Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen)

M. BAUMANN, P. HELBIG & K. SCHMIDT *)

mit 7 Tabellen, 13 Abbildungen (davon 2-9 als Photos), 3 großen Tafeln

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt neben der petrographischen Entwicklung den tektonischen Bau des Ötztaler Altkristallins im Bereich des Gurgler und Venter Tales.

Das Hauptgestein des untersuchten Gebietes bilden Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise, die mit granat- und mineralreichen (Granat, Staurolith, Disthen) Glimmerschiefern verknüpft sind. Die Paragneisverbände enthalten quarzitische, graphitführende wie auch kalksilikatische Einlagerungen und werden von geringmächtigen, aber weit aushaltenden Granitgneis- und Amphibolitlagern durchsetzt. Die Amphibolite leiten sich, wenigstens zum Teil, von magmatischen Ausgangsgesteinen ab.

Die letzte Kristallisation erfolgte nachtektonisch und bewirkte eine merkliche Kornvergröberung der Gesteine. Die Mineralparagenese entstand in mehreren Phasen. Der früh- bis syntektonische Mineralbestand entspricht der Almandin-Amphibolit-Fazies (Staurolith-Disthen-Almandin-Subfazies), während die nachtektonische Kristallisation die Gesteine in die tiefe Grünschieferfazies überführte. An dieser Entwicklung sind allem Anschein nach voralpidische und alpidische Kristallisationen beteiligt.

Zur Beschreibung des Schlingenbaues werden die Flächen- $(\mathbf{s_1},\ \mathbf{s_2})$ und Faltengefüge $\mathbf{B_1}$ verwendet.

Die Schieferung s₁ ist häufig gefaltet (B₁) und beschreibt über das Venter Tal hinweg eine große steilachsige Falte, die Venter Schlinge (B = $115/65^{\circ}$ WNW).

Die Falten (B₁) streichen im Gurgler Tal NNE—SSW und tauchen überwiegend flach nach N. In der Gegend von Sölden biegen sie unter Beibehaltung ihres flachen Einfallens über N—S nach NW—SE und E—W um. Im Kammgebiet zwischen Gurgler und Venter Tal ist die gleiche Rotation nach NW und W festzustellen, gleichzeitig versteilt sich aber das Einfallen so, daß die Achsen in der Talsohle Steil- bis Vertikalstellung erreichen. Die Westflanke der Schlinge zeichnet sich durch eine polyaxiale Faltung aus.

Die s_2 -Flächen lassen sich geometrisch als Schieferung auf die B_1 -Falten beziehen. Sie streichen im Gurgler Tal bei überwiegendem Westfallen NNE-SSW und streuen im Gebiet von Vent vorzugsweise im NW-SE-Sektor.

Eine strenge Gliederung des Faltengefüges in mehrere Bau- und Bewegungspläne ist nicht möglich, da die Verformung nicht symmetriekonstant und infolge der hohen Teilbeweglichkeit der Gesteine im Schlingeninneren als polyaxiale Faltung verlief, mit der quasiplastische Ausgleichsbewegungen verbunden waren.

Bei der Schlingenbildung wurden vermutlich flachachsig gefaltete Gneis-Glimmerschieferverbände um steile Achsen gekrümmt und der Massenüberschuß im Kern der ent-

^{*)} Anschrift der Autoren: Dipl.-Geol. M. BAUMANN, Dipl.-Geol. P. HELBIG, Prof. Dr. K. SCHMIDT, Geologisches Institut der TH München, 8 München 2, Arcisstr. 21.

stehenden Großfalten durch die Dehnung der Schlingenschenkel oder Bewegungen in Richtung der Schlingenachse kompensiert. Das Achsentauchen nach dem Schlingeninneren hin spricht dafür, daß die vertikalen Ausgleichsbewegungen in die Tiefe gerichtet waren. Ursprünglich steile Achsen können aber auch, wie Tonversuche zeigen, in flachere Lagen gedreht worden sein.

Die steilachsige Faltung steht sehr wahrscheinlich mit der variszischen Gebirgsbildung in Zusammenhang.

Summary

The work presented here treats the petrographic development and the tectonic structure of the old metamorphic complex of the Ötztal (Austria) in the region of the Gurgler and Venter Valleys (fig. 1).

According to present ideas on Alpine tectonics the Ötztal-Masse is a part of the pre-Mesozoic crystalline basement and is a nappe thrust from the south during Alpine folding over Pennine and Lower Austroalpine units.

The principal rock types in the area studied are biotit-muscovite-plagioclase gneisses accompanied by garnetiferous mica schists und mica schists rich in garnet, staurolite and kyanite. The paragneissic unit may be graphite bearing and contain quarzitic or lime silicate inclusions interpersed with thin but widely continuous granite-gneiss and amphibolite bands. The amphibolites are derived, at least in part, from magmatic parent rocks.

Mineral paragenesis took place in several phases. The early-to syntectonic mineral content correspondents to the almandine amphibolite-facies (staurolite-kyanite-almandine subfacies) whereas the post-tectonic crystallisation transformed the rocks into the green schist facies and caused an increase in grain size of rocks. Pre-Alpidic and Alpidic crystallisations apparently participate in this development.

The southern part of the Ötztaler and Stubaier Alps are characterized by steeply plunging fold structures (table 2).

The folds range in magnitude from a few hundred metres to several tens of kilometers and plunge between 60° and 90° . Within such structures very complicated fabric patterns are developed in which steeply and low-dipping axes alternate. As a further consequence of rotation during the folding low-dipping axes may become steep-dipping.

In describing the Schlingenbau (loop-structure) the surface (s_1, s_2) and fold structure (B_1) is employed.

The foliation s_1 is frequently folded (B₁) and defines, across the Venter Valley, a large steep axial fold the Venter Schlinge (B = $115^{\circ}/65^{\circ}$ WNW).

In the Gurgler Valley the folds (B_1) trend NNE—SSW and for the most part, pluge gently to the north. In the region of Sölden the trend changes from N—S to NW—SE and E—W the folds retaining their gentle plunge. In the crest region between the Gurgler and Venter Valleys the same rotation toward the NW and W occurs, but at the same time the plunge increases such that the axes in the valley floor are steep and even reach vertical positions. The west flank of the Schlinge ist distinguished by polyaxial folding (table 2).

The s_2 -surfaces can be geometrically referred to as foliation of the B_1 -folds. They strike NNE—SSW in the Gurgler Valley, with a predominately west dip, and scatter preferentally in the NW—SE sector in the region of Vent.

A strict arrangement of the fold structure into distinct structures and planes of movement is not possible, since the deformation was not symmetrically uniform, and since, due to high mobility of the rocks within the inner loop, it took place in the form of polyaxial folding with which quasiplastic compensatory movements were connected.

Gneiss-micaschist units, probably flat-axially folded, were bent around steep axes in the course of the loop formation, and the excess of volume in the core of the growing macrofolds was compensated by a stretching of the limbs of the loop or through movements along the direction of the loop axis. The axial plunge towards the inner part of the loop indicates that the vertical, compensatory, movements were directed downward.

The steep axial folding is probably related to the Variscan Orogeny.

Inhalt

	Seite
I. Einleitung	4
II. Geologische Übersicht	6
III. Gesteinsbeschreibung	7
A. Allgemeines	7
B. Paragneise	8
1. Allgemeines 2. Biotit-Muskovit-Plagicklasgneise	8
a) Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer	9
2 Granat Climmarzahiofar	10
4. Croue minerelaticke Climmerschiefer	18
4. Grade minerarelene Gimmersemeter	25
a) Quarritizata Gostaina	25
b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer	25
c) Kalksilikatische Einlagerungen	26
C. Amphibolite	31
1. Allgemeines	31
2. Plagioklasamphibolite	32
3. Chlorit-Plagioklasamphibolite	35
4. Aktinolithische Amphibolschiefer	35
5. Zur Genese der Amphibolite	36
D. Granitgneise	36
1 Allgemeiner	36
2 Muskovit Granitanejce	37
3 Augen, und Flesergranitaneise	39
4 Biotit.Granitaneise	40
5 Zur Genese der Granitaneise	··· 42
E. Basische Ganggesteine	43
F Kristellization and Deformation	46
T. Aristanisation and Deformation	40
G. Das Alter der Gesteine	91
IV. Tektonischer Bau	52
A. Allgemeines	$\dots 52$
B. Schieferung und Faltung	52
1. Schieferung (s_1)	$\dots 52$
2. Faltung (B ₁ , B ₂)	59
3. Schieferung (s ₂)	62
C. Brüche und Störungen	63
D. Zum Mechanismus der steilachsigen Faltung	64
E. Das Alter der steilachsigen Faltung	66
Tabellen 6 und 7	68
Literatur	70

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit liefert einen Beitrag zur tektonischen Erforschung der südlichen Ötztaler Alpen. Bereits in den Jahren 1912 und 1914 hat SANDER in seinen grundlegenden Veröffentlichungen über die tektonische Gesteinsfazies und die Tektonik des Grundgebirges auf die "Faltung um steile Achsen" im Altkristallin der Ötztaler Alpen aufmerksam gemacht gemacht und eingehendere Untersuchungen dieser Bauformen angeregt. In den Jahren 1927-1931 kartierte dann Schmidegg (1932), gestützt auf die Vorarbeiten TELLERS (1877-1878) das Kartenblatt Sölden und St. Leonhard (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000) und fand, daß im Gegensatz zu den flachachsig gefalteten nördlichen Ötztaler und Stubaier Alpen der tektonische Bau in den südlichen Teilen der Ötztal-Masse von ausgedehnten steilachsigen Großfalten, sogenannten Schlingen, beherrscht wird. Den gleichen Faltungsstil, der unter der Bezeichnung Schlingentektonik bald in die Lehrbücher der Tektonischen Geologie einging, stellte WENK (1934) etwa zur gleichen Zeit auch im Südteil der Silvretta-Masse fest.

Leider sind Erläuterungen zu Blatt Sölden und St. Leonhard nicht erschienen und auch die von Schmidbege (1933) angekündigte Publikation petrographischer und gefügekundlicher Arbeitsergebnisse unterblieb infolge der Kriegsereignisse. Es liegt daher bis heute lediglich eine erste, kurz gefaßte Beschreibung (Schmidbege 1933) dieser bemerkenswerten Strukturen vor, die das auffällige Kartenbild der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen bestimmen (Abb. 1).

Der Darstellung SCHMIDEGGS ist zu entnehmen, daß in den einzelnen Schlingen flache, steile und vertikale Faltenachsen miteinander wechseln. Es schien uns daher lohnend, das "Achsenchaos" einer solchen Großfalte im einzelnen aufzunehmen, um eine vertiefte Vorstellung vom Schlingenbau und vom Ablauf des offenbar recht komplizierten Bewegungsvorganges bei der "Faltung um steile Achsen" zu gewinnen. Als Musterbeispiel bot sich dafür die deutlich umrissene Venter Schlinge an, in der man, dank des tiefen Einschnitts der Venter Ache, eine Profilhöhe von mehr als 1300 m überblicken kann.

K. SCHMIDT führte in den Sommern 1961—1963 im Gurgler und Venter Tal tektonische Aufnahmen durch. M. BAUMANN und P. HELBIG hatten die Aufgabe, das Venter und Ramolkogel-Gebiet im Maßstab 1:10.000 zu kartieren und das tektonische Meßnetz vor allem für die Venter Schlinge zu verdichten. Es zeigte sich aber bald, daß ohne die Kenntnis der Gebiete im S und SW keine Schlüsse auf die Bewegungsvorgänge zu ziehen sind. Dank des Entgegenkommens von Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOME konnten entsprechende Aufnahmen ohne Aufschub in Angriff genommen werden. Die Untersuchungen gewinnen noch dadurch an Interesse, daß auch die steilachsige Faltung der Westalpen immer besser bekannt wird (WENK 1955, 1956, 1962, 1963) und ein Vergleich der west- und ostalpinen



- Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte nach SCHMIDEGG (1933).
 1. Paragneise und Glimmerschiefer.
 2. Gesteine des Schneeberger Zuges.
 3. Tektonische Leitgesteine (Gneise, Amphibolite, Marmore).
 4. Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite.
 5. Granit-gneise.
 6. Zentralalpine Trias.
 I Stubaier Schlinge, II Venter Schlinge, III Marzell-Schlinge, IV Schlingenbögen des Schnalstales, V Mittelberg-Schlinge.
 - A 1 Umriß der geologischen Karte (Tafel 1).
 - A 2 Umriß der tektonischen Karte (Tafel 2).

Schlingengebiete neue Gesichtspunkte für die Rekonstruktion der alpinen Baugeschichte verspricht.

Da eine petrographische Beschreibung des bearbeiteten Gebietes bisher fehlt, wird diese im ersten Teil der Arbeit, soweit für das Thema erforderlich, nachgeholt. Eine quantitative Darstellung des Stoffbestandes muß in diesem Rahmen aber unterbleiben. Auch die Beschreibung der Korngefüge wird einer eigenen Arbeit vorbehalten.

Herrn Prof. B. SANDER (Innsbruck) gilt unser besonderer Dank, da er durch seine Empfehlungen und sein reges Interesse an den Problemen den entscheidenden Anstoß zu diesen Untersuchungen gab. Herrn Prof.

 $\mathbf{5}$

W. HEISSEL (Innsbruck) danken wir herzlich für die in der alpinen Forschungsstelle der Universität Innsbruck (Obergurgl) gewährte Gastfreundschaft. Herr Priv.-Doz. Dr. KLEMM (München) war so freundlich, uns bei der Durchsicht der Erzanschliffe behilflich zu sein. Die Durchführung der Arbeiten wurde durch Reise- und Sachbeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Deutschen Alpenvereins ermöglicht.

II. Geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt im Südteil der Ötztal-Masse, der größten allochthonen Altkristallinscholle der Ostalpen. Nach den heutigen Vorstellungen vom Alpenbau wurde das Altkristallin während der alpidischen Deckenbewegung von S her auf die penninischen und unterostalpinen Gesteinsfolgen geschoben und dabei, wie die Lagerungsverhältnisse an der Brenner-Senke und im Engadiner Fenster zeigen, über eine Entfernung von mindestens 50—60 km verfrachtet. WENK (1934) vermutet, daß die Silvretta- und Ötztal-Masse aus dem Gebiet der Etschbucht stammen und nimmt für das Silvretta-Kristallin eine Schubweite von etwa 80 km an. Das Alter der Bewegungen ist ungewiß. Die Ötztal-Scholle hat im Engadiner Fenster aber noch Gesteine der Oberkreide, die Silvretta-Masse im Prätigau eozäne Schichten überfahren.

Das Ötztal-Kristallin wird mit seiner mesozoischen Auflagerung (Brenner-Mesozoikum, Jaggl-Trias) von STAUB (1924), RICHTER (1930), CADISCH (1953) und MEDWENITSCH (1962) als Oberostalpin, von KOBER (1923) und TOLLMANN (1963) mit einem Teil der Sedimentdecke als Mittelostalpin gedeutet.

Kristallingerölle in den oberkarbonischen Nößlach-Konglomeraten (KARL 1955) und die Transgression permisch-triadischer Gesteine auf das Kristallin beweisen, daß dessen Hauptkristallisation ("Laaser Kristallisation") einer vortriadischen, vermutlich variszischen Metamorphose angehört. Die sicher nachzuweisenden nachtriadischen Mineralsprossungen spielen in den mittleren Stubaier Alpen nur eine untergeordnete Rolle, gewinnen nach S hin aber an Bedeutung und steigern sich im Schneeberger Zug bereichsweise bis zur völligen Umkristallisation ("Schneeberger Kristallisation") der Gesteine. Die Unterscheidung vor- und nachtriadischer Mineralparagenesen ist daher im Einzelfall sehr schwierig und soll mit Hilfe physikalischer Altersbestimmungen versucht werden.

Das Aufnahmegebiet gehört zu den orographisch höchsten Teilen der Ostalpen und ist daher von ausgedehnten Firn- und Gletscherfeldern bedeckt. Die Gletscher der Ötztaler Alpen nehmen nach dem Stand der Alpenvereinskarte (Aufnahme 1938) eine Fläche von 171 km^2 ein (MORAWETZ 1952, 1954). Einen guten morphologischen Überblick vermitteln die topographischen Alpenvereinskarten der Ötztaler Alpen 1:25.000, Bl. 30/1 Gurgl und Bl. 30/2 Weißkugel-Wildspitze.

Das Venter und Gurgler Tal bilden die hydrologischen Leitlinien des Arbeitsgebietes. Beide Täler stoßen bei Zwieselstein (1462 m) aufeinander, und ihre Bäche, Venter und Gurgler Ache, vereinigen sich zur Ötztaler Ache. Die Venter Ache entspringt bei Vent (1896 m) aus dem Zusammenfluß von Rofen- und Niedertaler Ache und hat wie die Rofen Ache über lange Strecken eine junge Schlucht in den älteren Talboden geschnitten. Im Einzugsgebiet der Rofen Ache liegen als bedeutendste Gletscher der Vernagt-, Hochjoch- und der Hintereisferner, im Einzugsgebiet der Niedertaler Ache der Marzell-, Schalf- und Diemferner.

Die Gurgler Ache nimmt in ihrem Oberlauf vor allem die Schmelzwasser des Gurgler-, Langtaler-, Seelen- und Rotmoosferners auf.

Alle Täler zeigen die Spuren einer kräftigen glazialen Erosion: Gletscherschliffe, Rundhöcker, Trogschultern und verschiedenartige Karformen. Die Talflanken sind in den höheren Bereichen oft durch mehrere mit Moränen und Hangschutt bedeckte Verebnungen gegliedert.

Die Gipfellinie des Ramolkogel—Nörderkogel-Kammes zwischen Gurgler und Venter Tal senkt sich von 3550 m (Gr. Ramolkogel) im SW bis auf 2827 m (Mittagskogel) im NE. In gleicher Richtung verringert sich auch die Vergletscherung und Firnbildung. Infolge der unterschiedlichen Exposition ist das Eis auf der östlichen Kammseite bis auf geringe Reste verschwunden, auf der Westseite dagegen erreichen die Talgletscher noch Längen von $2 \cdot 5 \ km$ (Diemferner) bzw. $1 \cdot 5 \ km$ (Spiegel-, Latsch- und Steiniglehnferner).

Ähnliche Verhältnisse herrschen an der Westseite des Venter Tales. Der Wildspitz—Mutkogel-Kamm senkt sich von 3770 m (Wildspitze) im SW auf 3058 m (Geislacher Kogel) im NE. Während die Gletscher auf der Ostseite des Kammes weitgehend zusammengeschmolzen sind, wird die Westflanke des südlichen Kammabschnittes von den ausgedehnten Eis- und Firnfeldern des Taschach- und Mittelbergferners eingenommen.

Durch den starken Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte sind zum Teil großflächige Aufschlüsse frischen Gesteins entstanden, die einen ausgezeichneten Einblick in die Verbandsverhältnisse gestatten.

III. Gesteinsbeschreibung

A. Allgemeines

Das Gebiet von Obergurgl und Vent ist, wie die Ötztal-Masse insgesamt, vorwiegend aus Paragneisen, Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen aufgebaut, die bereichsweise einen glimmerschieferähnlichen Habitus annehmen. Trotz fließender Gesteinsgrenzen lassen sich aber einzelne Glimmerschieferzonen gegen die Paragneise abgrenzen, wie z. B. die Glimmerschiefer des Ramolkogel-Nörderkogel-Kammes, die die lithologische Monotonie des Gurgler Tales unterbrechen. Auffallend sind die relativ schmalen aber weit aushaltenden Amphibolit- und Granitgneislager. Sie ziehen von S über eine Entfernung von mehr als 15 km in die Venter Zone hinein und stellen ausgezeichnete tektonische Leitlinien dar. Während die Amphibolite aber an der Venter Ache in die Tiefe tauchen, beschreiben die Granitgneise eine große steilachsige Falte — die Venter Schlinge — und spalten im Faltenscheitel in mehrere Lager auf.

Mächtige Granitgneiskörper erscheinen erst weiter im NW, in der Gipfelzone zwischen Mutkogel $(3312 \ m)$ und Geislacher See $(2702 \ m)$. Sie gehören bereits der Mittelberg-Schlinge an. Als jüngstes Glied der Gesteinsfolge durchbrechen E—W-streichende, posttektonisch intrudierte basische Gänge den Faltenbau.

Die Neukartierung wurde auf das lithologisch differenziertere Gebiet im Bereich der Venter Schlinge beschränkt. Als Aufnahmeunterlage dienten die AV Karte 1:25.000 Bl. 30/1 und Luftbilder. Schwierigkeiten ergaben sich bei der Kartierung nur in der unmittelbaren Umgebung der Gletscher, wo durch den Eisschwund der letzten Jahrzehnte merkliche topographische Veränderungen eingetreten sind.

B. Paragneise

1. Allgemeines

Die Paragneise bilden im ganzen zwar eine ziemlich einheitliche Serie, weisen im einzelnen aber eine bedeutende Variationsbreite auf. Die feinbis mittelkörnigen Gesteine sind schiefrig oder feinflasrig ausgebildet, spalten plattig, enthalten aber auch mehr oder weniger massige Partien. Der Haupttypus, die Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise, gehen durch allmähliche Glimmerzunahme in Glimmerschiefer über. Sie sind durch epidotreiche Zwischenglieder mit Amphiboliten verknüpft und neigen durch Zunahme des Quarzgehaltes zur Bildung quarzitischer Gesteine. Die Abgrenzung der einzelnen Varietäten ist daher nicht einfach und richtet sich bis zu einem gewissen Grade nach der Auffassung des jeweiligen Bearbeiters. An Stelle der in der Karte angegebenen Gesteinsgrenzen, liegen im Gelände meist mannigfache Wechsellagerungen verschiedener Zwischentypen vor.

Trotz der Metamorphose zeigen die Gesteine immer wieder eine reliktische Schichtung. Leithorizonte, die man für eine erste lithostratigraphische Gliederung verwenden könnte, waren bisher jedoch nicht zu finden. In einzelnen Zonen häufen sich zwar kalksilikatische Einschlüsse, ihr Auftreten ist aber zu lückenhaft, als daß man sie für eine Horizontierung verwenden könnte. Das gleiche gilt für die graphitführenden und quarzitischen Einlagerungen. Vielleicht bieten die tektonisch einfacher gebauten Gebiete weiter im N bessere Voraussetzungen für solche Gliederungsversuche.

Eine besondere Variante der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise bilden die Biotit-Porphyroblastengneise. Sie treten vor allem in der Randzone des Schneeberger Zuges auf und fallen durch ihre verstärkte Biotitsprossung und Querbiotitbildung auf. Diese Biotitbildung steht vermutlich mit der alpidischen Schneeberger Kristallisation im Zusammenhang, doch findet man ähnliche Gesteine auch weiter im N und NW.

