellen, sowie einem zweiten Beilagenband mit 5 paläogeographischen und 2 Struktur-Farbkarten. Es bietet eine grundlegende Übersicht über das gesamte nordwesteuropäische Tertiärbecken, einschließlich der Nordsee, und enthält viele, sonst nicht zugängliche Detailresultate, die für die Rohstoff-Forschung und Prospektion in diesem Gebiet unerlässlich sind. Für die wissenschaftliche Arbeit sind hier alle notwendigen Unterlagen vorhanden, sodaß es ein grundlegendes Nachschlagewerk für das gesamte Tertiär ist. Es ist vor allem auch für den mitteleuropäischen Raum, für den Zusammenhang zur Tethys und Paratethys, eine wertvolle Ergänzung, da die marinen Ablagerungsgebiete teilweise übergreifen. Somit stellt es auch eine grundlegende Ergänzung zu den Ergebnissen des IGCP Projektes Nr. 25 „Tethys – Paratethys – Neogen“ dar.

FRED RÖGL