Die kartierbaren Glimmerschiefer hat SCHMIDEGG auf Blatt Sölden und St. Leonhard unter anderem in "Granat- und staurolithreiche Glimmerschiefer" und "Graue granatreiche Glimmerschiefer des Spiegelkogel-Firmisan" gegliedert. Wir bevorzugten aus aufnahmetechnischen Gründen eine Gliederung in Granat-Glimmerschiefer und graue mineralreiche Glimmerschiefer.

Die Gneise und Glimmerschiefer weisen sehr häufig eine Plagioklassprossung auf, die die ursprünglichen Gesteinsunterschiede noch weiter verwischt. Während die Feldspatblasten in einzelnen Zonen gerade noch mit bloßem Auge zu erkennen sind, bilden sie in anderen typische Perlgneise und Feldspatknotengneise bzw. -glimmerschiefer mit Knoten bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Im Extremfalle nehmen die Gesteine aplitoiden Habitus an. Wegen der diffusen Verteilung der gefeldspateten Bereiche ist ihre Darstellung auf der Karte aber nur bedingt möglich. Soweit zu erkennen, besteht zwischen der Verbreitung der Blastite und der der Orthogneise kein unmittelbarer Zusammenhang. SCHMIDEGG (1933) führt die Feldspatsprossung auf den Einfluß synkinematischer Intrusiva zurück. Dafür bieten sich im Gelände aber keine sicheren Anhaltspunkte.

Im ganzen Gebiet zeigen die Gneise und Glimmerschiefer eine starke Quarzdurchtränkung auf. Linsenförmige weiße, graue, sehr oft auch blaue Quarzleukosome bilden schieferungsparallele Lagen und sind mit dem Gestein zusammen verfaltet. Die oft auftretenden biotitreichen Säume sprechen für eine lateralsekretionäre Quarzausscheidung. Analoge Bilder bieten die Dünnschliffe. In ihnen erscheinen die Quarzbänder als polygonale Pflastergefüge.

Quarz-Feldspat-Metatekte sind dagegen kaum vorhanden (Lehner Kar). Relativ selten findet man auch diskordante Quarzgänge und Spaltenfüllungen. Sie enthalten als Besonderheiten bis zu einem Dezimeter lange Disthene und Rutile, denen sich weiter im N auch Andalusit zugesellen kann (HAMMER 1929). Aus der Silvretta beschreibt STRECKEISEN (1928, S. 140) Quarz-Andalusit-Linsen und bemerkt, daß der Andalusit in den umgebenden Gneisen als Gesteinsgemengteil erscheinen kann.

2. Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise

a) Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer

Die fein- bis mittelkörnigen Paragneise der Stubaier und Ötztaler Alpen wurden von HAMMER (1929) als Biotit-Plagioklasgneise bezeichnet. Die Gesteine besitzen aber oft einen sehr hohen Muskovitgehalt, so daß auch häufig Zweiglimmergneise oder seidig glänzende Muskovitgneise auftreten. Von früheren Bearbeitern ist wegen der gut entwickelten Schieferung und des eindeutigen Metasedimentcharakters die Bezeichnung "Schiefergneis" bei höheren Glimmergehalten auch "Gneisglimmerschiefer" bzw. "Glimmerschiefer" verwendet worden. Da wegen der kontinuierlichen Änderung der Gesteinszusammensetzung entsprechende Abgrenzungen aber nur willkürlich vorzunehmen sind, haben wir auf eine derartige Typisierung verzichtet und die Sammelbezeichnung "Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis" verwendet.

Die reliktische Schichtung, d. h. der Wechsel zentimeterbreiter glimmerarmer und -reicher Lagen, verleiht dem Gestein in angewittertem Zustand bereichsweise das Aussehen nahezu unveränderter Sedimente. Die primären Korngrößenunterschiede sind bei der Umkristallisation zwar weitgehend verlorengegangen, in der Glimmerverteilung zeichnet sich aber gelegentlich eine ursprüngliche Gradierung ab. In einzelnen Lagen nimmt dann der Glimmergehalt, dem ehemaligen Tonanteil entsprechend, in Richtung auf die hangende Schichtfuge zu, bis ein dunkler Biotitgneis entsteht, der scharf gegen ein glimmerarmes, quarzreiches Gneisband abgesetzt ist. In diesem wiederholt sich das gleiche. Derartige Bilder kann man bei Obergurgl und im Venter Tal immer wieder beobachten (Abb. 2).

In der Regel wurden die Sedimentgefüge aber durch die Metamorphose verwischt, so daß die Schieferung das augenfälligste Gefügeelement darstellt. Der Lagenbau wird gelegentlich auch durch die unterschiedliche Größe und Konzentration der Feldspatblasten hervorgehoben.

Das mikroskopische Bild entspricht dem makroskopischen. In den Schliffen erkennt man mehr oder weniger homogene granoblastische Quarz-Plagioklas-Glimmer-Gemische mit oder ohne Lagenbau. Die Breite der "Schichten" schwankt zwischen 0.05 bis 10 mm. Dabei wechseln quarzreiche Lagen (Kd. 0.1 bis 0.2 mm, Mosaik- oder Implikationsgefüge) mit glimmerreichen Quarz-Plagioklas-Lagen (Kd. 0.01 bis 0.05 mm). In den massigen Varietäten liegen, Sandstein- oder Grauwackengefügen vergleichbar, größere Quarzkörner oder -aggregate in einem feinkörnigen Bindemittel aus Quarz, Plagioklas, Glimmer und Epidot.

Aufschlüsse typischer Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise bieten u. a. die ausgedehnten Gletscherschliffe vor dem Gurgler Ferner, die Straßenanschnitte im Gurgler und Venter Tal, wie auch die Aufschlüsse an der Timmelsjoch-Straße.

Bei der Inhomogenität des Materials ist eine quantitative Stoffbestimmung schwierig. Einen Überblick über die Variationsbreite der Gesteine vermitteln die in Tab. 1 zusammengestellten Integrationsanalysen:

Tabelle 1

Zusammensetzung verschiedener Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise in Vol.-%

\mathbf{Probe}	1	2	3	4
Quarz	38.4	53.0	67.5	15.0
Plagioklas	$22 \cdot 8$	17.0	13.8	14.0
Biotit	$32 \cdot 8$	13.0	2.5	15.9
Muskovit	4.4	$12 \cdot 2$	15.7	46.7
Granat	0.5	3.8		4 ·0
Chlorit	0.5	0.5	0.1	3.3
Epidot	0.3		0.2	0.5
Akzessorien	0.3	0.5	0.2	0.6
Zirkon, Rutil, Titanit,				
Apatit, Turmalin, Erz,				
Karbonat, Graphit				
	100.0	100.0	100.0	100.0

1 = Biotit-Plagioklasgneis vom Beilstein (2140 m).

2 = Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis vom oberen Weixel Mahder (2560 m).

3 = Muskovit-Plagioklasgneis vom Weg Obergurgl-Ramolhaus (2605 m).

4 = Muskovitreicher "Gneisglimmerschiefer" unterhalb des Lehnerkars (2605 m).

Die Quarz- und Glimmeranteile der 4 Proben variieren in etwa gleicher Größenordnung. Der Plagioklasgehalt bleibt dagegen vergleichsweise konstant.

Im folgenden werden die Gesteinsgemengteile kurz charakterisiert.



Abb. 2: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit reliktischer Schichtung (ss). In der Glimmerverteilung zeichnet sich vermutlich eine ursprünglich gradierte Schichtung ab (Maßstab 12 cm). Aufschluß am Weg von Vent zum Mutsbichl (Höhe 2270 m).



Abb. 3: Biotit-Muskovit-Polygonalbögen in parakristallin gefalteten Glimmerschiefern. Der Querbiotit (links oben) ist von parallelen Chloritleisten umwachsen. Glimmerschiefer vom rechten Ufer der Venter Ache zwischen Grießbach und Birglas-Rinne (Höhe 1880 m).



Abb. 4: Quermuskovit mit se-parallelem Interngefüge (Biotit, graphitisches Pigment). Die Muskovitfalten rechts davon sind stetig gekrämmt, in der linken Bildhälfte zeichnen sich dagegen Polygonalbögen ab. Granat-Glimmerschiefer von der Lehnerkarschneide (Höhe 2700 m).

Biotit, Muskovit

Biotit (Kd 0.1-2 mm, Pleochr. X = farblos bis hellgelb, Y = Z = braun bis rotbraun) ist häufig mit gleichgroßen Muskoviten (X = farblos, Y = Z = blaßgrün) parallel verwachsen und enthält Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Weitgehend entfärbte Biotitblätter lassen vermuten, daß ein Teil des Muskovits aus Biotit hervorgegangen ist. Für die Bildung feinblättriger Hellglimmer ist das klar, da in den Schnittpunkten einander kreuzender Glimmerbahnen die Biotite unter Hellglimmer-, Erz- und Epidotbildung aufsplittern. Ebenso werden größere Muskovitblätter zu Hellglimmer-Haufwerk zerschliffen.

Biotite und Muskovite bilden Flächen- oder Faltengefüge und formieren sich zu typischen Polygonalbögen (Abb. 3). Die vortektonische Glimmergeneration (Biotit_a, Muskovit_a) wurde also deformiert und rekristallisierte anschließend. Eine jüngere Glimmerfolge (Biotit_n, Muskovit_n) wuchs in Form von "Querglimmern" oder büscheligen Aggregaten regellos über die Schieferung hinweg (Abb. 4). Postkristalline Glimmerverbiegungen sind selten.

Plagioklas

Mit Hilfe der gefalteten Glimmergefüge lassen sich in einigen Proben zwei Plagioklasgenerationen nachweisen. Diese mögen auch sonst vorhanden sein, sind aber nicht immer so eindeutig zu identifizieren. Plagioklas_a (Kd. 0.05-0.2 mm) gehört zum vortektonischen Altbestand der Gesteine. Er besitzt rundliche Kornumrisse und meist fleckige Auslöschung. Die Zwillingslamellierung ist nur noch selten erkennbar.

Der posttektonische Plagioklas_n (Kd. 0.2-0.6 mm) umschließt gefaltete Glimmergefüge, wurde aber hin und wieder auch, wie die verbogenen Zwillingslamellen zeigen, von jüngeren Bewegungen in Mitleidenschaft gezogen. Beide Plagioklasgenerationen enthalten Hellglimmer-Interngefüge (*si*) oder besitzen eine echte Klinozoisit-Hellglimmer-Füllung, wie sie ANGEL (1930), EXNER (1949), KARL (1959) u. a. aus den Tauerngneisen beschrieben haben. Die Füllung bildet die vormetamorphen Stoffinhomogenitäten der Feldspate ab. Sie ist fleckenhaft verteilt, konzentriert sich auf den Kristallkern oder markiert den ursprünglichen Zonarbau. Deutliche Anwachszonen fehlen.

Der Anorthitgehalt schwankt zwischen An₅₋₃₀, liegt aber vorwiegend zwischen An₂₀₋₃₀. Rechnet man die Feldspatfüllung in Anorthitsubstanz um (ANGEL 1930, KARL 1959), so ergibt sich ein ursprünglicher An-Gehalt von An₃₀₋₄₀.

Quarz

Der Quarz (Kd. 0·1—0·4 mm) bildet Aggregate mit Implikations- oder Mosaikgefügen, kann aber auch als Einzelkorn in feinkristalline (Kd. 0·05 bis 0·07 mm) Gesteinsgrundmasse eingebettet sein. Aggregate und Einzelkörner sind in stärker deformierten Gesteinen in s gelängt und meist reich an feinen Gas- oder Flüssigkeitseinschlüssen. Die Einschlüsse durchsetzen die Kristalle regellos oder folgen Rupturen, die sich unter wechselnden Winkeln schneiden. Häufig ist eine schwache Undulation vorhanden, Böhm'sche Lamellen sind keine Seltenheit.

Granat

Der Granat fällt bereits im Handstück durch seine braunrote Färbung auf. Unter dem Mikroskop erkennt man mehr oder weniger idiomorphe Kristalle (Kd. 0.1-0.6 mm) mit dunkel pigmentierten Kernen und klaren Randzonen, zum Teil auch quarzdurchschossene Granatskelette. Die Kristalle umschließen Quarz, Biotit, Hellglimmer, E1z, seltener auch Chlorit. Die Einschlüsse sind im Granat entweder regellos verteilt, markieren einen Zonarbau oder formieren sich zu ebenen, oft auch schwach gekrümmten Interngefügen. Da das *si* stets einen geringeren Deformationsgrad aufweist als das benachbarte Externgefüge *se* und ohne Übergang gegenüber *se* verstellt ist, muß der Granat vor- oder frühtektonisch kristallisiert sein. Dafür spricht auch, daß die Kristalle während der Hauptdeformation zerbrachen. Die großen Kristallbruchstücke wurden dann posttektonisch mit feinkristalliner Gesteinsgrundmasse verkittet, während die kleineren zu Schwärmen idioblastischer Kleinkristalle (Kd. 0.07-0.1 mm) rekristalli-

Die feinkristallinen Granate zeigen meist eine bessere Idiomorphie als die Großkristalle, ob sie aber immer der posttektonischen Kristallisationsphase angehören ist unsicher, da auch sie trübe Kerne mit klaren Randzonen besitzen. In vielen Schliffen ist der Granat biotitisiert oder chloritisiert. Die Umwandlung kann so weit fortschreiten, daß Biotit-, häufiger aber Chloritpseudomorphosen nach Granat vorliegen.

Chlorit

Der Chlorit entstand nicht nur auf Kosten des Granats, sondern bildete sich posttektonisch auch aus Biotit. Am häufigsten beobachtet man eine Varietät, die unter die Prochlorite zu rechnen ist. Sie wächst in gefaltete Glimmergefüge ein, bildet Rosetten und kann auch als sperriger Querchlorit auftreten. Daneben enthalten manche Schliffe als Zersetzungsprodukte des Granats und Biotits Chlorite mit leuchtend blauen Interferenzfarben, die vermutlich der Penninreihe angehören. Bei dieser Umsetzung entstanden außerdem stengelige Epidote oder büschelige, feinkristalline Epidotaggregate.

Akzessorien

Die Gneise enthalten Zirkon, Rutil (Sagenit), Titanit, Apatit, Turmalin, oxydische und sulfidische Erze, Karbonat und Graphit. Die Ilmenite (Lamellen $0.17 \times 0.03 mm$) sind meist an ihren Leukoxenrinden zu erkennen. Feinkristalliner Titanit bildet sich auf den Spaltrissen und an den Rändern des Biotits, er kann in größeren Körnern aber auch mit den Chloriten vergesellschaftet sein. Der Turmalin (Kd. 0.35 mm, Kern: braun bis blaugrau, Saum: olivgrün bis braun) ist zerbrochen und teilweise || B geregelt.

b) Biotit-Porphyroblastengneise

Paragneise mit ausgeprägten Querbiotiten bezeichnete SCHMIDEGG (1933 S. 91) in der Grenzzone gegen den Schneeberger Zug als "Biotitporphyroblastengneise" bzw. als "Grenzglimmerschiefer". Die meist hellen granatführenden Zweiglimmergneise verlieren sich zwar mit der Entfernung vom Schneeberger Zug, sind aber auch weiter im N und W in kleineren Bereichen immer wieder zu finden. Je nach dem Überwiegen des Muskovits oder Biotits besitzen sie einen hellen seidigen Glanz oder erscheinen als dunkle Biotitgneise, die man vom Normaltyp der Paragneise nur durch das häufigere Auftreten quer zur Schieferung orientierter Biotite unterscheiden kann. Wir haben bereits bei der Beschreibung der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise darauf verwiesen, daß eine posttektonische Biotitsprossung die Regel ist. Die Porphyroblastengneise kennzeichnen daher lediglich Bereiche besonders intensiver Biotitneubildung.

Zum gleichen Gesteinstyp gehören nach SCHMIDEGG (1933) auch die "Biotitschuppengneise" von Obergurgl, hell- bis dunkelgraue schuppige, teils feinflaserige Gneise, mit Einlagerungen massiger granitoider Gesteine. Charakteristisch sind vor allem die schuppigen Varietäten, deren s-Flächen mit rundlichen Biotiten (Kd. 2—3 mm) belegt sind. Ein guter Aufschluß befindet sich hinter dem Bundessportheim in Obergurgl.

Diesen Gneisen sind gelegentlich Hornblendegarbengneise eingeschaltet, die auf den ersten Blick an entsprechende Gesteine im Schneeberger Zug erinnern. Die maximal bis 8 cm, meist aber nur 1 cm langen Hornblendekristalle erweisen sich bei näherer Prüfung jedoch häufig als granat-, feldspat- und quarzdurchsetzte Biotit-Chlorit-Pseudomorphosen. Solche Gesteine treten u. a. an der Nordflanke des Schwärzenkammes und an der Westseite der Hohen Mut bei Obergurgl auf.

In manchen Schliffen fällt auf, daß ein älteres Biotitgefüge s_a von einem jüngeren, mit rotbraunen Biotiten besetzten s_n geschnitten wird, so daß die großen gekappten s_a -Biotite dem ausgeprägteren s_n gegenüber, vor allem im Handstück, als "Querbiotite" erscheinen können. Echte posttektonische Biotitporphyroblasten (Kd. 0.5-2.5 mm, Pleochr. X = farblos bis hellgelb, Y = Z = braun) sind aber die Regel. Der Biotit wandelt sich unter Titanitbildung in Prochlorit um, der das Gefüge regellos durchwächst oder palisadenartige Aggregate senkrecht s bildet.

Der Plagioklas (Kd. 0.3-0.7 mm) ist durch feines Pigment getrübt oder enthält die typische feinblättrige Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung. Der An-Gehalt schwankt zwischen 5-38% und liegt im Mittel bei 24%.

Idiomorpher Epidot (Klinozoisit-Pistazit) tritt auch außerhalb der Feldspate frei im Gefüge auf.

3. Granat-Glimmerschiefer

Die Granat-Glimmerschiefer entwickeln sich kontinuierlich aus den glimmerreichen Varietäten der Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise. Wir trennten sie im allgemeinen da ab, wo Gneisglimmerschieferlagen in den Glimmerschiefern seltener werden und die Granatführung zunimmt. Die Schieferungsflächen der grauen, klein- bis mittelkörnigen Gesteine sind mit braunroten Granat-Idioblasten, in Bereichen mit stärkerer Feldspatsprossung auch mit Plagioklasknoten, übersät. Die verstärkte Quarzdurchtränkung bedingt zusammen mit den Granat- und Feldspatblasten das flaserige Gefüge der Gesteine.

Das wichtigste Vorkommen bildet der maximal 800 m mächtige Granat-Glimmerschieferzug, der vom Pfossental über das Schalfjoch zur Gurgler Scharte zieht und im Vorderen Bachkarle ausläuft. Geringmächtigere Lager findet man östlich des Gurgler Tales im Roßkar und westlich des Ramolkammes am Gamplesferner, im Ramolkar und am Osthang der Talleitspitze.

Der Deformationsgrad der Gesteine ist verschieden. Sie können eine intensive Kleinfaltung aufweisen, flaserig entwickelt oder stark geschiefert sein.

In den Schliffen zeigt sich teilweise ein monomineralischer Zeilenbau. Die mittleren Korndurchmesser schwanken zwischen 0.1 und 0.3 mm. In extrem deformierten Proben sinkt die Korngröße auf 0.03 mm.

Die Hauptgemengteile sind Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz und Granat, die wichtigsten Nebengemengteile Epidot und Chlorit. Akzessorisch treten auf: Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, oxydische und sulfidische Eisenerze, Karbonat und Graphit.

Biotit, Muskovit, Chlorit

Biotit (Kd. bis 3 mm, X = hellgelb, Y = Z = braun bis farblos), Muskovit (Kd. bis 3 mm) und Prochlorit (Kd. bis 3 mm) bilden gemischte Lagen, in denen Biotit oder Muskovit vorherrscht. In manchen Schliffen tritt Biotit ganz zurück. Neben Prochlorit sind Chlorite der Penninreihe vorhanden. Während Biotit und Muskovit in einer vor- und nachtektonischen Generation auftreten, entstanden die Chlorite nachtektonisch auf Kosten des Biotits und Granats. Je nach dem Deformations- und Rekristallisationsgrad bilden die Glimmer dicht gepackte Parallelgefüge, zopfähnliche und feinschuppige Strähnen oder sperrige Gerüste. Die posttektonischen Generationen sprossen regellos im älteren Gefüge als Glimmerrosetten und Querglimmern (Abb. 4). Feine Biotitschuppen (Kd. 0.07 mm) können das ganze Gestein durchsetzen. Die Chlorite arrangieren sich gelegentlich in der Schieferung zu palisadenartigen Aggregaten.

Plagioklas

In Abhängigkeit vom Deformationsgrad der Gesteine sind die Plagioklase (Kd. 3 mm) mehr oder weniger in s gestreckt, teils auch gekrümmt und enthalten straff geregelte Hellglimmer-, Erz- und Graphitinterngefüge, während das Glimmerexterngefüge stark gefaltet sein kann. Die xenomorphen Kristalle sind fein verzwillingt. Sie können Quarztropfen, Hellglimmer-Biotitfilze und eine echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung enthalten. Zonarbau ist selten. Der An-Gehalt schwankt zwischen 12% und 30%. Die Feldspatknoten der blastitischen Partien erscheinen im Schliff als quarzdurchsetzte Skelette oder zeigen typische Siebstruktur. In stärker deformierten Lagen sind sie zu optisch schwer auflösbaren epidotdurchwachsenen Quarz-Feldspat-Glimmeraggregaten umgeformt.

Granat

Die Granate erreichen Durchmesser bis zu 8 mm. Ihre Einschlüsse: Quarz, Glimmer, Erz, seltener auch Pennin und Epidot, bilden ebene oder schwach gekrümmte Interngefüge, können aber auch einen Zonarbau abbilden (Abb. 5). In manchen Schliffen ist der Granat, bis auf eine schmale einschlußfreie Randzone, mit überwiegend kantigen Quarzkörnern durchsetzt. Während die größeren Granat-Individuen zu Skeletten aufgelöst



Abb. 5: Mineralreicher Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith vom Gipfel der Talleitspitze (Höhe 3408 m). Die kleinen Granate besitzen dunkle von einschlußfreien Zonen umrindete Kerne und werden von Staurolith (St) umschlossen. Der Staurolith zeigt wie auch der große Granat (unten links) deutlich Rupturen.

sind oder im Verlauf der Deformation abgerundet und zertrümmert wurden, zeichnen sich die Kleinkristalle (Kd. 0.1 mm) meist durch eine weitgehende Idiomorphie aus.

Quarz

Der Quarz tritt in Einzelkörnern (Kd. 0.07-0.7 mm), gestreckten polygonalen Pflastern oder verzahnten Kornaggregaten auf. Meist ist eine schwache Undulation festzustellen. In den Quarzleukosomen steigt die Korngröße bis auf 3.5 mm.

Epidot

Neben den Klinozoisiten der Plagioklasfüllung durchsetzt feinkristalliner Epidot oft den ganzen Schliff oder ist in größeren Aggregaten mit Biotit verwachsen. Es handelt sich dabei überwiegend um eisenarme Piastazite.

Akzessorien

Die Granat-Glimmerschiefer enthalten: Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, sulfidische und oxydische Eisenerze, Karbonat und Graphit. Der Turmalin ist in allen Glimmerschiefertypen sehr häufig. Die Kristalle besitzen bläuliche Kerne und olivgrüne Außenzonen, werden bis 2.5 mm lang und sind häufig zerbrochen.

4. Graue, mineralreiche Glimmerschiefer

Als mineralreichen Glimmerschiefer bezeichnen wir hellgraue, granatreiche Biotit-Muskovitschiefer, die sich durch ihren plattig-scherbigen Bruch und ihre Staurolithführung von den Granat-Glimmerschiefern unterscheiden. Im Wildspitz-Gebiet enthalten die Gesteine auch Disthen, der aber mengenmäßig weit hinter dem Staurolith zurückbleibt. Im allgemeinen liegen die Staurolithe (Kd. 1-3 mm) regellos in den Hauptschieferungsflächen und wittern als dunkelgraue oder bräunliche Knoten und Leisten aus. Staurolithreiche Gesteine finden sich vor allem an der Firmisanschneide, westlich unterhalb des Mittleren Spiegelkogels, östlich des Manigbachkogels und in der Scharte zwischen Gamples- und Glaseirferner.

Ein weiteres Kennzeichen der Gesteine sind Einlagerungen quarzitischer Gneise und Glimmerschiefer. In den quarzitischen Lagen treten die Granate (Kd. bis 2 *cm*) besonders hervor. Zonen mit stärkerer Plagioklasblastese trifft man unter anderem nördlich des Neederseitenkars und südlich des Putzachkars.

Granat-Glimmerschiefer und mineralreiche Glimmerschiefer stehen naturgemäß in engem Zusammenhang und gehen ineinander über. Ein größerer Komplex mineralreicher Gesteine tritt an der Firmisanschneide und im Gebiet des Hinteren und Mittleren Spiegelkogels auf. Er wird im W durch einen Amphibolit begrenzt und im E von Gneisglimmerschiefern abgelöst. Ob die Gesteine nach N abtauchen oder durch eine Störung abgeschnitten werden, ist nicht zu entscheiden. Kleinere Lager durchsetzen die Glimmerschiefer des Ramolkogel-Latschkogel-Grates, erscheinen in der Scharte zwischen Glaseir- und Gamplesferner und nehmen größere Flächen am NE-Hang der Talleitspitze ein. Der Gipfel der Talleitspitze besteht aus den gleichen Gesteinen.

Im Kristallisationsablauf stimmen die mineralreichen Glimmerschiefer, von ihren stofflichen Besonderheiten abgesehen, völlig mit den Granat-Glimmerschiefern überein.

Glimmer

Die Glimmerschiefer werden von biotit- und chloritführenden überwiegend aber aus Muskovit bestehenden Glimmersträhnen durchzogen, die gewellt oder stark gefaltet sind und in extrem deformierten Partien auch zu Glimmerballen zusammengeschoben sein können. Auffällig sind die in straff geregelten Glimmerstreifen eingebetteten Linsen sperrig gesproßter Muskovit-Biotit- und Chloritaggregate. Die teils gekrümmten, teils in Polygonalbögen zerlegten Biotite und Muskovite sprechen für eine syntektonische Glimmerkristallisation. Die häufig auftretenden Querbiotite, -muskovite und -chlorite gehören einer posttektonischen Glimmerfolge an.

Plagioklas

Die Plagioklase sind syntektonisch zu dünnen Leisten $(6 \times 0.3 \text{ mm})$ ausgezogen, verbogen und teilweise zerschert worden. Die Deformation ist auch an schwach gekrümmten Zwillingslamellen zu erkennen. Neben der älteren deformierten Generation treten posttektonisch gesproßte Kristalle auf, die gefaltete Glimmer- und Quarzgefüge umschließen. Die Plagioklase enthalten regellos eingestreutes Hellglimmer-Konfetti oder echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllungen. Der An-Gehalt schwankt zwischen An₂₂₋₃₀.

Granat

Granat ist meist regellos in das Gestein eingestreut, konzentriert sich aber auch in einzelnen Lagen oder Linsen (Lehner Kar). Die Kristalle (Kd. 0·1-5 mm) sind idiomorph, häufig auch unregelmäßig buchtig konturiert und können völlig mit Quarz, Glimmer und Erz gefüllt sein. In manchen Schliffen werden die kantigen Quarzeinschlüsse nur durch hauchdünne Granatmaschen voneinander getrennt. Wie in den Gneisen sind die getrübten Kristallkerne von einschlußfreien Zonen umsäumt (Abb. 5). Dieser Bau ist auch an den Kleinkörnern häufig zu beobachten. Von Rändern und Rissen her werden die Kristalle biotitisiert und chloritisiert.

Staurolith, Disthen

Der Staurolith (Kd. 2–3 mm) bildet kurzprismatische Kristalle und besitzt einen ausgeprägten Pleochroismus (X = blaßgelb, Y = hellgelb, Z = rötlichgelb). Die Kristalle umschließen zonargebaute Granate und enthalten Glimmer-, Erz- und Graphit-Interngefüge, die zum umgebenden se konform oder diskonform verlaufen. Mitunter kann die umschlossene Quarzmasse den größten Teil des Kristallvolumens einnehmen. Die Interngefüge und die nicht seltenen Kornzertrümmerungen sprechen für eine vor- bis frühtektonische Staurolithbildung.

In fast allen Schliffen werden die Kristalle von Rändern und Rissen her in Hellglimmer und Chlorit umgewandelt. Häufig beobachtet man nur noch einzelne, von breiten Hellglimmerpackungen umschlossene Staurolithreste, die es gestatten, die in vielen Schliffen vorhandenen Hellglimmer-Chlorit-Ballen als Pseudomorphosen nach Staurolith zu deuten. Auch die vereinzelt auftretenden Disthene sind weitgehend verglimmert.

Quarz

Die Quarze (Kd. 0.45—1 mm) löschen meist schwach undulös aus und bilden wie in den Granat-Glimmerschiefern polygonale Pflaster oder verzahnte Aggregate.

5. Einlagerungen

Gneise und Glimmerschiefer enthalten quarzitische, graphitführende und kalksilikatische Einlagerungen, die, obwohl ihrem Volumen nach unbedeutend, bei der sonst herrschenden Monotonie der Gesteinsserien besonders auffallen.

a) Quarzitische Gesteine

Quarzitische Schiefergneise oder Glimmerschiefer entwickeln sich durch Zunahme des Quarzgehaltes aus den Paragneisen, ohne daß es zur Bildung reiner Quarzite kommt. Die feinkörnigen, grauen Gesteinslagen sind viel häufiger, als aus der Karte hervorgeht. Soweit zu ersehen, nehmen sie in den Glimmerschiefern aber auch nach W hin im Hochjoch-Vernagt-Gebiet an Menge zu.

Die Granatglimmerschiefer oberhalb des Ramolhauses und unterhalb des Großkars enthalten u. a. quarzitische Bänder von mehreren Metern Mächtigkeit. Als quarzitische Gneise erwiesen sich auch die von SCHMIDEGG als "Aplit- und Muskovitorthogneise" (Gn) kartierten hellgrauen, massigen Gesteine an der Ostflanke der Talleitspitze, die als konkordante, bis 10 mmächtige Lagen die Gneisglimmerschiefer und mineralreichen Glimmerschiefer durchsetzen (Tafel 1).

Die Gesteine bestehen in der Hauptsache aus Quarz, dessen granoblastische Körner (Kd. 0.35 mm) Pflaster- oder Implikationsgefüge bilden und vereinzelt mit verglimmerten Plagioklasen (Oligoklas) vergesellschaftet sind. Diese, vermutlich zum sedimentären Altbestand gehörenden Feldspatrelikte unterscheiden sich deutlich von den mit Quarz durchsiebten Körnern der jüngeren Plagioklasblastese. Die Schieferung wird durch offene Muskovit- oder Muskovit-Chloritgefüge gebildet.

b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer

Obwohl Graphiteinstreuungen in den Paragneisen häufig festzustellen sind, finden sich Einschaltungen mit höheren Graphitgehalten nur selten. Diese bilden schwarze, meist geringmächtige, stark geschieferte Lagen, die häufig als Bewegungsflächen dienten. In Schliffen und Anschliffen erkennt man neben Erz große Mengen graphitischen Pigments, das sich zu dichten Aggregaten zusammenballt und im Handstück durch schwarzen Abrieb bemerkbar macht. Geringere Graphitbeimengungen rufen in den Gesteinen eine blaugraue Verfärbung hervor. Graphitschieferbänder treten u. a. südlich und nördlich des Mittagskogels und in der Glaseir-Rinne auf. Ob die dunkle Farbe der Mylonite immer auf einen Graphitgehalt zurückgeht, ist fraglich. Vermutlich wird die dunkle Verfärbung auch durch feinschuppigen Chlorit hervorgerufen.

Graphitschiefer und graphitische Beimengungen beschrieb bereits HAMMER (1923) aus den westlich anschließenden Gebieten (Bl. Nauders). STRECKEISEN (1928) deutete ähnliche Einlagerungen im Silvrettakristallin als eingefaltete karbonische Sedimente. In der Ötztal-Masse sprechen jedoch die häufigen Pigmenteinstreuungen in Gneisen und Glimmerschiefern dafür, daß auch die graphitführenden Einlagerungen zum primären Bestand der Metasedimentserien gehören.

c) Kalksilikatische Einlagerungen

Die in einzelnen Zonen gehäuft auftretenden zonargebauten Kalksilikatlinsen sind in der Regel nur wenige Dezimeter lang, können aber eine Länge von mehreren Metern erreichen. Ihre Ausbildung ist verschieden. Sehr häufig bestehen die Einschaltungen aus einem hellen feinkörnigen Kern, der nach außen hin in hornblendeführende Partien übergeht. Die Randzonen verfließen mit den umgebenden Gneisen oder Glimmerschiefern, können aber auch scharf begrenzt sein. Die hellen Einschlußkerne bestehen aus Quarzaggregaten (Kd. 0.02-0.5 mm), die mit fleckigem, xenomorphen Plagioklas (An₂₀₋₂₅) und kurzsäuligen ($2\cdot 1 \times 1\cdot 4 mm$) bis langprismatischen Pistaziten durchsetzt sind. Die Plagioklase besitzen einen ausgeprägten Zonarbau. In größeren Chloritaggregaten sind die Reste hellgrüner Hornblenden enthalten. Granat tritt nur akzessorisch auf.

In den dunkleren Randzonen ist die Hornblende weit besser erhalten. (Pleochr. X = hellgrün, Y = Z = hellgrün bis gelbgrün). Sie bildet kurzsäulige $(2 \cdot 5 \times 0 \cdot 7 \ mm)$ Kristalle mit poikiloblastischen Quarz-, Granat-, Biotit- und Epidotverwachsungen und kann sich mit Biotit (X = hellgelb, Y = Z = hellbraun) und Chlorit zu größeren Aggregaten verwachsen. Der Granatgehalt steigt im Vergleich zu den Kernen stark an. Die Granate (Kd. $0 \cdot 5 \ mm$) besitzen Zonarbau und sind teilweise als Atollgranate entwickelt. Der Quarz bildet Pflaster mit Korngrößen zwischen $0 \cdot 17 - 0 \cdot 85 \ mm$. Plagioklas ist selten.

Neben den linsenförmigen Einschlüssen findet man auch kalksilikatische Lagen, die bei einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern mehrere Meter weit zu verfolgen sind. Auch bei ihnen ist ein dunkler Saum und eine helle, zum Teil gelblichweiße Innenzone zu unterscheiden. In dem Kalksilikatband, das wir an der Straße unterhalb von Vent fanden, besteht die helle feinkörnige Innenzone aus einem nahezu reinen Quarz-Epidot-Gemisch (Kd. 0.35 mm). Der Epidot bildet ein Maschengefüge, das die Quarze bindemittelartig umschließt und den Eindruck eines sedimentären Kornverbandes hervorruft (Abb. 6).

Nach außen hin folgt ein schmaler Streifen mit hellgrünen, quarzdurchsetzten Hornblendeskeletten, an den sich die eigentliche dunkle Randzone anschließt. Diese besteht in der Hauptmasse aus Quarzpflastern (Kd. 0·1 mm), großen Mengen feinschuppigen Biotits (X = hellgelb, Y = Z = hellbraun) und enthält neben feinstengeligen Epidoten Epidot-Feinkornaggregate.



Abb. 6: Heller feinkörniger Kern eines Kalksilikatbandes in Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen an der Straße nördlich Vent, 250 m unterhalb der Mündung des Grießbaches. Die Quarzkörner werden von feinkristallinem Epidot bindemittelartig umgeben, so daß der Eindruck reliktischer Sedimentgefüge entsteht.



Abb. 7: Amphibolitlager in Gneisglimmerschiefern mit starker Granat- und Hornblendesprossung. Rechte Seite des Niedertales, 100 m nördlich des Schrabächle (Höhe 2412 m).

Die Einschlüsse wurden mit den umgebenden Gesteinen zusammen deformiert. Sie sind gestreckt, gefaltet und zu Boudins oder unregelmäßig begrenzten Körpern umgeformt. Gute Beispiele dafür bieten die Aufschlüsse bei Sölden an der rechten Talseite der Ötztaler Ache.

Ähnliche Einschlüsse wurden aus anderen Gebieten von ESKOLA (1932), HENTSCHEL (1943) und GRAETER (1951) beschrieben. ESKOLA deutete Kalksilikatknollen in präkambrischen Metasedimenten Skandinaviens als metamorphe Kalkkonkretionen. HENTSCHEL vermutete dagegen, daß die Einschlüsse in den Eulengneisen aus tektonisch deformierten Schmitzen und Lagen kalkiger Sandsteine bzw. grauwackenartiger Sedimente hervorgingen. Das Nebeneinander von Kalksilikatlagen und spindelförmigen Einschlüssen in den Ötztaler Metasedimenten spricht dafür, daß tektonische Formungen an der Bildung der linsenförmigen Einschlußgestalt wesentlich beteiligt waren.

C. Amphibolite

1. Allgemeines

Die Amphibolite durchsetzen als konkordante Lager mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu 50 m die Gneis-Glimmerschiefer-Verbände und sind mit ihnen eng verfaltet. Das Gefüge der grob- bis feinkristallinen Gesteine ist sehr variabel. In engem Wechsel treten massige, grobflasrige, feinschiefrige und porphyroblastische Varietäten auf. Die Gesteinsfarbe variiert dem Mineralgehalt und der Mineralverteilung entsprechend von hell- bis dunkelgrün nach schwarzgrün. Außerdem können die Gesteine gebändert oder gesprenkelt sein.

Die Kontakte gegen das Nebengestein sind unscharf. Gneise und Glimmerschiefer gehen mit den Amphiboliten entweder enge Wechsellagerungen ein oder sind durch epidot- und karbonatreiche Zwischentypen mit ihnen verbunden. Die Gneisglimmerschiefer neigen in Amphibolitnähe zu verstärkter Granat- und Hornblendebildung (Abb. 7).

Das bedeutendste Amphibolitlager folgt, mit Gneisen eng verfaltet, vom Venter Tal der Griesach-Rinne aufwärts bis zum Wartbichl und verläuft dann mit einigen Unterbrechungen über den NW-Grat des Gr. Ramolkogels zum Hinteren Spiegelkogel. In der Südwand des Hinteren Spiegelkogels bildet das Lager eine große liegende Falte (Abb. 10). Nach den Aufnahmen SCHMIDEGGS läßt sich das Gestein von hier in Teilstücken über den Schalfkogel hinweg bis in das Pfossental verfolgen.

Im Venter Tal setzt $0.5 \ km$ nordöstlich des ersten ein zweites Amphibolitlager ein, das südlich des Latschferners mit schmalen Lamellen bis in die Gegend des Gr. Ramolkogels reicht. Kleinere Amphibolitbänder begleiten die mineralreichen Glimmerschiefer zwischen dem Mittleren und Vorderen Spiegelkogel. Sie sind an der östlichen Talflanke der Niedertaler Ache zu finden und bilden im E und N von Vent mehrere steilstehende Falten.

Zur Beschreibung gliedern wir die Gesteine in Plagioklasamphibolite, Chlorit-Plagioklasamphibolite und aktinolithische Amphibolschiefer. Auf der Karte war eine getrennte Darstellung der Varietäten aber nicht möglich.



Abb. 10: Amphibolitfalte in der Südwand des Hinteren Spiegelkogels (B₁ 100° / 20 bis 30° NW). a = Amphibolit, s = Schiefergneis, bzw. Gneisglimmerschiefer, gl = graue mineralreiche Glimmerschiefer, g = granitischer Augengneis.

2. Plagioklasamphibolite

Die Gefügeinhomogenität der Amphibolite erschwert eine quantitative Stoffbestimmung sehr, besonders dann, wenn Gesteine mit Lagenbau oder in grobflaseriger Ausbildung vorliegen. Vielfach wechseln dann Partien aus großkörnigem Epidot, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Titanit und Erz mit solchen, die vorwiegend aus biotitisierter Hornblende bestehen. Die Integrationsanalysen der Tabelle 2 vermitteln einen Eindruck von der Variationsbreite der Gesteinszusammensetzung.

Tabelle 2

Zusammensetzung einiger Plagioklasamphibolite in Vol.-%

Probe	1	2	3
Hornblende	60.1	55.5	27.0
Biotit	1.5	5.3	14.0
Plagioklas	8.8	25.3	19.5
Epidot	15.6	6.9	7.6
Chlorit	0.2	1.4	4.5
Titanit	4.7	2.3	0.1
Quarz	4.3	0.1	
Karbonat	4.3	0.2	20.4
Hellglimmer	0.2	0.3	
Erz	0.1	1.6	5.9
Apatit	0.2	0.6	0.9
Granat		0.5	0.1
	100.0	100.0	100.0

1 = Plagioklasamphibolit vom Gample (1930 m).

2 = Plagioklasamphibolit von Reichloob (2320 m).

3 = Plagioklasamphibolit vom Wartbichl, an der Venter Straße (1820 m).

Hornblende

Hornblenden bilden bei weitem den Hauptgemengteil der Amphibolite. Sie sind entweder regellos im Gestein verteilt oder formieren sich zu Flächen-, seltener auch zu Lineargefügen. Die langprismatischen oder kurzsäuligen Kristalle besitzen meist unregelmäßige Konturen. Eine ausgeprägte Idiomorphie ist nur an nadligen Individuen zu beobachten. Die Korngröße schwankt zwischen 0·4 und 7 mm.

Nach den optischen Daten (Pleochr. X = farblos bis blaßgelb, Y = olivgrün, Z = hellblaugrün; $c \land Z = 12-21^\circ$, $2Vx = 72-86^\circ$) handelt es sich um gemeine Hornblende und Aktinolith. Die Kristalle sind häufig zerbrochen oder lassen zumindest durch ihre mosaikartige Auslöschung eine beginnende Zertrümmerung erkennen. Zerbrochene Individuen sind oft mit Karbonaten oder Quarz-Feldspatmasse aufgeweitet.

Bezeichnend für die mineralfazielle Entwicklung der Gesteine ist die poikiloblastische Durchwachsung der Kristalle mit Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, Titanit, Ilmenit und Karbonat, die sich bis zur völligen Verdrängung der Hornblende steigern kann. Solche Hornblendeumwandlungen hat ANGEL (1948 S. 258) aus Tauerngesteinen beschrieben und als "Floititisierung" bezeichnet.

Biotit

Der Biotitgehalt der Amphibolite entspricht ihrem jeweiligen Floititisierungsgrad. Biotit (X = hellgelb, Y = Z = braun) bildet mit Hornblende und Chlorit verwachsene Leisten und durchsetzt in feinen Schuppen (Kd. 0·1 bis 0·2 mm) das ganze Gestein. Die Kristalle enthalten Erz-, Zirkon-, Titanit- und Epidoteinschlüsse und sind zum Teil chloritisiert. In den biotitreicheren Gesteinsvarietäten wird die Schiefrigkeit vor allem durch Biotit erzeugt. Die Unterscheidung einer vor- und einer nachtektonischen Biotitgeneration ist schwierig. Als sichere nachtektonische Bildungen können nur die auf den Rissen und an den Rändern der Hornblende sprossenden Biotitblätter gelten.

Plagioklas

Der Plagioklas tritt in xenomorphen Großkristallen (Kd. 3-4 mm) oder Mehrkornaggregaten (Kd. 0.7 mm) auf und bildet zusammen mit Quarz xenoblastische Feinkorngemenge (Kd. 0.05 mm), die die Kornzwischenräume der übrigen Gesteinskomponenten füllen (Intersertalgefüge). Die Kristalle der älteren Generation enthalten eine echte (Hellglimmer)-Klinozoisit-Füllung und umschließen Hornblende, Biotit, Quarz, Titanit und Apatit. Die Auslöschung ist meist fleckig, wolkig, der An-Gehalt liegt zwischen 25-35%. Rechnet man jedoch die Füllung in Anorthitsubstanz um, so erhält man für den ursprünglichen Plagioklas An-Gehalte von 30 bis 50%. Daneben tritt eine vermutlich jüngere Generation völlig frischer, polysynthetisch verzwillingter Plagioklase (An 25-30%) auf, der jede Füllung fehlt.

Epidot

Bei den Mineralien der Epidotgruppe handelt es sich um Klinozoisite und Pistazite, die bei der Umwandlung von Hornblende, Plagioklas und

Jahrhuch Geol. B. A. (1967), Bd. 110, 1. Heft

Biotit entstanden. Es bildeten sich entweder feinnadelige Kristalle (Kd. 0.01 bis 0.08 mm) oder größere Körner (0.1-2.3 mm) mit deutlichem Zonarbau. Vereinzelt auftretende dunkle Kristallkerne bestehen vermutlich aus Orthit. Feinnadelige Epidotaggregate und größere, aber nur selten idiomorphe Kristalle treten auch frei im Gefüge auf. Die Minerale sind in manchen Proben mit Karbonat verwachsen und können sich in einzelnen Lagen stark anreichern.

Titanit

Der Titanit erreicht maximale Korndurchmesser von 5 mm. Die teils idiomorphen, teils unregelmäßig begrenzten Großkristalle sind oft zerbrochen. Sie umschließen Biotit und Hornblende, weisen aber auch poikiloblastische Durchwachsungen mit Quarz und Karbonat auf. Den Kornzerbrechungen nach zu urteilen ist ein Teil der Kristalle bereits frühtektonisch entstanden. Eine jüngere Titanitfolge siedelt auf den Spaltflächen der Hornblende, kann die Hornblendekristalle aber auch regellos durchsetzen. Größere Titanitaggregate enthalten oft Ilmenitskelette. Sicher ist also auch Ilmenit in Titanit umgewandelt worden.

Chlorit

Der Chlorit, überwiegend Pennin, entstand auf Kosten der Hornblende und des Biotits. Er bildet Parallelverwachsungen mit Biotit und sproßt in rosettenartigen Aggregaten.

Karbonate

Die Karbonate können neben Hornblende und Biotit den Hauptgemengteil der Gesteine ausmachen. Xenoblastische Körner sprossen auf der Intergranulare, wuchern in der Hornblende und weiten zerbrochene Hornblendekristalle auf. Da die Karbonatmenge in den stärker biotitisierten Gesteinen deutlich zunimmt (s. Tab. 2). ist wenigstens ein Teil davon als Floititisierungsprodukt aufzufassen.

Quarz

Der Quarzgehalt der Amphibolite wechselt. Neben Quarztropfen in Plagioklasen und Titaniten treten rundliche Körner (Kd. 0.35 mm) oder granoblastische Quarzpflaster auf. Außerdem scheinen die plagioklas-, teils auch epidotreichen Feinkornpflaster (Kd. 0.07 mm) der Gesteinsgrundmasse einen erheblichen Anteil neugebildeten Quarzes zu enthalten.

Erze

Die Amphibolite sind im allgemeinen reich an oxydischen und sulfidischen Eisenerzen. Die Erzkörner durchsetzen den ganzen Schliff oder konzentrieren sich in einzelnen, meist auch epidotreichen Lagen. In Gesteinsanschliffen ist Pyrit, Kupferkies, Magnetkies mit und ohne Pentlanditlamellen, ferner Ilmenit, Hämatit und Brauneisen nachzuweisen. Den pentlanditführenden Magnetkiesen nach zu urteilen, scheint wenigstens ein Teil der Gesteine magmatischen Ursprungs zu sein.

3. Chlorit-Plagioklasamphibolite

Die Chlorit-Plagioklasamphibolite sind graugrüne, feinkörnige Gesteine mit ausgeprägter Schieferung. Sie können bereichsweise stark gefaltet sein und unterscheiden sich von den Plagioklasamphiboliten vor allem durch ihren hohen Chloritgehalt. Sonst ist der Mineralbestand derselbe.

Die aktinolithische Hornblende (X = weißgrau, Y = Z = hellolivgrün) wird 0.5 mm lang und ist s-parallel geregelt. Sie reichert sich zusammen mit Biotit, Plagioklas, Karbonat und Titanit in Lagen an, die mit biotit- und chloritreichen Bändern alternieren.

Die Biotite (X = hellgelb-farblos, Y = Z = hellbraun bis braun) sind zum erheblichen Teil Produkte der Hornblendeumwandlung und selber bereits soweit chloritisiert, daß sie häufig nur in Relikten erhalten blieben. Der Umstand, daß die Chloritgefüge stellenweise von Querbiotiten überwachsen werden, zeigt aber, daß sich die Biotit- und Chloritbildung zeitlich überlagerte.

Die lichtgrünen Schuppen des Chlorits werden durchschnittlich 0.5 mm groß. Sie sind, wie die unterschiedlichen Faltungs- und Rekristallisationsgrade zeigen, syntektonisch entstanden, aber auch nachtektonisch als Querchlorite oder in Gestalt rosettenförmiger Aggregate kristallisiert.

Karbonate erscheinen in manchen Gesteinsvarietäten als Hauptgemengteil. Sie wachsen über Chloritfalten hinweg und reichen, wie junge Spaltenfüllungen zeigen, bis an das Ende der Mineralisationsfolge.

Eine relativ frühe Titanitbildung kann man auch für die Chlorit-Plagioklasamphibolite belegen, da ein Teil der Kristalle während der Faltung gekrümmt wurde oder zerbrach.

4. Aktinolithische Amphibolschiefer

Die Amphibolitkörper enthalten aktinolithische Amphibolschiefer, in denen dunkelgrüne und graugrüne Lagen miteinander wechseln.

Die dunkelgrünen Bänder bestehen aus einem nahezu monomineralischen Gemenge aktinolithischer bis grammatitischer Hornblenden, deren kurzstengelige oder langnadelige Kristalle gekrümmt oder zerbrochen sein können.

Die graugrünen Lagen setzen sich aus Epidot (Kd. bis 1.5 mm), Chlorit, Karbonat, Titanit und Apatit zusammen und werden vereinzelt von feinstengeligen Aktinolithen durchsetzt.

Die Epidote besitzen braune, schwach pleochroitische Kerne und helle Randzonen, sie sind zum Teil zerbrochen und mit Chlorit bzw. Karbonat aufgeweitet. Große Kristalle werden gelegentlich von feinen Epidotrasen umwachsen.

Die Biotite (X = hellgelb, Y = Z = braun bis rotbraun) konzentrieren sich in großschuppigen Nestern oder straff geregelten, mit Epidot durchwachsenen Lagen.

Spaltrisse und Querklüfte sind mit neugebildetem Chlorit, Karbonat und Quarz gefüllt.

5. Zur Genese der Amphibolite

Aus der Lagerung und dem Gefüge der Amphibolite geht nicht hervor, ob die Gesteine magmatischen oder sedimentären Ursprungs sind. Das Amphibolitlager südwestlich des Mittleren Spiegelkogels dringt nach dem Kartenbild zwar in die mineralreichen Glimmerschiefer ein, doch besagt das wenig, wenn man die Toleranz bei der Abgrenzung der verschiedenen Paragesteinstypen berücksichtigt.

Die Parallelgefüge der Gesteine, vor allem ihre Bänderung kann man als sedimentogene Merkmale deuten, zumal Relikte ursprünglicher Anlagerungsgefüge auch in den benachbarten Gneisen und Glimmerschiefern erhalten sind. Andererseits veranschaulicht die Schieferung der Granitgneise das Ausmaß der tektonischen Gefügeumprägungen. Magmatische Relikte, wie sie im nördlichen Ötztal in den olivin- und pyroxenführenden Peridotiten des Loibiskogel auftreten (HAMMER 1929), fehlen im Venter Tal. HAMMER (1929) und Schmider (1939) deuteten die Amphibolite der Ötztaler Alpen bzw. des Venter Tales als metamorphe basische Eruptivgesteine und dazugehörige Tuffe. Diese Deutung läßt sich durch unsere Beobachtungen weder bestätigen noch widerlegen. Das Auftreten nickelhaltiger Magnetkiese (S. 34) scheint aber zumindest für eine Beteiligung magmatischer Komponenten am Aufbau der Amphibolitlager zu sprechen.

D. Granitgneise

1. Allgemeines

Obwohl die Granitgneise im Venter Gebiet ihrer flächenmäßigen Verbreitung nach nur eine untergeordnete Rolle spielen, besitzen sie als tektonische Leitgesteine große Bedeutung. SCHMIDEGG (1932) gliederte, dem Vorbilde HAMMERS (1929) folgend, die Gesteine auf dem Kartenblatt Sölden und St. Leonhard u. a. in Biotit-Granitgneise, zweiglimmerige Augenund Flasergneise und Muskovit-Granitgneise. Wir haben diese Terminologie zwar beibehalten, die Granitkörper sind in Wirklichkeit aber so inhomogen, daß eine konsequente Gliederung im Gelände schwierig ist. Die gleichkörnigen Muskovit-Granitgneise besitzen eine ausgeprägte, teils plattig entwickelte Schieferung und sind gelegentlich bis in den Zentimeterbereich eng gefaltet. Sie gehen ohne scharfe Grenze in die Augen- und Flasergneise über, die wiederum mit den Biotit-Granitgneisen verfließen. Diese Verbandsverhältnisse sind sicher nicht allein auf tektonische Verschleifung zurückzuführen, sondern als primäre Stoff- und Gefügeunterschiede zu verstehen.

Muskovit-Granitgneise, wie Augen- und Flasergranitgneise, bilden geringmächtige (10-100 m), aber über eine Strecke von mehr als 15 kmaushaltende konkordante Lager. Biotit-Granitgneise findet man dagegen lediglich in einem kleinen Vorkommen am Schranklasegg innerhalb des Schlingenscheitels und an der Talleitspitze.

Die Granitgneiskontakte mit den benachbarten Gesteinen sind im allgemeinen scharf ausgeprägt und tektonisch verschliffen. Übergänge zum Nebengestein finden sich nur am Nordrand des Vorkommens vom Schranklas.
egg, an der Westseite des großen Muskovit-Granitgneisganges unweit Söfnär und am Mitterberg. Die hin und wieder in den Nebengesteinen zu beobachtenden kontaktparallelen Augengneisschlieren und Granitgneislamellen sind vermutlich tektonisch eingeformte Apophysen.

Die Frage nach dem Alter der Orthogesteine ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Die konformen Kontakte und homotakten Gefüge von Ganginhalt und Nebengesteinen sprechen aber für eine vor- bis frühtektonische Intrusion.

2. Muskovit-Granitgneise

Der große, die Schlingenkontur nachzeichnende Granitgneisgang des Venter Tales variiert zwar in seiner Zusammensetzung, besteht aber doch zu einem erheblichen Teil aus typischen Muskovit-Granitgneisen. Der Gang zieht vom Vorderen Diemkogel nach NNW, löst sich an der Mündung des Diembaches in drei geringmächtige Lamellen auf und ist dann über die NE-Flanke der Talleitspitze als zirka 10 m mächtiges Lager bis nach Vent zu verfolgen. Die Venter Ache hat hier durch ihren tiefen Einschnitt einen guten Aufschluß in aplitischen Muskovit-Granitgneisen geschaffen. Das Granitgneisband zieht dann die NW-Flanke des Venter Tales hinauf (max. Mächtigkeit 150 m), biegt unterhalb des Weißkarkogels scharf nach ESE um und schwenkt auf der östlichen Talseite nach S zurück.



Abb. 11: Flasergranitgneis-Falte am Westgrat des Gampleskopfes ($B_1 = 172^{\circ} / 12^{\circ} S$).

Die Gesteine werden im Scheitel der Großfalte durch langgestreckte Paragneiskeile in mehrere Lamellen aufgespalten und weisen im östlichen Abschnitt des Scheitelbogens höhere Biotitgehalte auf. Außerdem enthält der Gang am Fürbichl oberhalb von Vent eine Paragneisscholle.

Ein zweites Granitgneislager setzt innerhalb des Schlingenscheitels, unterhalb des Weißkogels ein und biegt, dem Hauptgang folgend, auf dem Osthang des Tales nach S um, wo es bis zum Latschferner zu verfolgen ist und am Gampleskopf eine große, relativ flachachsige Falte bildet (Abb. 11). Das Lager setzt sich dann in den Augengneisengang zwischen Mittlerem Ramolkogel und Hinterem Spiegelkogel nach SSE fort.

Ein weiterer Muskovit-Granitgneisgang zieht, wenn auch mit Unterbrechungen, den Nordhang des Rofentales hinauf und verschwindet in 2820 m Höhe unter dem Moränenschutt des Taufkars.

Die Muskovit-Granitgneise sind hellgraue, flasrige oder dünngeschieferte Gesteine und bestehen im wesentlichen aus Quarz, Plagioklas und Muskovit. Kalifeldspat tritt oft nur als Nebengemengteil auf. Infolge der unterschiedlichen Gesteinsverformung sind wechselkörnige, granoblastische Kornverbände entstanden, die trotz weitgehender Rekristallisation kataklastische Reliktgefüge enthalten.

Plagioklas

Der Plagioklas (Kd. 0.3-0.4 mm) bildet xenomorphe, polysynthetisch verzwillingte Körner mit Anorthitgehalt zwischen 3-35%. Stark getrübte, mit feinblättrigem Hellglimmer gefüllte Körner scheinen einer älteren vortektonischen Plagioklasgeneration anzugehören. Sie besitzen unregelmäßige oder rundliche Kornumrisse und schließen sich zu Mehrkornaggregaten zusammen. Größere Individuen sind nicht selten in mehrere Bruchstücke zerlegt und an Scherflächen zerglitten. Eine vermutlich jüngere Plagioklasfolge fällt durch ihre frischen xenomorphen Kristalle auf. Auch sie bildet Aggregate und kann den älteren Plagioklas umschließen. Unterschiede im Anorthitgehalt zwischen den beiden Generationen ließen sich in den vorliegenden Schliffen aber nicht nachweisen.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat erscheint in Form gegitterter, xenomorpher Mikrokline, zeigt eine beginnende Schachbrettalbitisierung und umschließt Plagioklas. Ein Teil der untersuchten Schliffe war jedoch nahezu kalifeldspatfrei.

Muskovit

Muskovit (Kd. max. 1.7 mm) formiert sich zu unterschiedlich gefalteten Lagen mit ausgeprägten Polygonalbögen und durchsetzt in feinen Blättchen das ganze Gestein.

Biotit

Biotit fehlt, wenn man von vereinzelten grünlichen Schuppen absieht, ganz, er kann sich aber in einzelnen Partien soweit anreichern, daß Zweiglimmergneise entstehen.

Quarz

Quarz bildet je nach dem Deformationsgrad rundliche, gestreckte oder stark gefaltete Pflaster (Kd. 0.03-0.7 mm).

Als Akzessorien findet man Granat, Apatit, Klinozoisit und Erz.

Eine Ausscheidungsfolge ist bei der starken granoblastischen Umkristallisation der Gesteine nicht mehr festzustellen. Falls die Gneise aber wirklich aplitoide Orthogesteine darstellen, können alle Komponenten bereits dem ursprünglichen magmatischen Mineralbestand angehört haben. Die junge Albitgeneration ist dann durch Umlagerung aus dem alten Feldspatbestand hervorgegangen.

3. Augen- und Flasergranitgneise

Der fließende Übergang zwischen Muskovit-Granitgneisen und den Augen- und Flasergneisen ist im Scheitel der Venter Schlinge klar zu erkennen. Während in der Konenrinne noch Muskovit-Granitgneise anstehen, nimmt der Biotitgehalt in den nordöstlich anschließenden Gangabzweigungen unter gleichzeitiger Vergrößerung der Feldspataugen zu, so daß schließlich zweiglimmerige Augengneise entstehen. Typischer, hellgrauer Augenund Flasergneis tritt als schmales, streckenweise blastomylonitisches Band am Straßentunnel unterhalb von Vent auf. Er zieht von hier zunächst nach NW, biegt unter dem Feldkögele scharf nach SW und S und überquert 300 m unterhalb des Muhrenbaches die Venter Ache. Auf der rechten Talseite verschwindet der Gang streckenweise unter Hangschutt, ist aber bis kurz vor Vent zu verfolgen.

Auch Teile des Granitgneisganges zwischen dem Mittleren Ramolkogel und dem Hinteren Spiegelkogel bestehen aus Augen- und Flasergneisen. Die zentimetergroßen Feldspataugen des vorwiegend muskovitführenden Zweiglimmergneises verschwinden aber streckenweise, so daß mittelkörnige Muskovit-Granitgneise vorliegen.

Unter dem Mikroskop tritt der blastokataklastische Charakter der Gesteine deutlich in Erscheinung.

Biotit, Muskovit

Biotit (X = hellgelb, X = Z = dunkelbraun) bildet mit Muskovit langgestreckte Aggregate oder quarz- und feldspatdurchsetzte Nester. Die Biotitblätter enthalten Zirkon und Rutil und sind häufig mit Epidot verwachsen. Gelegentlich zeichnen die Konturen kleinblättriger Biotitballen die Umrisse der ursprünglichen Großbiotite nach.

Wie in den Paragneisen bildet die posttektonische Biotit- und Muskovitgeneration regellos orientierte Querglimmer. Die junge Biotitgeneration besitzt kräftige braune Farben, so daß eine Verarmung der Biotite an Ti, wie sie KARL (1959) aus den Tauerngneisen beschreibt, im Verlauf der Rekristallisation nicht eingetreten sein kann. Ein Teil des Biotits hat sich hingegen unter Erz-, Titanit- und Epidotneubildung in Muskovit umgewandelt. In manchen Schliffen weisen feine Biotitfransen und -spieße an den Muskoviträndern auf geringfügige Rebiotitisierungen hin.

Plagioklas

Die 1-3 cm großen Feldspataugen bestehen meist aus Plagioklas-Großkornaggregaten. Kalifeldspateinsprenglinge fanden sich nur in den Augengneisen vom Kleinen Ramolkogel. Im Gegensatz zu den Plagioklasen der Muskovit-Granitgneise enthalten die fleckig auslöschenden Kristalle aber echte Hellglimmer-Klinozoisit-Füllungen, die sich schon im Handstück durch die bläuliche Verfärbung der Feldspataugen bemerkbar machen. Die Zwillingslamellen sind infolge der Anorthitumwandlung nur undeutlich zu erkennen aber merklich deformiert. Der An-Gehalt der Restplagioklase liegt zwischen 13-28%, im Mittel bei 23%. Die Form der Feldspataugen wechselt mit dem Deformationsgrad der Gesteine. Die Kristalle oder Kristallaggregate wurden zunächst abgerundet und dann zu immer flacheren Linsen ausgezogen, bis schließlich feinflasrige Gefüge entstanden, die eng verfaltet sein können. Eine jüngere Generation ungefüllter xenomorpher Plagioklase durchsetzt blastokataklastische Kleinkornaggregate.

Quarz

Granoblastische Quarz-Pflastergefüge (Kd. 0.1-0.5 mm) beteiligen sich neben den Glimmer wesentlich an der Bildung der Schieferung. Einzelne, der völligen Deformation entgangene Quarzgroßkörner werden von rekristallisierten Quarzmörtelzonen umschlossen.

Epidot

Neben den Klinozoisiten der Feldspatfülle erscheint pistazitischer Epidot frei im Gefüge, oft jedoch mit Biotit vergesellschaftet.

Akzessorien

Akzessorisch treten auf: Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Granat, oxydische und sulfidische Eisenerze sowie Karbonate. Die Granate bilden Großkörner (Kd. 1.5 mm) aber auch feinkörnige (Kd. 0.1-0.2 mm) Nester und gehören sehr wahrscheinlich bereits dem vortektonischen Mineralbestand an.

4. Biotit-Granitgneise

Das schon von SCHMIDEGG (1932) kartierte Vorkommen massiger oder schwach geschieferter Biotit-Granitgneise am Schranklasegg reicht hangaufwärts bis zur 2000 *m*-Isohypse und geht dann allmählich in zweiglimmerige Augen- und Flasergneise über. Die grauen und graublauen, mittelbis grobkörnigen Metagranite enthalten in Gegensatz zu den Augen- und Flasergneisen zahlreiche Kalifeldspat-Einsprenglinge (Kd. 3×1.5 cm). Der Biotit konzentriert sich in feinschuppigen Nestern, Muskovit tritt mengenmäßig zurück.

Das wesentliche Kennzeichen der Gneise ist ihr blastokataklastisch überprägtes granitisches Gefüge.

Plagioklas

Die hypidiomorphen Plagioklaszwillingsstöcke (Kd. max. 9×3.4 mm) sind mit Hellglimmer-Klinozoisit-Masse gefüllt und von klaren (An 10%) Randzonen umgeben. Für den ursprünglichen Anorthitgehalt ergeben sich 40-60%.

Kalifeldspat

Die Kalifeldspate gehören ihrer Erscheinungsform nach zur magmatischen Ausscheidungsfolge. Die unregelmäßig umgrenzten oder abgerundeten Einsprenglinge bestehen aus großen Karlsbader Zwillingen, sind zum Teil unverzwillingt oder zeigen die typisch wolkige Auslöschung und fleckenhaft entwickelte Zwillingsgitterung des Mikroklins. Unregelmäßige Kristallumrisse sind zwar auch für die Kalifeldspate endomagmatischer Nachphasen charakteristisch, sie können aber hier, dafür sprechen die mit Gesteinsgrundmasse gekitteten Kristallbruchstücke, wenigstens teilweise der mechanischen Verformung zugeschrieben werden. Ein Teil der Kristallquerschnitte ist mit Aderperthit durchsetzt oder von einer mehr oder weniger fortgeschrittenen Schachbrettalbitisierung erfaßt. Die Kalifeldspate gehören, wie ihre Plagioklasund Quarzeinschlüsse zeigen, an das Ende der Ausscheidungsfolge. Die Albitsprossung auf der Intergranulare aneinander grenzender Großkristalle erfolgte vermutlich posttektonisch. Man findet solche Bildungen sonst aber auch in spätmagmatischen Feldspatreaktionsgefügen. Myrmekite fehlen.

Neben den Einsprenglingen durchsetzen xenomorphe Kalifeldspate mit und ohne Zwillingsgitterung das Gestein. Ihre Stellung in der Kristallisationsfolge ist nicht näher festzulegen.

Quarz

Infolge der Deformation sind die ursprünglichen Quarzgroßkörner (Kd. max. 6 mm) in polygonale Pflaster (Kd. 0.2-0.3 mm) zerlegt oder von breiten rekristallisierten Quarzmörtelzonen umgeben. Magmatische Quarz-Restausscheidungen lassen sich nicht mehr identifizieren. Die Kristallkörner sind schwach undulös und weisen Böhm'sche Lamellen auf.

Biotit

Wie der Quarz wurden auch die Biotite (X = hellbraun, Y = Z = dunkelbraun) mechanisch in Kleinkornhaufen zerlegt. Mit ihrer Deformation ging eine Titanit-, Rutil- und Epidotneubildung Hand in Hand. Die Blätter sind mit Muskovit verwachsen und teilweise chloritisiert.

Akzessorien

Als Akzessorien treten Zirkon, Titanit, Rutil, Granat, sowie oxydische und sulfidische Eisenerze auf.

Biotitgranitgneise hat SCHMIDEGG (1932) auch an der Talleitspitze kartiert. Der Felsturm des Nordgrates (3100 m) wird von biotitreichen Granitgneislagen und -gängen aufgebaut, die mit den umgebenden Gneisglimmerschiefern und mineralreichen Glimmerschiefern eng verfaltet sind. Die feinkörnigen grauen Gesteine weichen aber petrographisch völlig von den Granitgneisen am Schranklasegg ab und gehen, wie die Aufnahmen von H. FUCHS zeigen, nach dem Rofental hin in Muskovit-Granitgneise über.

5. Zur Genese der Granitgneise

Ihrem primären Mineralbestand nach entsprechen die beschriebenen Biotit-Granitgneise normalgranitischen Zweiglimmergraniten bzw. muskovitreichen Aplitgraniten. Die Natur der Augen- und Flasergneise ist nicht immer klar. Ein Teil der Gesteine ist sicher als deformierter Zweiglimmergranit aufzufassen, ein anderer unterscheidet sich nur wenig von den Paragneisen. Infolge der blastokataklastischen Überprägung sind die ursprünglichen magmatischen Gefüge nur an reliktischen Kornverbänden zu erkennen.

Die kalifeldspatführenden Biotit-Granitgneise entsprechen ihrem Mineralbestand und Gefüge nach weitgehend den Zweiglimmergranitgneisen von Umhausen im nördlichen Ötztal, und den Augen- und Flasergranitgneisen der Hohen Tauern. Die Tauerngneise haben lediglich eine kräftigere Rekristallisation erlebt. Zum Vergleich fassen wir die Mineralisationsfolge der Biotit-Granitgneise des Venter Tales in ein von KARL (1959) in den Tauern angewandtes Schema (Tab. 3).

Tabelle 3

Gesteinscharakteristik der Biotit-Granitgneise des Venter Tales

Mineralbestand nach Häufigkeit:	Mineralfolge älter → jünger	Verhältnis von Kristallisation (Kr ₁ , Kr ₂) zur Haupt- deformation (Fm ₁)		
Quarz Plagioklas Kalifeldspat Klinozoisit-Pistazit	Biotit a, Muskovit a Plagioklas a Kalifeldspat a, Quarz a	$Kr_1 \rightarrow Fm_1$ Nach der magmatischen Kri- stallisation Kr_1 erfolgte eine starke mechanische Formung		
Serizit, Muskovit Biotit Chlorit Titanit		Ŭ		
Granat Akzessorien Apatit, Zirkon, Rutil, oxydische und sulfi- dische Eisenerze, Kar- bonat	Biotit _n , Muskovit _n Epidot Titanit, Granat, Erz Plagioklas _n , Chlorit Kalifeldspat _n (?) Quarz _n Karbonat	Kr ₂ nachtektonische Rekristallisation und Mineralneubildungen		

a = Altbestand, n = Neubildung

Die Übereinstimmung der Tabelle mit der für die Augen- und Flasergranitgneise des Venediger-Gebietes gegebenen Gesteinscharakteristik (KARL 1959, S. 83) ist so groß, daß wir diese hier nicht wiedergeben. Eine Ausscheidungsfolge innerhalb des Kr_2 -Intervalls ist aber nicht festzulegen, da sich die Kristallisationen der einzelnen Minerale zeitlich überlagern. Unterschiede bestehen jedoch in bezug auf die Datierung der letzten Hauptdeformation (Fm_1). Während nämlich KARL (1959) die Fm_1 -Verformung in den Tauern der alpidischen Orogenese zuweist, nehmen wir in den Ötztaler Alpen dafür variszisches Alter an.

Die Frage nach der Genese der Granitgneise ist von den petrographischen und tektonischen Verhältnissen im Venter Tal her allein schwer zu beantworten. Die Form der Gesteinskörper und ihre inhomogene Beschaffenheit lassen zumindest Zweifel daran aufkommen, ob es sich ausschließlich um magmatische Differentiate handelt. Betrachtet man dagegen die ausgedehnten Orthogneiskörper der nördlichen Ötztaler und Stubaier Alpen, so drängt sich angesichts der stofflichen Variationsbreite (Tonalite, Granit, Aplite) und des Gehalts an basischen Schlieren die Vorstellung auf, daß bei ihrer Bildung palingene Prozesse eine bedeutende Rolle spielten. Die Raumverteilung der Gesteine spricht darüber hinaus für eine gewisse Differenzierung und Intrusionsfähigkeit.

Die Granitgneisgänge im Venter Gebiet sind vermutlich älter als die Schlingenbildung. Die scharfen Kontakte und das Fehlen typischer Mischgesteine, wie sie z. B. im Winnebachgebiet auftreten (DRONG 1959)¹), legen jedenfalls diese Vermutung nahe. Die gleiche Auffassung vertrat schon SCHMIDEGG (1933). Er führte die geringe Mächtigkeit der Orthogneise auf eine tektonische Streckung während der Schlingenbildung zurück. Auch HAMMER (1929) deutete die Gefüge der Orthogneise der nördlichen Ötztaler und Stubaier Alpen als das Ergebnis einer postkristallinen Deformation und anschließenden Regeneration. WENK (1934) nimmt im Gegensatz dazu für die Orthogneise der Silvretta syntektonische Intrusion an.

E. Basische Ganggesteine

Die Intrusion der basischen Gänge erfolgte in bezug auf die steilachsige Faltung posttektonisch. Die Ganggesteine treten, wie bereits die Aufnahme SCHMIDEGGS zeigt, im Gebiet des Venter Tales relativ häufig auf, sind darüber hinaus aber aus allen Teilen der Ötztal-Masse (HAMMER 1923, AMPFERER u. HAMMER 1924) und aus dem Silvrettakristallin bekannt (BEARTH 1932). Die Gänge durchbrechen die Gneis- und Glimmerschieferverbände und erreichen Längen bis zu 1.5 km. Ihre Breite beträgt zum Teil nur wenige Dezimeter und kann vereinzelt bis auf 20 m anschwellen. Eine Kontaktwirkung ist im Nebengestein nicht zu erkennen. Einer der Gänge am Timmelsjoch enthält Schollen von Hornblendegarbenschiefern, deren Kristallisation vielleicht dem stofflichen Einfluß des Ganggesteins zuzuschreiben ist.

Die Gesteinsentwicklung ist wechselhaft. Es finden sich feinkörnige, grünlichgraue bis schwarze Gesteine, deren Bestandteile bis auf die feinblättrigen Biotitsprossen mit bloßem Auge nicht zu erkennen sind. Außerdem

¹) DRONG (1959) kam zu dem Ergebnis, daß die Winnebachmigmatite der Stubaier Alpen in bezug auf die Tektonik des Nebengesteins syntektonisch entstanden sind.

treten nicht selten kleinkörnige, ophitische Typen von hellgrauer bis blaugrauer Farbe auf. Ihre weißen Feldspatleisten (Kd. bis 7 mm) besitzen oft bläuliche Kerne und heben sich daher zum Teil nur undeutlich von der Grundmasse ab. Dunkle Einsprenglinge bilden Hornblende, schuppige Biotitaggregate und Biotitporphyroblasten. In einzelnen Gängen gehen die körnigen ophitischen Varietäten nach den Salbändern hin in dichte Gesteinstypen über. Die gleiche Erscheinung beschreibt BEARTH (1932) von den Diabasgängen der Silvretta-Masse.

Obwohl die Ganggesteine erst nach der Hauptdeformation aufdrangen, sind sie in den randlichen Gangteilen oft deutlich deformiert und geschiefert. Das Alter dieser Gefügebildung ist ungewiß. Rechnet man aber mit einer spätvariszischen Gangintrusion, so ist die Deformation sowohl spätvariszischen als auch alpidischen Bewegungen zuzuordnen.

Die Gänge sind oft verbogen oder an Störungen abgequetscht. Ihr Streichen pendelt um E-W, das Einfallen ist meist ziemlich steil. Der Gangverteilung nach zu urteilen, scheinen die Gesteine weit durchziehenden E-W-Fugen aufzusitzen. So lassen sich z. B. die Diabase aus der Umgebung des Weißkarkogels mit denen der Gurgler Scharte, des Timmelsjoches und denen des Schneeberger Gebietes geradlinig zu einer 22 km langen E-Wstreichenden Gangzone verbinden, die vermutlich eine alte, regional bedeutsame Bruchfuge kennzeichnet. Ein weiterer Gangschwarm zieht im N von Hl. Kreuz den Westhang des Venter Tales bis zum Seitenferner hinauf, ein anderer reicht von der Talleitspitze über die Niedertaler Ache hinweg bis über den Diembach.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine überwiegend ophitische und porphyrische Gefüge, die in stärker deformierten Gangteilen von einer Schieferung überprägt sind.

Bei den ophitischen Typen bilden leistenförmige Plagioklase (Kd. max. $5 \cdot 5 \times 1 \cdot 7 mm$) ein sperriges Gerüst, dessen Zwischenräume mit einem feinkristallinen Quarz-Biotit-Chlorit-Hornblendegemenge gefüllt sind. In den porphyrischen Varietäten liegen Hornblende-, Biotit-, Feldspatund Quarzeinsprenglinge (Kd. $3 \cdot 5 - 3 mm$) in einer feinkristallinen (Kd. $0 \cdot 07 mm$) Grundmasse aus Quarz, Feldspat, Biotit, Karbonat und Epidot. Unregelmäßig umgrenzte Quarz-Albit-Aggregate lassen sich als ursprüngliche miarolithische Hohlraumfüllungen deuten.

Der primäre Mineralgehalt der Gesteine ist nicht mehr sicher zu rekonstruieren. Zum magmatischen Altbestand gehören vermutlich: Pyroxen (?), Hornblende, Plagioklas (An₁₅₋₆₅), Biotit, Quarz, Karbonat. Neugebildet wurden: aktinolithische Hornblende, Biotit, Pennin, Prochlorit (?), Albit, Titanit, Karbonat und Turmalin.

Hornblende

Die hellgrünen aktinolithischen Hornblenden bilden langprismatische und kurzsäulige, mit feinkristallinem Epidot und Chlorit durchsetzte Kristalle (Kd. max. 3×1.5 mm). In allen Schliffen zeugen biotit-, epidotund karbonatdurchwachsene Hornblendeskelette für eine starke Floititisierung. Vereinzelt beobachtet man auch diablastische Verwachsungen von frischem, feinblättrigem Biotit mit feinstengeliger Hornblende. Kornzerbrechungen sind keine Seltenheit. Auf den deformierten Großkristallen sprossen zum Teil nadelige Aktinolithe. Auch völlig zersetzte, nicht mehr bestimmbare Großkristalle werden von aktinolithischen Kristallrasen umsäumt. Vermutlich handelt es sich dabei um ehemalige Pyroxene oder Hornblenden.

Plagioklas

Die Plagioklase bilden idiomorphe, polysynthetisch verzwillingte Leisten oder komplizierte Zwillingsstöcke, die sich zu größeren Aggregaten zusammenschließen können. Die fast allen Kristallen eingelagerte feinkristalline Klinozoisitmasse konzentriert sich auf den Kristallkern, kann aber auch den ganzen Plagioklas fleckenhaft durchsetzen. Die gefüllten Zonen werden stets von einschlußfreien, teils fein verzwillingten Säumen mit einem Anorthitgehalt von 12 bis 45% umgeben. Rechnet man die Klinozoisitmasse der Kristallkerne in Anorthit um, so erhöht sich der Wert um An₁₅₋₂₀. Neben diesem Feldspataltbestand treten neu gesproßte frische Albite auf. Sie finden sich vor allem in den stärker deformierten Gesteinen und erscheinen als Spaltenfüllungen. In den geschieferten Gesteinspartien sind die Altplagioklase in Klinozoisitlinsen und neukristallisierten Albit zerlegt.

Biotit

Die Biotite (X = hellbraun, Y = Z = braun bis gelblich) durchsetzen als feinblättrige oder sperrige Aggregate oft das ganze Gestein oder konzentrieren sich in Lagen und Nestern. In der heutigen Form sind die Biotitblätter posttektonisch kristallisiert. In den Gängen am Timmelsjoch, also in der Nähe des Schneeberger Zuges, wird das besonders deutlich. Die Gesteine enthalten große hellbraune Biotitporphyroblasten (Kd. $3 \times 2mm$) mit unregelmäßigen, teils skelettförmig aufgelösten Umrissen und zahlreichen idiomorphen Epidoteinschlüssen (Kd. 0.05 mm). Siebstruktur ist keine Seltenheit.

Chlorit

Prochlorit und Pennin sind auch in den basischen Ganggesteinen enthalten. Sie bilden Parallelverwachsungen mit Biotit, können ihn aber auch fleckenhaft verdrängen. Größere Aggregate bilden Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende.

Quarz

Neben den schon im Handstück hervortretenden hypidiomorphen Quarzeinsprenglingen mit typischen Korrosionskanälen enthalten die Gesteine Quarznester und xenomorphe Quarzkörner. Der Quarzgehalt der feinkristallinen Grundmasse ist schwer abzuschätzen.

Akzessorien

Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Granat, oxydische uns sulfidische Eisenerze auf.

Der Granat bildet kleine Idioblasten oder lockere Kornhaufen, die man als zertrümmerte und rekristallisierte Großkristalle deuten kann. Auffällig sind die im Gestein kreuz und quer verstreuten, aus Ilmenit entstandenen bis 2 mm langen Leukoxenleisten. Auf eine nähere systematische Bestimmung der basischen Gänge wird wegen des Fehlens chemischer Analysen und der starken Umkristallisation verzichtet. HAMMER (1929) bezeichnete solche und ähnliche Gesteine auf Blatt Ötztal als "Ganggesteine mit diabasischem Charakter", BEARTH (1932) in der Silvretta als "Hornblende-Biotit-Diabase".

F. Kristallisation und Deformation

Die aus dem Wechselspiel von Kristallisation und Deformation resultierenden Gefügemerkmale gestatten, die Kristallisationsgeschichte metamorpher Gesteine in einzelne Abschnitte zu gliedern (SANDER 1915, 1950; ZWART 1962; KARL 1964). Wir wollen von gelegentlichen örtlichen Besonderheiten abschen und die Mineralisationsfolge der Hauptgesteine des Untersuchungsgebietes in bezug auf ihre letzte Hauptdeformation, d. h., Faltung und Schlingenbildung schematisiert darstellen. Dabei werden folgende Abschnitte unterschieden:

- Kr_1 Vortektonischer Abschnitt: Dieser umfaßt bei den Paragneisen die vormetamorphe Mineralparagenese oder die Bildungen einer vortektonischen Metamorphose, bei den Orthogneisen die Minerale der magmatischen Kristallisation und einer eventuellen Metamorphose. Hierher gehört auch die Anlage der Hauptschieferung (s₁).
- Fm_1 Haupt deformation: Deformation und Faltung der Hauptschieferung (s_1). Schlingenbildung. Entstehung weiterer Schieferungen, Bruchtektonik.
- Kr₂ Posttektonischer Abschnitt: Rekristallisation der bei der Hauptdeformation entstandenen Gefüge. Kristallisationen im Einflußbereich jüngerer Wärmezonen.
- Fm₂ Junge diaphthoritische Deformationen, Mineralbildungen der Diaphthorese. Mylonitisierung. Bruchtektonik.
- Kr₃ Sekretionäre Ausscheidungen auf Spalten und Brüchen.

Für die Paragneise ergibt sich auf diese Weise folgendes Kristallisationsschema: Siehe Tabelle 4.

Wie aus dem Schema hervorgeht, wird das Gesteinsbild der Paragneise im wesentlichen von nachtektonischen Kristallisationen (Kr_2) beherrscht. Es ist daher schwierig, wenn nicht unmöglich, vor- bis frühtektonische Mineralgenerationen sicher zu erkennen oder zu rekonstruieren. Das hat seinen Grund unter anderem in der Mehrdeutigkeit der Gefügebilder. Die Glimmer der Polygonalbögen z. B. können sowohl syntektonisch als auch posttektonisch entstanden sein (SANDER 1950 S. 297). Im ersten Falle kristallisierten sie während der Gesteinsdeformation, wobei Kristallisationen und Deformationen miteinander wechselten oder sich überlagerten. Im



Falle posttektonischer Kristallisation bilden die Glimmerleisten eine ältere vor- oder frühtektonisch entstandene und während Fm_1 gefaltete Glimmergeneration ab.

47

Soweit zu ersehen, gehören der vor- bis frühtektonischen Kristallisation (Kr_1) Granat, Staurolith, Disthen, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und eine Reihe von Akzessorien wie Zirkon, Apatit, Turmalin, Graphit und Erz an. In der Frühphase der Metamorphose kristallisierten vermutlich auch der Aktinolith und Epidot der kalksilikatischen Einlagerungen.

Granate und Staurolithe enthalten in der Regel ebene oder nur schwach gekrümmte Interngefüge, so daß bei ihrer Kristallisation der Deformationsgrad der Paragneise noch wesentlich geringer gewesen sein muß. Die Tatsache, daß beide Minerale, besonders aber der Granat häufig zerbrochen und mit rekristallisierter Gesteinsgrundmasse ausgeheilt sind, spricht dafür, daß die Deformationen die erste Kristallisation (Kr₁) überdauerten und Granate wie Staurolithe auf die mechanische Beanspruchung wie starre Körper reagierten. Der alte Plagioklasbestand läßt sich aus dem quantitativen Verhältnis von Restplagioklas und Hellglimmer-Klinozoisit-Fülle errechnen (ANGEL 1930, KARL 1959). Die Kornformen des Plagioklas_a wurden aber durch Faltung und Schieferung stark in Mitleidenschaft gezogen, die Unterscheidung vor- und syntektonisch kristallisierter Plagioklase ist daher oft schwierig. Reliktische, von breiten Mörtelzonen umgebene Quarzkörner, wie sie in den Orthogneisen beobachtet werden, fehlen infolge der primär geringeren Korngröße der Paragesteine.

Eine frühe Kristallisation von Muskovit und Biotit ist aus mineralfaziellen Gründen wahrscheinlich, ergibt sich aber auch aus den Gefügen, da beide Glimmer maßgebend an der Bildung der Hauptschieferung (s_1) beteiligt sind. Die Frage, ob die beschriebene Paragenese vor- oder frühtektonisch entstand, ist nicht sicher zu entscheiden, da die deformierten Interngefüge der beginnenden Verformung Fm₁ oder, als konservierte Altgefüge, einem älteren Deformationsakt angehören können.

Syntektonisch kristallisierten: Biotit, Muskovit, Plagioklas, vermutlich auch Granat und Staurolith. Die Glimmergefüge der gefalteten s_1 -Flächen setzen sich aus Polygonalbögen und stetig gekrümmten Glimmerleisten zusammen. Die Plagioklase sind in stärker deformierten Gesteinen syntektonisch zu Leisten ausgezogen und verbogen. Auch die Granatkristallisation scheint bis in die Fm₁-Phase hinein angehalten zu haben, da sich die Interngefüge aufeinanderfolgender Anwachszonen nach Ausbildung und Orientierung gelegentlich unterscheiden. Ähnliches gilt für die Staurolithe.

Die nachtektonische Kristallisation (Kr_2) hat nahezu alle Gesteinskomponenten erfaßt. Frische Plagioklase überwachsen stark gefaltete und unverstellte Glimmergefüge. Quarz bildet polygonale Pflaster, die sich ihrer Form nach als ehemalige Mörtelzonen ausweisen. Ob auch die Granatsprossung im Kr₂-Intervall anhielt oder wiederauflebte, ist unsicher. Die Bildung der einschlußfreien Granatsäume könnte in diese Kristallisationsphase gehören. Da zonargebaute Granate zum Teil aber auch von Staurolith umschlossen werden, scheinen sie älter zu sein (Abb. 5). Soweit zu erkennen, sind zumindest die feinkörnigen Granattrümmer rekristallisiert.

Die Hellglimmer-Klinozoisit-Füllung der Plagioklase, wie die aus Granat und Biotit hervorgegangenen Chlorite, gehören in der Hauptsache in das Kr₂-Intervall, können aber zum Teil bereits während Fm₁ entstanden sein. Wechselseitige Überwachsungen zeigen, daß sich die Chlorit- und Biotitbildung zeitlich überlagerten.

 $\rm Kr_2\text{-}Neubildungen$ sind ferner: Titanit, Epidot, Rutil, Ilmenit und andere Erze.

Diaphthoritische Deformationen (Fm_2) machen sich vor allem in der Undulation der Quarze und der postkristallinen Verfaltung der Glimmer bemerkbar. Sie steigerten sich im Wirkungsbereich junger Brüche und Verschiebungen bis zu Mylonitisierungen und riefen die Neubildung von Chlorit, Hellglimmer, Epidot und Erz hervor.

Nach den gleichen Überlegungen läßt sich auch die Mineralisationsfolge der Amphibolite schematisieren (Tabelle 5):



Jahrbuch Geol. B. A. (1967), Bd. 110, 1. Heft

Für eine ursprünglich magmatische Mineralparagenese der Amphibolite bieten sich, abgesehen von den pentlanditführenden Magnetkiesen, keine sicheren Hinweise. Dem vor- bis frühtektonischen Mineralbestand gehören gemeine Hornblende, Aktinolith, Biotit, Plagioklas (An $_{30-50}$), Quarz, Granat, Titanit und Erz an. Bezeichnend dafür sind die von der Kristallisation überholten Kornzerbrechungen bei Hornblenden, Granat und Titanit. Für die s₁-bildenden Biotite gilt das gleiche, wie für die Glimmer der Paragneise. Merkmale syntektonischer Kristallisation weisen, abgesehen von den Biotitgefügen, auch die Chlorite auf.

Eine besondere Erscheinung der nachtektonischen Phase ist die Floititisierung der Hornblende.

Ein Kristallisationsschema der Granitgneise wurde bereits in Tab. 3 (S. 42) gegeben.

Wichtige Hinweise für die zeitliche Einstufung der Kristallisationen geben die basischen Ganggesteine. Sie sind nach der Schlingenbildung intrudiert, so daß ihre Metamorphose in das nachtektonische Stadium Kr₂ fällt. Die Gesteine zeigen die gleichen Mineralumwandlungen und Sekundärparagenesen wie die Amphibolite, Para- und Orthogneise. Es ist daher ziemlich sicher, daß sich auch deren Umkristallisation teilweise während und nach der Gangbildung vollzog. Gleiches gilt für jüngere Schieferungen und Zerscherungen. Sie können, wenn ihre Bedeutung insgesamt gesehen auch weit geringer ist, die während der steilachsigen Faltung gebildeten Gefüge der Amphibolite, Glimmerschiefer und Gneise ununterscheidbar überprägen, so daß die "postdiabasischen" rekristallisierten Deformationen dort zwangsläufig der Hauptdeformation Fm₁ zugerechnet werden müssen.

Die jüngsten Mineralbildungen (Kr_3) stellen die Spalten- und Kluftfüllungen der basischen Gänge dar, an denen sich Quarz, Albit, Chlorit und Prehnit (?) beteiligen.

Der früh- bis syntektonische Mineralbestand der Ortho- und Paragneise entspricht im wesentlichen der Staurolith-Disthen-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies (TURNER und VERHOOGEN 1960). In den mittleren Ötztaler Alpen erreichten die Amphibolite sogar die Eklogitfazies. Für die jüngere petrogenetische Entwicklung aller Gesteine sind aber folgende Reaktionen kennzeichnend:

Gemeine Hornblende	\rightarrow	$Biotit_n + Klinozoisit + Karbonat + Quarz_n$
Plagioklasa	\rightarrow	$Plagioklas_n + Hellglimmer + Klinozoisit$
Staurolith	\rightarrow	$\mathbf{Hellglimmer}\!+\!\mathbf{Chlorit}\!+\!\mathbf{Erz}$
Disthen	\rightarrow	Hellglimmer
Granat	\rightarrow	$\mathbf{Biotit}_{\mathbf{n}}$
Granat	\rightarrow	${f Chlorit} + {f Epidot}$
$\operatorname{Biotit}_{\mathbf{a}}$	\rightarrow	$\mathbf{Hellglimmer} + \mathbf{Titanit} + \mathbf{Erz} + (\mathbf{Epidot})$
$\operatorname{Biotit}_{\mathbf{a}}$	-≻	Chlorit + Rutil + (Epidot)

Barroisitische Hornblenden, wie sie KARL (1959) aus der tiefen Grünschieferfazies der Tauern beschreibt, waren bisher nicht festzustellen. Die gemeinen grünen Hornblenden wurden ohne Zwischenstufe chloritisiert und biotitisiert.

Die beschriebenen Umwandlungen gehören im wesentlichen dem Kr_2 -Intervall an und überführten die Gesteine in die tiefe Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Epidot-Subfazies).

Die beschriebene petrogenetische Entwicklung ist nicht nur auf die südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen beschränkt, sondern scheint für weite Teile der Ötztal-Masse zwischen Schneeberger Zug und Inntal zu gelten. Der Einfluß nachvariszischer Kristallisationen reicht daher vielleicht weiter nach N und W als bisher angenommen wurde.

G. Das Alter der Gesteine

Das Ausgangsmaterial der Ötztaler Gneise und Glimmerschiefer bildet eine mächtige Folge tonig-sandiger bis grauwackenartiger Gesteine, die abgesehen von gelegentlichen Mergeleinschaltungen weitgehend kalkfrei gewesen sein muß. Deutet man die Amphibolite als Eruptivserie mit zugehörigen Tuffen, so ergibt sich das Bild einer geosynklinalen Gesteinsassoziation, deren stratigraphische Einstufung aber wegen der hohen Metamorphose Schwierigkeiten bereitet. OHNESORGE glaubte im Ötztalkristallin die Gesteine der Grauwackenzone wiederzuerkennen (SANDER 1921 S. 183). In der Tat bestehen gewisse Ähnlichkeiten mit den Schiefern der unteren Grauwackenzone und den tieferen Teilen der Tauernschieferhülle (Serie A und B), die FRASL (1958) in das Präkambrium bzw. Altpaläozoikum stellt. Im außeralpinen Mitteleuropa stößt man im Liegenden des Altpaläozoikums auf ähnliche mit basischen Vulkaniten durchsetzte Grauwacken-Tonschiefer-Serien (Böhmen, Bretagne, Spanien). Es ist daher nicht auszuschließen, daß die Paragneise des Ötztaler Altkristallins aus vor- bis altpaläozoischen Serien hervorgegangen sind. Die an quarzitischen Einlagerungen reicheren Glimmerschiefer nehmen vielleicht eine höhere stratigraphische Position ein. Ihrer heutigen Verbreitung nach zu urteilen, stellen sie die Reste eingefalteter Muldenzüge dar, denen auch der Schneeberger Zug zuzurechnen ist.

Die gleichen Unsicherheiten bestehen bei der zeitlichen Einstufung der Orthogneise. KLEBELSBERG (1935) deutet sie als paläozoische Intrusionen. Für analoge Augen- und Flasergneise in den Tauern nehmen FRASL (1953) variszisches, KARL (1959) vor- oder frühalpidisches Alter an. Nachdem sich Gerölle von Orthogneisen aber bereits in den oberkarbonischen Nößlachkonglomeraten finden, kann man bis zur eingehenderen Datierung durch physikalische Altersbestimmungen mit frühvariszischen, vielleicht auch altpaläozoischen Intrusionen rechnen.

Das Alter der basischen Gänge ist ebenfalls fraglich. Wie in der Silvretta scheinen sie auch in den Stubaier Alpen nirgends in die dem Kristallin auflagernden Trias eingedrungen zu sein. Man darf daher vorerst schließen, daß ihre Intrusion nach der Hauptfaltung, vermutlich aber noch vor der Ablagerung der Trias erfolgte. Die analogen Ganggesteine der Silvretta stellte WENK (1934) in das Perm.

IV. Tektonischer Bau

A. Allgemeines

Der Baustil der Ötztaler Alpen wird seit den Arbeiten SANDERS (1929) und SCHMIDEGGS (1933) als Schlingenbau oder Schlingentektonik bezeichnet. Man versteht darunter einen steilachsigen Faltenbau, der Gebiete von mehreren 100 km^2 umfassen kann und häufig auch bis in den Dünnschliff nachzuweisen ist. SCHMIDEGG (1933) gliederte das Ötztaler Schlingengebiet in folgende Teilstrukturen: die Stubaier Schlinge, die Mittelberg-, die Venter- und die Marzell-Schlinge, sowie die Schlingenbögen des oberen und äußeren Schnalstales (Abb. 1).

Der steilachsige Faltenbau ist das Ergebnis sehr komplexer Bewegungsvorgänge und entzieht sich der sonst üblichen Darstellung in vertikalen Profilen. Wollte man das Bewegungsbild in ac-Schnitten veranschaulichen, müßten Profilfächer oder gekrümmte Profilflächen verwendet werden. Die gleichen Schwierigkeiten stehen der Konstruktion einer regionalen Achsenfläche entgegen. Aus dem Verlauf des großen Granitgneisganges im Venter Tal ergibt sich durch Konstruktion für die Achse der Venter Schlinge ein Wert von 115°/65° NW. Das Kartenbild nähert sich also wenigstens bereichsweise der Profilfläche senkrecht B (Tafel 1).

Zur tektonischen Beschreibung der Struktur wurden außer den tektonischen Leitgesteinen, Schieferungen (s_1, s_2) und Faltenachsen (B_1) verwendet. Bei den Schieferungen unterschieden wir zwischen der älteren Hauptschieferung s_1 und jüngeren, während der Faltung von s_1 entstandenen s_2 -Flächen. Eine Gliederung des Faltengefüges in altersverschiedene Achsengruppen war jedoch bisher nicht möglich.

Die Gneis- und Glimmerschieferverbände werden durch Störungen zerschnitten und verstellt. Das Ausmaß der Bruchtektonik ist wegen der Einförmigkeit der Gesteine und des Fehlens mesozoischer Deckschichten nicht zu überschauen und die Verschiebungsbeträge im einzelnen nur schwer abzuschätzen. Aus der Orientierung der basischen Gänge ergibt sich aber, daß die Anlage der häufig auftretenden E-W-Brüche schon alt sein muß.

B. Schieferung und Faltung

1. Schieferung (s_1)

Alle beschriebenen Gesteine besitzen ausgeprägte Flächengefüge (s_1) mit Übergängen von grobflaseriger zu feinplattiger Ausbildung. Diese Schieferung verläuft in der Regel stoffkonkordant und ist in Bereichen mit reliktischen Sedimentgefügen (ss) schichtparallel $(s_1 \parallel ss)$ angelegt. Parallelschieferung¹) ist in metamorphen Gebieten zwar häufig anzutreffen, durch Studien in weniger veränderten Gesteinsverbänden ist aber hinreichend

¹) Es wird darauf hingewiesen, daß dieser Begriff lediglich die Parallelität zwischen mechanischer Hauptspaltbarkeit s_1 und dem Materialwechsel im Gestein bezeichnet. Ob der letzte der ursprünglichen Schichtung entspricht oder das Ergebnis metamorpher Stoffsonderung ist, bleibt im einzelnen zu prüfen.



Abb. 8: Gefalteter Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit s₁-parallelen Quarzleukosomen. Die Quarzlinsen wurden zusammen mit der Hauptschieferung s₁ gefaltet. Auf dem Halwart, SSE des Weißkarkogels (Höhe 2340 m).



Abb. 9: Gefalteter Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit reliktischer Schichtung. Die Faltenscharniere sind im gleichen Faltenstoß in der für Biegefalten charakteristischen Weise unterschiedlich gekrümmt, z. T. auch zugespitzt. Die Festigkeitsanisotropie innerhalb der einzelnen Falten scheint während der Verformung weitgehend aufgehoben gewesen zu sein, da die Faltenformen in einigen Fällen von der Mächtigkeit der Lagen unabhängig sind (linker Bildrand), die Faltung also nicht dem Gesetz der Stauchfaltengröße folgt.

bekannt, daß eine erste Schieferung stets als Transversalschieferung entsteht und erst im Verlauf der Deformation durch Internretationen mit ss zusammenfallen kann. Die mit dem Schieferungsprozeß Hand in Hand gehende Gesteinslösung bewirkt, daß sich die Glimmer in den Gleitflächen (s_1) anreichern, der Quarz dagegen oft mehr oder weniger weitgehend herausgelöst und in s_1 -parallelen Zwischenschichten erneut akkumuliert wird. (Abb. 8). Gute Beispiele dafür bieten u. a. die Aufschlüsse bei Rofen und in der Umgebung des Hohen Nachtberges, wo in den Gneisen und Glimmerschiefern eine scharfe Sonderung in glimmerreiche und quarzreiche Lagen auffällt. Ähnlichen Lösungsvorgängen ist vermutlich auch die weit verbreitete s_1 -parallele Quarzdurchtränkung der Paragesteine zuzuschreiben.

In einzelnen Aufschlüssen finden sich neben der Hauptschieferung oft noch andere, weit- oder engständige Scherflächen. Sie schneiden s_1 unter wechselnden Winkeln und sind teils vor- teils postkristallin entstanden. Da man die Flächen aber fast nie über mehrere Aufschlüsse verfolgen kann und ihre Beziehung zur Faltung unsicher ist, sind sie für die Beschreibung des Schlingenbaues ungeeignet.

Bei der Durchsicht der Schliffe ergab sich, daß auch die Hauptschieferung (s_1) oft nur eine Kompromißfläche mehrerer Gleitflächen darstellt, die Winkel von 20° bis 40° einschließen. Infolge der posttektonischen Kristallsation ist aber schwer zu entscheiden, ob die zum Schnitt gelangenden Flächen einem Scherungsakt angehören, d. h. sich zu einem Scherflächensystem ergänzen oder während aufeinander folgender Deformationsakte entstanden.

In Gesteinen mit ausgeprägter plattiger Schieferung können Biotit und Muskovit innerhalb der dicht gepackten Glimmerlagen unterschiedlich geregelt sein. Während sich der Biotit z. B. zu scharf ausgerichteten Flächengefügen zusammenschließt kann der Muskovit den Glimmerverband völlig regellos durchsetzen.

Die Entstehung der Hauptschieferung (s_1) ist im einzelnen nicht mehr zu rekonstruieren. Das s_1 bildet ein zusammengesetztes Gefüge, in dem sich die Spuren mehrerer Gesteinsdeformationen subsummieren. Stellenweise verbirgt sich in den scheinbar gleichmäßig geschieferten Gesteinsfolgen vielleicht sogar eine alte Isoklinalfaltung.

Wir haben die Genese der Gesteine unseres Arbeitsgebietes in bezug auf die Schlingenbildung zu gliedern versucht. Die Identifizierung älterer, dem K_1 -Intervall angehörender Flächengefüge, ist daher nur dann möglich, wenn diese Flächen während Fm_1 gefaltet wurden.

Das Streichen der Hauptschieferung folgt generell den Konfigurationen der Venter Schlinge (Tafel 1 und 2). Zur besseren Übericht wurden in der Karte wenn möglich die Mittelwerte aus einer größeren Anzahl von Messungen eingetragen. Trotz dieser Vereinfachung streuen die Werte in manchen Bereichen aber noch sehr stark. Das ist in erster Linie auf die lokale Faltung zurückzuführen, vielleicht auch durch Verstellungen an jungen Brüchen bedingt. Der Einfluß der örtlichen Faltung läßt sich zum Teil dadurch abschwächen, daß man das Hauptstreichen durch den jeweiligen Faltenspiegel wiedergibt. Die trotz der verwickelten Tektonik erkennbaren Regelmäßigkeiten bieten aber die Gewähr dafür, daß es gelungen ist, den tektonischen Bau in seinen Grundzügen zu erfassen. An der Westflanke des Gurgler Tales verläuft das s_1 -Streichen einheitlich NNE—SSW, die Flächen fallen steil nach W ein. In der Gipfelzone des Ramolkogel-Mittagskogel-Kammes schwenkt die Schieferung nach NW bzw. W um und behält diese Richtung im Venter Tal bei.

Die gemessenen Daten bzw. deren Mittelwerte sind in den Sammeldiagrammen 1—40 zusammengefaßt und in den Profilen A bis G angeordnet (Tafel 3). Die Lage der Profile ist der Tafel 2 zu entnehmen. Die Diagramme enthalten die zu beiden Seiten der Profillinien gemessenen Daten (B₁, s₁). Zur Kennzeichnung der Meßbereiche wurden die begrenzenden Isohypsen in den Profilen angegeben. Da die Homogenitätsbereiche an der Westflanke des Gurgler Tales, d. h., am Schlingenostrand weit größer sind als im Schlingenkern, konnten hier größere Meßbereiche zusammengefaßt werden. Schieferung und Faltenachsen sind bis auf Diagramm 11 in eigenen Diagrammen dargestellt.

Die angestrebte gleichmäßige Verteilung der Meßpunkte im Gelände ließ sich bei den wechselnden Aufschlußverhältnissen und der unterschiedlichen Aufschlußqualität nur teilweise erreichen. Dementsprechend variiert die Zahl der Messungen in den einzelnen Diagrammen. Sie reicht aber in allen Fällen aus, die wesentlichen Züge des örtlichen tektonischen Baues widerzuspiegeln. Punktzahl und Besetzungsdichte sind in Tab. 6, die Orientierung der Hauptmaxima, bzw. der π -Kreise in Tab. 7 zusammengestellt. Bei weniger als 20 Punkten im Diagramm unterblieb die Bestimmung der Besetzungsdichte. Zur Auszählung verwendeten wir eine Oleatunterlage, die die randlichen Verzerrungen des SCHMIDTschen Netzes ausgleicht.

Die Profile A bis G entsprechen nur in ihren SE-Abschnitten der regionalen ac-Ebene, nach W hin verlaufen sie schief oder parallel zur Schlingenachse. Das ist für unsere Darstellung aber ohne Belang, da die Profile lediglich zur geographischen Kennzeichnung der Meßbereiche dienen. Das Profil G schneidet den Südteil, die Profile E und F den Mittelabschnitt, Profil D den Nordabschnitt der Venter Schlinge. Der NW-Teil des Profils E fällt mit dem großen, in den Schlingenkern abtauchenden Amphibolitzug (Wartbichl-Griesbach-Rinne) zusammen. In den Profilen E und D überlagern sich daher einzelne Abschnitte, so daß in beiden gleiche Diagramme erscheinen (Diagramm 15 = 25, 18 = 22).

Betrachten wir die Diagramme im einzelnen. In der SE-Hälfte der Profile sind die tektonischen Verhältnisse am einfachsten. Die s_1 -Flächen streichen 30° bis 155°, d. h. NNE-SSW bis NNW-SSE (über N-S) und fallen mit 50° bis 70° nach WNW, bzw. WSW ein (Diagr. 6, 7, 21, 33). Abweichend davon liegt das s_1 am Westhang des Gurgler Tales oberhalb Pirchhütt und Poschach zwischen 2400 und 2500 *m* fast völlig flach. Ob das eine Folge der Faltung ist oder auf Hanggleitungen beruht, ist nicht zu klären.

In der Gipfelzone verringert sich das sonst steile Einfallen (Diagr. 19, 20, 32, 34).

An der Ostflanke des Venter Tales dreht die Schieferung in die NNW-SSE- bzw. NW-SE-Richtung und die Konturlinien der s_1 -Diagramme tendieren entsprechend der verstärkten Faltung zur Bildung mehr oder weniger geschlossener Gürtel (Diagr. 8, 9, 16–18, 22–24, 29–31, 35, 36). Diese Gefügebilder unterscheiden sich also deutlich von denen am SE-Rand der Profile und charakterisieren den komplizierten Baustil im Inneren der Schlinge. Obwohl die Lage der Flächenmaxima im einzelnen von den Meßbedingungen abhängt, ist ihre Streuung verhältnismäßig gering. Ihr Streichen pendelt zwischen 135° und 180°, das Einfallen zwischen 60° W und 60° E.

Die Diagramme der Talsohle (Diagr. 10, 15-25, 28) bilden mit ihren peripheren Gürteln die steilachsige Faltung im Schlingenkern ab. Der gleiche Bau herrscht an den Westflanken des Niedertales und des Venter Tales (Diagr. 14, 27, 38). Hangaufwärts kompliziert sich das tektonische Bild aber durch die Verbreitung polyaxial gefalteter Bereiche. Im NW zeichnet sich eine weniger steile Faltung ab (Diagr. 1).

2. Faltung (B_1, B_2) .

Die s_1 -Schieferung ist in den meisten Bereichen eng- oder weitspannig gefaltet. Die entsprechenden Faltenachsen bezeichnen wir als B_1 und weisen sie der Deformation Fm_1 zu. Die Falten besitzen, von den Schlingen und wenigen Großfalten abgesehen, meist Wellenlängen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Ihre Formen variieren. Man findet alle Übergänge von Zylinderfalten zu mehr oder weniger rhombischen Sinusfalten, weit häufiger aber unterschiedlich geneigte monokline Falten, deren Schenkel bis zur annähernden Isoklinalstellung geschlossen sein können (Abb. 9). Größere Falten sind durch scheitelvergente Schleppfalten gegliedert. Die auf den Schieferungsflächen hin und wieder zu erkennenden Lineationen (l), erweisen sich im Dünnschliff meist als Feinfaltung des Glimmergefüges mit Achsen parallel B_1 .

Die Faltung erfolgt als Biege- oder Biegescherfaltung und zwar oft nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße (SANDER 1948). Daneben finden sich jedoch zahlreiche Fälle, in denen Wellenlänge und Amplitude der Falten von der Mächtigkeit der gekrümmten Gesteinslagen unabhängig sind. Während der Verformung muß also eine weitgehende Verminderung der Festigkeitsanisotropie eingetreten sein. Für eine solche sprechen auch die in manchen Bereichen häufigen schlierigen Verformungen der Hauptschieferung. Der Freiheitsgrad der Deformation muß durch die verstärkte Teilbeweglichkeit der Gesteine so erhöht worden sein, daß während des gleichen Faltungsaktes auch in Kleinbereichen unterschiedlich orientierte, bis zu 90° divergierende Achsen entstanden. Altersunterschiede zwischen den verschiedenen Achsenlagen solcher polyaxialer Faltengefüge sind nicht zu erkennen, so daß auch die Konstruktion unterschiedlicher Bewegungspläne ihren Sinn verliert. Polyaxial gefaltete Zonen sind vor allem an der Westflanke des Venter Tales (Mutboden, Weißkar, Wilde-Leck-Platte, Bodenegg, Geislacher Alm), in der Umgebung des Mittagskogels und bei Sölden verbreitet.

Es fehlt darüber hinaus nicht an Beispielen dafür, daß während der fortschreitenden Deformation bereits vorhandene Faltengefüge weiter verformt wurden. So trifft man auf Falten mit stark gekrümmten Achsen oder Achsenflächen, mit ausgebauchten oder tordierten Schenkeln. Schiefe Achsenüberprägungen sind dagegen selten. Schräg zu B_1 verlaufende Lineationen treten u. a. am Wartbichl bei Vent und bei Sölden auf. Diese komplexen Kleingefüge bilden naturgemäß verwickelte Großgefüge. In der Tafel 2 ist versucht worden, die Mittelwerte der an den einzelnen Meßpunkten vorgenommenen Achsenmessungen möglichst übersichtlich darzustellen. Für das Innere der Venter Schlinge ergibt sich dabei aber trotz gewisser Vereinfachungen immer noch ein ziemlich heterogenes Bild, da bei dem steilen Achsenfallen schon geringe Winkelunterschiede genügen, um benachbarte Achsen mit völlig abweichenden Streichen in der Karte erscheinen zu lassen. Trotz dieser Schwierigkeiten der Darstellung weist das "Achsenchaos" aber doch eine gewisse Planmäßigkeit auf.

Die B_1 -Achsen des Gurgler Tales verlaufen, wie die s_1 -Schieferung NNE—SSW bis N—S und biegen im Ramolkogel—Mittagskogel-Kamm nach NW und W um. Mit dieser Änderung des Streichens geht eine Versteilung der Achsen Hand in Hand, so daß sich die Falten an der Talsohle der Schlingenachse (115°/65° NW) oder der Vertikalstellung nähern.

Mehr oder weniger flachachsige Großfalten werden von den Amphibolitzügen der Firmisanschneide (140°/53° NW), des Hinteren Spiegelkogels und des Gampleskopfes (162°/22° SE), wie auch vom Granitgneisgang des Gampleskopfes (172°/12° S) gebildet (Abb. 10, 11). Die Achse der großen Falte in der Südwand des Hinteren Spiegelkogels ist nicht direkt zu messen. Nach dem Kleinfaltengefüge der Umgebung kann man aber einen Wert von zirka 100°/20°-30° W annehmen.

Entsprechend seiner Lage im Schlingenkern ist das Amphibolitlager zwischen Pirchei und Mutsbichl oberhalb Vent um steile Achsen gefaltet. Die gemessenen Werte schwanken zwischen $85^{\circ}/81^{\circ}$ W und $165^{\circ}/71^{\circ}$ NW Der aus s₁ ermittelte theoretische Wert für B₁ beträgt $123^{\circ}/80^{\circ}$ NW.

Ein großer Amphibolitzug, der vom Ramolkogel kommend in das Venter Tal abtaucht, kennzeichnet den Bau der östlichen Talflanke sehr klar. Im Kuch'nneeder unterhalb des Großen Ramolkogels bildet er eine flach nach NW einfallende Großfalte ($B_1 = 138^{\circ}/28^{\circ}$ NW), deren Kern von Gneisglimmerschiefern gebildet wird. Weiter nordwestlich streichen die Achsen etwa 145° und fallen immer steiler talwärts ein: am Wartbichl zwischen 2800 m und 2400 m mit 25—30°, zwischen 2400 m und 2000 m mit 40° NW und an der Talsohle bei 1800 m etwa 60° NW. Die interne Faltung des Amphibolits kommt in der Karte durch die ausstreichenden Gneislamellen der Faltenkerne zum Ausdruck. Infolge des steilen Einfalles verschwindet das Lager dann in der Talsohle.

Die Achsen der am Gegenhang aufgeschlossenen, stark gefalteten Granitgneislamelle (Schranklasegg) pendeln $(10-40^{\circ})$ um die theoretische Schlingenachse, wobei aber NW-fallende Falten überwiegen.

An der Westseite des Tales streuen die Achsen stark, doch ist auch hier das NW—SE-Streichen immer noch zu erkennen. Weiter südlich zeichnet sich demgegenüber eine Tendenz zu N—S-streichendem Achsenverlauf ab. Am Nordende des Venter Tales, also bereits außerhalb der eigentlichen Venter Schlinge, biegen die Falten vom Gurgler Tal her zunächst nach NW, dann nach W um, behalten dabei aber ihr relativ flaches Einfallen bei.

Wie die s_1 -Streichlinien der Tafel 2 zeigen, verlagert sich der Schlingenscheitel in den nördlichen Teilen des Tales auf den Ramolkogel-Mittagskogel-Kamm. Man findet daher dort neben flachen auch steile Achsen. Die Straßenaufschlüsse zwischen Pill und Zwieselstein im unteren Gurgler Tal bieten dafür gute Beispiele.

Der beschriebene Faltenverlauf ist in den Sammeldiagrammen der Tafel 3 eingehender dargestellt. Wie bei s_1 ist auch das Achsengefüge in den Ostabschnitten der Profile weniger komplex als weiter im W oder NW. Die Achsen streichen 30—165° (über N—S) und fallen überwiegend flach nach N (Diagr. 7, 8, 20, 21, 33). Die beginnende NW-Rotation zeichnet sich in einer entsprechenden Dehnung der Maxima im NW-Quadraten der Diagramme ab (Diagr. 6, 21, 33). In der Kammregion verstärkt sich die Drehung der Achsen nach NW, so daß das Streichen hier zwischen 160° und 130° pendelt, während flaches Einfallen (5—30°) anhält (Diagr. 5, 18, 32, 34). SCHMIDEGG (1964 S. 64) beschreibt aus dem Ramolkogel-Gebiet eine Steigerung der Schlingentektonik bis zur Wirbelbildung. Diese Feststellung läßt sich aber durch unsere Aufnahmen nicht bestätigen, da die Gefüge dieses Bereiches, denen der nördlich anschließenden Zonen weitgehend entsprechen.

Abgesehen von den steilen Achsen im Nordabschnitt (Diagr. 6) wird die Kammregion zwischen Gurgler und Venter Tal im wesentlichen von einem flachen Faltenbau beherrscht.

Auf der Ostflanke des Venter Tales und Niedertales vergrößert sich das Achsenfallen von $5-30^{\circ}$ auf $40-75^{\circ}$ NW (Diagr. 9, 23, 24, 30, 35, 36).

Am Talboden streuen die Achsen ebenfalls im NW-Sektor, das überwiegend nach NW gerichtete Fallen schwankt zwischen 55° und 90° (Diagr. 4, 10, 15=25, 36, 37, 38). Die gleichen tektonischen Bilder ergeben sich in den tieferen Zonen auf der Westseite des Niedertales und des Venter Tales (Diagr. 14, 27, 39).

Die Achsengefüge in den höheren Teilen der Westhänge sind dagegen komplizierter (Diagr. 12, 13, 26, 39, 40). Trotz des vielfältigen Neben- und Übereinanders von steilen und flachen Achsen macht sich aber eine Verminderung $(10-20^{\circ})$ des Einfallens bemerkbar. Man vergleiche z. B. die Maxima folgender Diagramme:

Diagr. 3 und 2: Verflachung des Einfallens um 15-25°

Diagr. 14 und 13: Verflachung des Einfallens um 10°

Diagr. 27 und 26: Verflachung des Einfallens um 10°

Diagr. 39 und 40: Verflachung des Einfallens um 20°

Eine Besonderheit ist das vorwiegende Ostfallen der Falten in der Umgebung des Petzner Sees (Diagr. 12).

Bei Zwieselstein, am Nordausgang des Venter Tales biegen die Falten unter Beibehaltung ihres relativ flachen Einfallens $(30-40^{\circ})$ aus NNE über N-S nach NW und W um (Diagr. 1).

Postkristalline Achsen (B_2) sind nur selten zu beobachten und stehen dann mit Störungen in Zusammenhang. Eine statistische Auswertung der Daten ist bei der geringen Anzahl der Messungen nicht möglich. Nach SCHMIDEGG (1933 S. 93) streichen die nachkristallinen Falten in den südlichen im Ötztaler Alpen vorzugsweise E—W.

Trotz der Vielfalt im einzelnen zeichne sich folgende Regelmäßigkeit im Faltenbau der Venter Schlinge ab: Das Streichen des Achseninterngefüges der Schlinge konzentriert sich im NW-SE-Sektorder Kugelprojektion. Die heute erschlossenen tiefsten Teile der Struktur sind durch steile bis vertikale Achsen ausgezeichnet. Nach der Gipfelzone hin verflachen sich die Achsenlagen. Das gilt vor allem für den Ramolkogel-Mittagskogel-Kamm, in geringerem Maße auch für die Westflanke des Venter Tales.

Die Achsenflächen der Falten folgen dem s_1 -Streichen. Sie fallen im Gurgler Tal mit 50—70° nach W ein, richten sich mit zunehmender NW-Rotation der Achsen auf und pendelnim Schlingenkern um die Steillage.

3. Schieferung (s_2)

Unter den jüngeren para- bis postkristallinen Scherflächen fällt besonders eine Flächenschar auf, die den Achsenflächen der Falten annähernd parallel läuft und s_1 unter wechselnden Winkeln schneidet. Diese s_2 -Flächen rufen durch ihren Schnitt mit s_1 auf den Falten eine homoaxiale Runzelung hervor und gehören als Schieferung zu B₁. Die Flächen sind vor allem in glimmerreichen Lagen entwickelt. Sie werden in quarzreicheren Partien undeutlich oder verschwinden ganz. Der Flächenabstand wechselt, er vergrößert sich stellenweise so, daß aus der Schieferung eine Klüftung entsteht. Obwohl im allgemeinen nur eine Flächenschar entwickelt ist, finden sich Aufschlüsse mit zwei und mehr s_2 -Scharen. Die Paragneise am Bundessportheim in Obergurgl z. B. zeigen ein ausgeprägtes s_2 (25–30°/40–50° W), das dem regionalen Bau entsprechend nach W einfällt. In den Aufschlüssen am Nordausgang von Obergurgl treten dagegen mehrere h01-Flächenscharen auf ($s'_2 = 45-60°/20-30°$ NW, untergeordnet $s''_2 = 20°/10-30°$ E), so daß die Gesteine zu stengeligem Zerfall neigen.

In der Umgebung von Vent streut das Streichen der jüngeren Schieferung stark, während ihr Einfallen um die Steillage pendelt. Werte zwischen 118-155°/80° NE - 80° SW sind besonders häufig (Abb. 12).



Abb. 12: Schieferung s₂ in der Umgebung von Vent.

In den Schliffen bildet das s_2 meist keine durchgehenden Flächen. Die Schenkel der Kleinfaltenstöße reißen streckenweise auf, sind etwas weiter wieder intakt und werden erneut von s_2 -Flächen zerschnitten. Die Schieferung entsteht also durch das fortschreitende Zergleiten der Faltenschenkel und bewirkt schließlich eine völlige Umscherung des alten Flächengefüges. In diesen Fällen ist schwer zu entscheiden, ob es sich bei der jeweiligen mechanischen Hauptablösungsfläche um s_1 oder s_2 handelt. Beispiele dafür bietet u. a. das Mutsbichl-Gebiet oberhalb von Vent.

Soweit zu erkennen, ist die s_2 -Schieferung durch jüngere Bewegungen nicht mehr deformiert worden, das schließt aber nicht aus, daß Verstellungen durch regionale Externrotationen eintraten. Die starke Streuung der Flächen im Venter Tal kann in diesem Sinne gedeutet werden, wenn man die Flächen nicht einem steilachsigen Scherungs-B zuordnen will.

C. Brüche und Störungen

Die Spuren nachkristalliner Störungen und Bruchbildung sind im Gurgler und Venter Tal weit verbreitet. Wegen der Einförmigkeit der kristallinen Gesteine gelingt es aber nur selten, die Verschiebungsbeträge abzuschätzen. In fast allen Rinnen und Wasserrissen ist eine stärkere nachkristalline Gesteinsformation festzustellen, so daß ein großer Teil dieser Formen tektonischen Ursprungs zu sein scheint. Welches Ausmaß die nachkristalline Deformation und Bruchbildung haben kann, zeigen u. a. die Aufschlüsse an der Timmelsjochstraße und die Gletscherschliffe auf der Ostseite des Gurgler Ferners.

Bei der Kartierung (Tafel 1) konnten an der Ostflanke der Talleitspitze mehrere NNW—SSE streichende Störungen mit Versetzungen von mindestens 100 m nachgewiesen werden. Gleichgerichtete Störungen wurden auch zwischen Mutsbichl und Feldkögele auf der Westseite des Venter Tales und am NW-Grat des Ramolkogels festgestellt. An der letzten Lokalität erscheint der Amphibolit im NE-Flügel der Störung um 150 m nach N versetzt. Ähnliche Verstellungen erkennt man an einer ENE—WSW-Störung im Westgrat der Firmisanschneide. Östlich des Hinteren Spiegelkogels zerlegt eine E-W-Störung den großen Granitgneisgang.

Die durchgehende E-W-Orientierung der basischen Gänge läßt erkennen, daß die E-W-Fugen offenbar schon im Anschluß an die Schlingenbildung entstanden und zusammen mit den auf ihnen intrudierten Gängen den jüngeren Deformationen und Rekristallisationen unterlagen. Die Gänge wurden später u. a. durch NNE-SSW-Störungen zerlegt. Sicher geht man in der Annahme nicht fehl, daß der heutige Fugenplan zum großen Teil alt angelegt und von den jüngeren Bewegungen reaktiviert worden ist. So konnte SCHMIDEGG (1933 S. 94) am Beispiel der Längentaler Störung¹) wahrscheinlich machen, daß auch die NNE-SSW-Störungen der Stubaier Alpen alten, während der Schlingenbildung entstandenen Vorzeichnungen folgen. Aus

¹) Die NNE—SSW-Störung ist von Kaisers nördlich Sölden über die Amberger Hütte und das Längentaler Joch bis zur Schöntalalm im Lisenser Tal zu verfolgen.

der Silvretta hat WENK (1934 S. 272) einen voralpidischen Schuppenbau beschrieben. Vergleichbare Strukturen waren in den Ötztaler und Stubaier Alpen aber bisher nicht nachzuweisen.

D. Zum Mechanismus der steilachsigen Faltung

Wie wir ausführten, ist eine Gliederung des Achsengefüges der Schlinge in verschiedene Bau- und Bewegungspläne zunächst nicht möglich. Aus dem tektonischen Gesamtbild geht aber hervor, daß zumindest die flacheren Achsen der Schlingenrandbereiche mit den Flächengefügen zusammen deformiert, bzw. rotiert, wurden. SCHMIDEGG (1933 S. 92) vermutete daher, daß bei der Schlingenbildung flachachsig gefaltete Gneis-Glimmerschiefer-Verbände aufgerichtet und um steile Achsen gebogen wurden. Dieses Gedankenmodell ist mit einigen Erweiterungen vorerst für die Deutung der Gefüge am geeignetsten. Nach ihm besteht ein relativer Altersunterschied zwischen den flachen zusammen mit s₁ rotierten Falten (B_{1f}) der Schlingenrandzonen und den während der steilachsigen Faltung neu entstandenen steilen Falten (B_{1st}) im Schlingenkern. Beide Gruppen sind aber nicht voneinander zu trennen, da die flachen Achsenlagen kontinuierlich in steile und vertikale übergehen. Steile B_{1st}-Achsen können daher auch als aufgerichtete B_{1f}-Achsen gedeutet werden.

Die starken Einengungen im Kern der Stubaier und Venter Schlinge müssen entweder durch Schenkeldehnungen oder Ausgleichsbewegungen parallel zur Schlingenachse kompensiert worden sein. Sehr wahrscheinlich überlagerten sich beide Vorgänge. Für die Dehnung der Schlingenschenkel lassen sich bisher außer der geringen Mächtigkeit der Leitgesteine keine Argumente beibringen. Vertikale Bewegungskomponenten finden dagegen in dem sukzessiven Achsentauchen ihren Ausdruck. Dementsprechend scheint die Materialabwanderung im heute aufgeschlossenen Niveau der Schlinge vorwiegend nach der Tiefe hin erfolgt zu sein. Die dabei aufgerichteten B_{1f}-Achsen wurden im Verlauf der Schlingenbildung möglicherweise ununterscheidbar von neugebildeten steilen B_{1st}-Achsen der sich immer schärfer herausbildenden Schlingenscheitel überprägt.

Bei tektonischen Tonversuchen ist zu beobachten, daß steile Falten in den oberen Zonen deformierter Tonkuchen in die Horizontale gedreht werden, wenn die hangenden Teile des Versuchskörpers infolge geringerer Grundreibung stärker auseinanderfließen als die tieferen Bereiche. Auch solche Relativbewegungen können zu Achsenrotationen in den Schlingen geführt haben.

Um die vermuteten Rotationen von B_{1f} besser zu kennzeichnen, wollen wir aus der Verlagerung der Maxima in den Sammeldiagrammen die Rotationsachsen (R) der einzelnen Profilabschnitte ableiten. Das sind jene Achsen, mit deren Hilfe man die Maxima der einzelnen Diagramme ineinander überführen kann oder um die die Daten bestimmter Bereiche streuen.

Demnach drehen die Achsen in den SE-Abschnitten der Profile vom Gurgler Tal aufwärts bis in die Kammregion um eine etwa vertikale Rotationsachse R_1 aus NNE—SSW nach NNW—SSE (Abb. 13). Das flache Einfallen bleibt dabei erhalten. Von der Kammhöhe gegen das Venter Tal hin setzt sich diese Drehung bis zu einem NW-SE, bzw. E-W-Streichen fort, gleichzeitig richten sich aber die Falten um $R_2 = 50-90^{\circ}/0-20^{\circ}$ E auf. In den einzelnen Profilen ergeben sich für R_2 folgende Werte:

$$\begin{array}{cccc} {\rm Profil} & {\rm B} \; {\rm R}_2 = 51\,^\circ/20\,^\circ \; {\rm NE} \\ & {\rm C} & 90\,^\circ \, 20\,^\circ \; {\rm E} \\ & {\rm D} & 90\,^\circ \, 20\,^\circ \; {\rm E} \\ & {\rm E} & 82\,^\circ \, 10\,^\circ \; {\rm E} \\ & {\rm F} & 66\,^\circ \; 0\,^\circ \\ & {\rm G} & 62\,^\circ \; 0\,^\circ \end{array}$$

Die gleiche R_2 -Achse (45—70°/0—15° NE) ergibt sich für den Westhang des Niedertales und des Venter Tales südlich des Weißkar Baches.

Weiter nördlich in Richtung Zwieselstein streuen die Falten auf der westlichen Talseite um ein $R_3 = 0-43^{\circ}/0-35^{\circ} S$ (Diagr. 1, 2, 3, 4, 11, 12).

Die Faltung und Rotation um steile Achsen wird also in den inneren Teilen der Venter Schlinge von Rotationen um horizontale oder flach nach E fallende NE-SW- bis E-W-Achsen überlagert. Weiter nördlich in der Kernzone der Stubaier Schlinge treten NE-SW bis N-S streichende Rotationsachsen hinzu. Während R_1 etwa der regionalen steilen Faltungsachse entspricht, pendeln R_2 und R_3 in einer Ebene senkrecht dazu (Abb. 13), so daß man R_1 , R_2 und R_3 im Sinne eines BLB'-Arrangements aufeinander beziehen kann.

Mit diesen Überlegungen ist aber nur ein Teil der tatsächlichen Bewegungen gedanklich zu erfassen, da der Anteil der quasiplastischen Verformungen als Unbekannte in die Betrachtung eingeht.

Insgesamt gesehen bietet das Großgefüge ein ähnliches Bild polyaxialer Faltung, wie die Gefüge vieler Kleinbereiche. Dieser Faltungsstil läßt zwar Schlüsse auf den rheologischen Zustand des Gebirges bei der Deformation zu, d. h. er spricht für eine erhöhte Teilbeweglichkeit der Gesteine, gestattet aber kaum die Rekonstruktion der erzeugenden Bewegungen.



Abb. 13: Rotationsachsen (R) des Faltengefüges.

Jahrbuch Geol. B. A. (1967), Bd. 110, 1. Heft

SCHMIDEGG (1933 S. 92) hat versucht, die Schlingenbildung einem größeren tektonischen Vorgang einzugliedern und deutet sie als Ergebnis eines, vermutlich alpidischen, S—N- und SE—NE-Schubes. SCHWINNER (1951 S. 146) vermutet als Ursache eine von W nach E, bzw. NE gerichtete Unterströmung.

SANDER (1948 S. 166) betrachtet als häufigste Ursache steilachsiger Gebiete tektonische Transporte in zunehmende Tiefe, also in Bereiche zunehmend enger und steilachsiger Umschließung.

Solange man mit einem alpidischen Alter der Tektonik rechnet, lassen sich die Strukturen des heutigen Gebirgsbaues zur Konstruktion steilachsiger regionaler Bewegungsbilder heranziehen. Weist man dagegen die Schlingenbildung einer voralpidischen Gebirgsbildung zu, so entfällt diese Möglichkeit, da die Ötztaler Kristallinscholle durch alpidische Deckenbewegungen aus ihrem ursprünglichen tektonischen Rahmen herausgelöst wurde und heute ortsfremd in einer alpidischen Umgebung liegt. Bei einigen Vereinfachungen kann man für die steilachsige Faltung im Bereich der Venter Schlinge und der nordöstlich anschließenden Innenzone der Stubaier Schlinge folgenden Spannungszustand ansetzen $(\rho_1 > \rho_2 > \rho_3)$.

Venter Schlingen	Innenzone der Stubaier		
-	Schlinge		
$\rho_1 = E - W$ bis WNW-ESE	ρ_1 NW—SE		
$\rho_2 = \text{vertikal}$	ρ_2 vertikal		
$p_3 = N - S$ bis NNE-SSW	μ_3 NE—SW		

Für die vertikalen Ausgleichsbewegungen muß steiles ρ_3 angenommen werden, während ρ_2 in der Venter Schlinge zwischen NE—SW und E—W, in der Stubaier Schlinge zwischenNNE—SSW und E—W pendelte.

Ob diese Daten der tatsächlichen geographischen Orientierung des Spannungszustandes bei der Schlingenbildung entsprechen, ist, abgesehen von der steilen Lage des ρ_2 , ungewiß, da die Kristallinmasse während des Ferntransportes unter Umständen erhebliche Rotationen ausführte.

Die Venter Schlinge ist nur das Teilstück einer größeren Baueinheit. Wir dürfen daher erwarten, daß sich das bisher gewonnene tektonische Bild vervollständigen wird, sobald die Aufnahmen der angrenzenden Gebiete abgeschlossen sind und Korngefügeuntersuchungen vorliegen.

E. Das Alter der steilachsigen Faltung

Das Alter des Ötztaler Schlingenbaues ist bisher durch keine eindeutigen paläontologischen oder physikalischen Zeitmarken festzulegen. Auch in unserem Arbeitsgebiet bieten sich keine unmittelbaren Altershinweise.

SCHMIDEGG (1933, 1955) hat die steilachsige Faltung gelegentlich mit alpidischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht, nimmt aber andererseits an, daß sich die Schlingenbildung unter Einfluß synkinematischer Intrusionen vollzog, denen er den Winnebachgranit der Stubaier Alpen zurechnet. Es wird also nicht klar, ob er die Schlingentektonik wie AGTER-BEBG (1961) für alpidisch oder mit KLEBELSBERG (1935) für variszisch hält. Unserer Auffassung nach sprechen die heute vorliegenden geologischen Daten aber eher für eine variszische als für eine alpidische Tektonik (K. SCHMIDT 1965). Infolgedessen ordnen wir die Hauptdeformation (Fm_1) und das Kristallisationsintervall Kr_1 der variszischen Orogenese zu. Über das ältere Schicksal der Gesteine ist naturgemäß nichts zu sagen. Sollte ihre stratigraphische Einstufung in das Jungproterozoikum oder Kambrium richtig sein (SCHMIDT 1966), dann ist eine weitere, vorvariszische, wenn vielleicht auch schwächere, Metamorphose nicht auszuschließen.

Åhnliche Unsicherheiten ergeben sich für die zeitliche Einstufung der Kristallisation Kr_2 . Da auch der Verrucano und die Triasim Südteil der Stubaier Alpen von ihr im gleichen Maße betroffen wurden wie die im Hinblick auf die steilachsige Faltung posttektonischen Gänge im Bereich des Schneeberger Zuges, muß sie im wesentlichen posttektonisches Alter haben. Die Kr_2 -Paragenesen können z. T. bereits spätvariszisch entstanden sein. Der alpidische Anteil des Kr_2 -Intervalls erreichte aber mit großer Wahrscheinlichkeit die Bedingung der tiefsten Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies).

Tabelle 6

		0	0	•
Dia- gramm	Anzahl der s-Flächen	(Besetzungs) dichte %	Anzahl der Falten- achsen	(Besetzungs) dichte $\%$
1	53	0-6-11-17	60	0-51020
2	71	0-5-8-13	40	051018
3	89	04814	49	0-8-12-16
4	41	0	51	0-5-8-12
5	34	0-9-12	74	05811
6	37	051113	48	0-6-10
7	83	0-5-19-26	46	0-10-15-30
8	78	051015	81	0-5-10-15
9	49	0-5-12	39	0 - 10 - 15 - 20
10	99	04812	46	0 - 10 - 15 - 20
11	14		10	
12	96	0-4-8-12	144	0-5-7-12
13	63	0510	84	0 - 5 - 15 - 20 - 21
14	107	0-5-7.5-8	125	0-5-15-20-24
15	179	$0-5-7\cdot 5-8$	170	05101519
16	75	05101516	38	0-5-15-20-21
17	121	0-5-10-11	83	0-5-10-15-17
18	114	$0 - 2 \cdot 5 - 5 - 6$	106	$0-5-10-12\cdot 5-14$
19	22	0-10-30-32	5	
20	142	0-5-15-17	33	0-10-15-20-21
21	226	$0 - 10 - 20 - 22 \cdot 5 - 23$	92	0-5-20-25-27
22	114	$0 - 2 \cdot 5 - 5 - 6$	106	$0 - 5 - 12 \cdot 5 - 14$
23	39	0 - 5 - 10 - 15 - 18	33	0 - 10 - 30 - 40 - 45
24	33	0-5-10-12	13	
25	179	057.58	170	0-5-10-15-19
26	48	0-5-1519	68	0-5-10-15-18
27	49	0-5-15-16	126	0-5-15-25-28
28	60	051013	79	0 - 10 - 20 - 24
29	71	0-10-15-18	45	0 - 10 - 20 - 25 - 31
30	27	0-10-15	83	0-5-15-25-29
31	69	0-5-11	38	$0 - 10 - 12 \cdot 5 - 13$
32	36	0-10-15-20-25	3	
33	59	0-10-20-24	21	0
34	48	0513	33	0-5-10-20-21
35	28	0-10-20-21	13	
36	93	0-5-10-12	5	
37	27	0-10-30-33	12	
38	39	05	50	0-10-20-28
39	64	0-5-10-11	54	0-5-10-13
40	46	0-5-10-15	50	0

Daten und Besetzungsdichte der Sammeldiagramme 1-40 (Tafel 3)

Tabelle 7

Orientierung der Maxima in den Sammeldiagrammen 1-40 (Tafel 3)

Diagramme	Maxima (s)	π -Kreise	Maxima (B)	π -Kreise
1	109° / 50° N	32°/70° SE	132°/30-40° NW	103° / 55° N
2	119°/65° N		116° / 25° W 165° / 45° N	119°/60° N
3	105° / 25° N 80° / 30° N	90°/30°S	0°/60°N	90°/60°N

Diagramme	Maxima (s)	π -Kreise	Maxima (B)	π -Kreise
4	105°/90°		102°/60-80°W	98°/85°N
5	123° / 65° N		129° / 5° NW—	140°/90°
	158°/30° NE		5°SE	/ · ·
6	24° / 65° W		0°/35°S	
Ū.	116°/60°N		20°/15° 8	
	110 / 00 11		78°/80°E	21°/79°E
			124°140° / 10° NW	21 / 10 11
7	30° / 70° NW		27°/0°	
8	20°/60°NW	91 ° / 90 °	15°/0°	
0	175° / 70° W	01 / 00	10 / 0	
9	135° / 60° NE		156°/40-60°N	
10	90° / 80° N	0°/15°E	170° / 83° S	
10	64°/80° NW	0 / 10 11	$100^{\circ} / 70^{\circ} W$	
11	01 / 00 100		102 / 10 11	
19	138° / 60° NIF	1040/9508	100°/90 60° SE	114º / 90º N
12	05°/81°N	104 / 55 B	109 / 30 - 00 SE	114 / 00 N
10	00°/85°N	20 / 30 E	$106^{\circ} / 70^{\circ} W$	
14	190 0 01 0 11	20 / 18 E	100 / 70 W	
15	100 / 01 10W	hanin	190 ° / 50 ° NW	
10	100°/71° M	10011Z.	129 / 50 IN W	
10	109 / /1 NE	120 - / 15 - SW	$125^{\circ} / 80^{\circ} \text{ IN W}$	
15	1500 / 009 311	1000 / 000 0117	150°/ 60° NW	
17	152 / 68 NE	138° / 20° SW	160° / 30° N W	
10	1510204013		130° / 25° NW	
18	1/1°/04°E		176 ⁻ /4° N	
	180°/61°W			
10	165° / 75° W			
19	$178^{\circ}/42^{\circ}W$		100 / 100 37	
20	180° / 43° W		18° / 10° N	
	000 / 210 37117		$169^{\circ}/12^{\circ}$ N	
21	20°/51° NW		9°/10° N	
00			17°/10° NE	
22	171°/04°E		176°/4° N	
	180°/61°W			
00	100 / 70 W		1708 / 408 3111	
23	179° / 74° W		158 / 40° IN W	
24	109 / 76 W		159 - / 50 - N W	
05	131 · / 90 ·		1000 / 50 00000	
20	90° / 78° N		129 / 50 · N W	7509 1009
26	149 / 90	· ·	150° / 61° NW	150 - / 90 -
27	109 / 83 · E	noriz.	168 - / 70 - NW	
28	0°/74°W	20°/18° SE	152 · / 69 · NW	
29	179 / 90 -	horiz.	160°/88° NW	
	1690 / 799 0117		152°/71° NW	
30	163° / 73° SW		166°/43° NW	
01	159° / 70° NE		131° / 77° NW	
31	169°/61°SW	55° / 56° SE	125°/33° NW	
	1010 / 000 0111		153°/29° NW	
32	161°/30° SW		151°/20° NW	
33	179°/57° W		168°/30° NW	
34	154—178° /		150° / 30° NW	
6	40° SW		133° / 12° NW	
35	179°/80° W	1050 / 1 50 755	152°/51°NW	
36	150° / 85° NE	165° / 15° W	158° / 75° NW	
37	148°/83°NE		153°/61°NW	
38	131°/84° NE		141°/60°NW	
	119° / 52° SW		000 / 000 77	
39	139° / 70° NE		80°/69°E	
	110° / 50° SW			
40	129°/80°NE		148° / 50° NW	

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North Italy. — Geologica Ultraiectina, 8, 232 S., Utrecht 1961.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt Landeck (5145). — 88 S. Wien 1924.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. naturw. Verein Steiermark, 67, 36—52, 1930.
- —: Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. Mitt. naturw. Verein Steiermark, 69, 5--24, 1934. Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. — Jb. Univ. Graz 1, 251-304, 1940.
- BAUMANN, M.: Geologische Spezialuntersuchungen im Kristallin des südlichen Ötztales zwischen Vent und Obergurgl (Ramolkamm). — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie TH-München, 46 S. München 1964.

BEARTH, P.: Die Diabase der Silvretta. -- Schweiz. min. petr. Mitt., 12, 147-179, 1932.

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. - 480 S. Basel 1953.

- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — Tschermaks min. petr. Mitt., VII, 1—69, 1959.
- ESKOLA, P.: Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. Ann. Acad. Sci. Fennicae., 36 A, 4, 1—74, 1932.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tschermaks min. petr. Mitt., (III. F.) *I*, *3*, 197—284, 1949.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. Jb. Geol. BA. Wien, 96, 143—192, 1953.
- --: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. -- Jb. Geol. BA. Wien, 101, 323-472, 1958.
- GRAETNER, P.: Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). Schweiz. min. petr. Mitt., 31, 361-483, 1951.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Nauders (5245). 62 S. Wien, 1923.
- --: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. Ötztal (5146). --- 58 S. Wien 1929.
- HELBIG, P.: Geologische Spezialuntersuchungen im Altkristallin der südlichen Ötztaler Alpen (Venter Tal). — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie TH-München, 64 S. München 1964.
- HENTSCHEL, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). Min. petr. Mitt., N. F. 55, 1—136, 1943.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nößlach-Konglomerates (Tirol). Mitt. geol. Ges. Wien, 48, 71—87, 1955.
- —: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. BA. Wien, 102, 1—192, 1959.
- —: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Tektonische Hefte 5, 142 S., Clausthal 1964.
- KLEBELSBERG, R. von: Geologie von Tirol. 872 S. Berlin 1935.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 282 S., Berlin 1923.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Österreichischer Anteil). Eclog. geol. Helv., 55, 460—468, 1962.
- METZ, K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rundsch., 40, 2, 261—275, 1952.
- MORAWETZ, S.: Die Vergletscherung der zentralen Ötztaler Alpen zwischen Similaun und Timmelsjoch. — Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 2, 105—111, 1952.
- -: Die Vergletscherung des inneren Kauner-, Pitz- und Rofentales. Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 3, 68-74, 1954.
- MUTSCHLECHNEB, G.: Das Felsgerüst der Ötztal-Stubaier Alpen. Z. deutsch-österr. Alpenverein, 68, 113—127, 1937.

- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). — Eclog. geol. Helv., 56, 755—808, 1963.
- PLESSMANN, W.: Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. Geol. Mitt., 4, 1, 69—82, Aachen 1964.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. BA., 80, 497—540, 1930.
- SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. Reichsanst., 1912, 249—257, 1912.
- -: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. --Verh. k. k. Geol. R. A., 1914, 220-240, 1914.
- —: Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. Jb. k. k. Geol. R. A., 64, 597--633, 1915.
- —: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst. LXXI, 1921, 173—224, 1921.
- —: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen 1:100.000. Schlernschriften, 16, 111 S. 1929.
- -: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd. 1, 215 S., Wien 1948.
- --: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. -- Bd. 2, 399 S., Wien 1950.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard, Wien 1932.
- --: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. --- Verh. Geol. B. A., 1933, 83---95, 1933.
- —: Das Felsgerüst der Venter Berge. Festschr. deutsch-österr. Alpenverein, Sekt. Mark Brandenburg, 5—12, München 1939.
- —: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. Mitt. geol. Ges. Wien, 48, 271—295, 1955.
- —: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. B. A. 1964, 27—47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. Krystalinikum 3, 133--156, Prag 1965.
- ---: Das Präkambrium Europas. -- Handbuch der Stratigraphischen Geologie, Bd. 12, 1, 119-251, Stuttgart 1966.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In: SCHAFFER (Ed.): Geologie von Österreich, 105—232, Wien 1951.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz 82, N. F. 52, 272 S., Bern 1924
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. min. petr. Mitt., 8, 87—239, 1928.
- TELLER, F.: Aufnahmen im oberen Oetz- und Passeierthale. Verh. geol. R. A., 1877. 231—235, Wien 1877.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S. Wien 1963.

- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous und metamorphic petrology. --- 694 S., 1960.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. min. petr. Mitt., 14, 196—278, 1934.
- —: Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz min. petr. Mitt., 35, 311—319, 1955.
- --: Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. -- Eclog. geol. Helv., 49, 251-265, 1956.
- --: Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. -- Geol. Rundsch., 52, 754-766, 1963.
- ZWART, H. J.: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rundsch., 52, 38—65, 1962.

Vorgelegt am 10. Juli 1965.

Mit Ergänzungen zum Druck weitergeleitet am 20. Dezember 1966

Nachtrag

(5. April 1966)

Während der Drucklegung unserer Arbeit veröffentlichte Förster (Geologische Rundschau 56, S. 485) seine Ideen zur Schlingentektonik:

"Als Modell für den Schlingenkern ist der Wirbelfaden geeignet, mit dem in der Hydrodynamik ein in Drehung befindliches Flüssigkeitsgebiet bezeichnet wird. Das Maß für den Verformungsgrad im Schlingenkern ist dann durch die Wirbelhaftigkeit (engl. vorticity) gegeben, d. h. durch den antisymmetrischen Teil der relativen Bewegungen. Damit gelten für Schlingen die HELMHOLTZschen Wirbelsätze"

Solchen Vorstellungen können wir auf keinen Fall beipflichten. Als Modell für den Schlingenkern ist nicht der "Wirbelfaden", sondern die Scheitelregion einer Biege- bzw. Biegescherfalte geeignet. Die quasiplastischen tektonischen Deformationen sind bei weitgehender Vereinfachung vielleicht bereichsweise mit Hilfe rheologischer Modelle, keinesfalls aber mit Gesetzen zu beschreiben, die für Flüssigkeiten gelten.

Schlingenbildung und Scherfaltung sind nur im Sinne FÖRSTERS "grundverschiedene" Vorgänge. FÖRSTER hat SANDER (1929) und SCHMIDEGG (1933) völlig mißverstanden, wenn er glaubt, beide hätten Schervorgänge bei der Schlingenbildung ausgeschlossen. Schon 1914 (S. 238) erwähnte SANDER die steilachsige Faltung im hintersten Pfossental als Beispiel für Schlingentektonik. SCHMIDEGG (1933, S. 93) schreibt: Die Schlingenbildung ist eine Biegefaltung ohne oder mit begleitender Zerscherung". Überdies ist die von SCHMIDEGG im Rofental beobachtete Schieferung ein klares s₂ und gehört damit zur steilachsigen Faltung dieser Zone.


65

75

65

~

+

Rofe

G

3408

43

Talleitsp.

50 0

Niedertaler dehe

65



Gampleskogel

△ 3357

50

15

716

Gr. Ramolkogel

F

125

3550

30

. 28

G

Firmisanschneide

Е

40 -

3

Ε

55

165

63 -

Vent

60-87

14-30

52 48 434

51 0

Faltenachsen, Einfallen: 2-30° 31 - 60° 11 11 61 - 88° 11 Vertikale Faltenachsen . Orientierung des Flächengefüges Vertikalstehendes Flächengefüge X Muskovit – Granitgneisgang

2

3 km

40.

180

Gurgler

\$ -20

1 1 0

C

20,10

15 /

110

Ober-Gurgl

Hohe Mut

15

0

2654 🛆

1/22

5 20

D



130



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967

Jb. Geol. B. A.	Bd. 110	S. 73—91	Wien, Juni 1967
-----------------	---------	----------	-----------------

Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse

Von J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP & K. TURNOVSKY*)

(Mit 4 Tafeln und 1 Tabelle)

Zusammenfassung

Vorliegende Arbeit gibt eine Darstellung unserer bisherigen Kenntnisse über mesozoische Schichten, die auf dem Festlandsockel der Böhmischen Masse abgelagert wurden.

Der gesamte Komplex umfaßt Sedimente jurassischen, unterkretazischen (Hauterive) und oberkretazischen Alters (ab Oberturon). Die Trias fehlt, während das Jungpaläozoikum in Erosionsresten vorhanden ist.

Größere Schichtlücken existieren in der Kreide, wobei Unteres Neokom (Valanginien, Berriasien) fehlt und auch ein Nachweis von Apt-Unterturon nicht erbracht werden konnte.

Die maximale Mächtigkeit der Sedimente beträgt 2700 m. Das Ausstreichen gegen das Kristallin, unterhalb der Molasse-Bedeckung, dürfte erosiv bedingt sein. Es wurde der Beweis erbracht, daß von West nach Ost jeweils jüngere Schichtglieder auftreten. Es wird angenommen, daß sich diese mesozoischen Sedimente noch weiter unter die Flysch- bzw. kalkalpinen Decken, welche den Untergrund des inneralpinen Wiener Beckens bilden, fortsetzen und daß dort auch noch höchste Oberkreide, sowie Eozän und oberstes Oligozän vorhanden sind, da diese Sedimente im Schuppenbau der Waschbergzone auftreten.

Die Tektonik wird von folgenden Elementen bestimmt:

- 1. Alte Störungen postvaristischen Alters im Kristallin (Mailberger, Steinabrunner und Wollmannsberger Störung). Beeinflußt werden aber auch die jurassischen Sedimente, was zu einer stark unterschiedlichen Mächtigkeit der liassischen Schichten führt.
- 2. Die alpin-karpatischen Bewegungen, die im spitzen Winkel zu den alten tektonischen Linien verlaufen, beeinflussen die Schichten von Tithon bis Untermiozän. Diese alpidischen Bewegungen dauern bis an die Grenze Unter/Mittelmiozän und verursachen den Schuppenbau der Waschbergzone. In diesem sind als älteste Schichtglieder die Tithonkalke der Ernstbrunner und Staatzer Klippen bekannt.
- 3. Spätere Bruchbildungen von mittelmiozänem bis pliozänem Alter führen zum Einbruch des Wiener Beckens und zu dessen Formung. Diese jüngsten Brüche (Schrattenberger Bruch, Steinbergbruch usw.) streichen wie die altangelegten tektonischen Linien SW—NE, sodaß es nahe liegt, eine Reaktivierung altangelegter Störungen anzunehmen.

*) Anschrift der Autoren: Dr. Josef KAPOUNEK und Dr. Kurt TURNOVSKY, Österr. Mineralölverwaltung AG, Wien IX, Otto Wagner-Platz 5;

Dr. Arthur Kröll, Österr. Mineralölverwaltung AG, Wien XXI, Gerasdor ier Straße 151; Prof. Dr. Adolf PAPP, Paläontolog. Institut der Universität Wien, Wien I, Universitätsstraße 7.

Summary

The paper relates to our present knowledge of mesozoic series upon the crystalline basement of the Bohemian massif.

The entire series comprises sediments of Jurassic, Lower Cretaceous (Hauterivien) and Upper Cretaceous age (Upper Turonian and higher). Triassic is missing, younger Paleozoic exists in erosional relicts.

Bigger unconformities exist within the Cretaceous. Lower Neocomian (Berriasien, Valanginien) is missing, also Aptian to Lower Turonian sediments have not been found.

The maximum thickness of the entire series amounts to 2700 ms. The configuration of the subsurface outcrop underneath the molasse against the crystalline seems to be due to erosion. It has been established that from West to East successively younger sediments form the surface of the Mesozoic. It is thought probable that the mesozoic complex extends further eastward beneath the alpine nappes, Flysch or Calcareous Alps, which form the underground of the Vienna basin. Uppermost Cretaceous, Eocene and Upper Oligocene sediments may also exist there, because minor thrust sheets of this age are included into the imbricated structures of the Waschberg Zone.

The tectonic structure is as follows:

- 1. In the crystalline complex, old post-variscan fault-lines exist (Mailberg, Steinabrunn and Wollmannsberg-fault-lines). They influence the Jurassic, causing considerable variation in thickness of Liassic strata.
- 2. The alpidic movements intersecting with the old tectonic lines at an acute angle, influence sediments from Tithonian to Lower Miocene. Their activity continues until the Lower/Middle Miocene boundary. They cause the imbricated structures of the Waschberg Zone. The oldest known strata in this zone are the Tithonian limestones of the Ernstbrunn and Staatzer Klippen.
- 3. Later faulting of Middle Miocene to Pliocene age causes the downthrow and configuration of the Vienna Basin. The young structures (Schrattenbergbruch, Steinbergbruch a. s. o.) follow the same direction as the old tectonic lines, SW-NE, and may be considered as a re-activation of those post-variscan movements.

Einleitung

Der Nachweis, daß im Liegenden der Molassesedimente (Badener Serie = Torton des Wiener Beckens, Laaer Serie, Oncophoraserie sowie Eggenburger Serie = Helvet und Burdigal) mesozoische Sedimente in autochthoner Auflagerung am Sockel der Böhmischen Masse auftreten, wurde erstmals durch die Bohrung Staatz 1 erbracht.

Diese Bohrung erreichte nach Durchörterung eines Glaukonitsandsteines, über dessen Alter damals mangels Fossilführung keine Klarheit herrschte, dunkle organogene Kalke bei 1747 m, die nach eingehender Untersuchung in die Untere Kreide gestellt wurden. Im weiteren Verlaufe blieb die Bohrung zunächst in der Unterkreide, erreichte dann Schichten, für die oberjurassisches Alter angenommen wurde und schließlich Schichten, die als Mittlerer Jura (Dogger) und Unterer Jura (Lias) betrachtet wurden. Die Bohrung blieb bis zur Endteufe im Mesozoikum.

Das erwähnte Schichtpaket wurde von einer ganzen Reihe weiterer Bohrungen erreicht und zum Teil bis zum Kristallin durchörtert.

Das Kristallin der Böhmischen Masse ist in Niederösterreich von Molasse ummantelt. Es taucht allmählich nach Süden ab und ist unter der Flyschzone (Bohrungen Kürnberg 2962 m, Texing 1730 m, Perschenegg 1725 m) und unter den Kalkalpen (Bohrung Urmannsau 3015 m) erbohrt worden. Steiler taucht das Kristallin im SE bzw. E ab, wie die Werte bei den Bohrungen Mauerbach 1a $(3457 \ m)$, Staatz 3 $(3355 \ m)$ und Hagenberg 1 $(3113 \ m)$ beweisen. In diesem Bereich kamen auf dem Kristallin auch jüngere Sedimentgesteine zur Ablagerung.

Wir bezeichnen alle autochthonen Serien, die auf dem Kristallin der Böhmischen Masse zur Ablagerung kamen, als Sedimente am Festlandsockel. Ihnen sind die von alpinotyper Tektonik erfaßten allochthonen Einheiten von Alpen und Karpaten gegenüberzustellen.

Mit der Gliederung dieser autochthonen bis parautochthonen Sedimentgesteine und deren Verbreitung befaßt sich diese Arbeit.

Die Gliederung des Jura

Unterer Jura (Lias)

Die Schichtserien des Jura sind als klassisches Beispiel paläontologischer und biostratigraphischer Studien bekannt. Die Stratigraphie mit Ammoniten oder ähnlichen klassischen Fossilien ist in Bohrungen nur selten möglich.

In der Bohrung Altenmarkt i. T. 1 wurde bei 2215 m ein bestimmbares Exemplar von Schlotheimia compressa (QUENST), leitend für Mittleren Lias, gefunden. Der Untere Jura wurde bei dieser Bohrung von 1995 m bis 2935 mabgegrenzt. In diesem Bereich sind von 2103 bis 2437 m dunkelgraue Tonsteine mit Bivalvenabdrücken, Pflanzenabdrücken und Kohleschmitzen entwickelt; Spülproben der Teufe 2281 bis 2337 m enthielten Lenticulina helios (TERQUEM) und Lenticulina varians (BORN).

Von 2437 bis 2935 m wurden braungraue Tonsteine mit Kohleschmitzen und Pflanzenresten, außerdem hellgraue bis graue, mittelkörnig bis grobkörnige Sandsteine mit Kohleschmitzen, schlecht erhaltene Lenticulinen, Ostracoden und Fischresten durchteuft.

Diese Entwicklung ist bei anderen Bohrungen an der Basis des Mesozoikums wieder zu finden. In der Bohrung Porrau 2 sind von 2012 bis 2100 m Sandsteine mit pflanzenführenden Tonschiefern und Kohlentone mit relativ reicher Flora (Sporen) entwickelt, von 2100 bis 2345 m eine Tonschieferserie mit sideritischen Toneisensteinknollen und von 2345 bis 2503 m bituminöse Sandsteine und Tonsteine.

Die Bohrung Staatz 1 zeigte im Bereich von 3554 bis 3565 m feine bis mittelkörnige, hellgraue bis bräunliche Sandsteine mit dünnen Glanzkohleschmitzen und dünnen schwarzen Tonlagen.

Der Kern 3464 bis 3472 *m* führte *Posidonomya alpina* (GRAS), vom Oberen Lias bis in den Malm vorkommend. Eine Analyse der Fazies führt zu einem Vergleich mit den Grestener Schichten im Unteren Jura der Klippenzone. Auf eine Verbindung der ältesten Serien am Festlandsockel nördlich der Donau mit alpinen Gesteinen wird durch die Tiefbohrung Mauerbach 1a hingewiesen. Diese Bohrung befindet sich zirka $3.7 \ km$ südlich des Flyschnordrandes. Hier wurden die tektonischen Einheiten der Flyschzone und Buntmergelserie, darunter gestörte und flachlagernde Molasse durchörtert, dann von 3038 bis 3306 *m* Unterkreide—Mittlerer Jura/Dogger und im Bereich von 3306 bis 3457 *m* Unterer Jura bzw. Lias mit vorwiegend Sandsteinen, untergeordnet Kohlentone und Glanzkohlenschmitzen. Bei 3457 m wurde das Kristallin der Böhmischen Masse erreicht.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Untere Jura der Bohrung Mauerbach 1a, auf dem Sockel der Böhmischen Masse liegend, eine autochthone Serie darstellt. Wie erwähnt, sind die faziellen Beziehungen zum Unteren Jura der Bohrung Porrau 2 und Altenmarkt 1 sehr enge, andererseits auch zu typischen Grestener Schichten. Dadurch werden Grestener Schichten der Klippenzone neuerlich als parautochthone Einheiten ausgewiesen, die ursprünglich am Festlandsockel (Böhmische Masse) zur Ablagerung kamen und, tektonisch abgeschert, in ihre heutige Position gelangten.

Mittlerer Jura (Dogger)

In der Bohrung Altenmarkt 1 sind über der als Unterer Jura (Lias) bestimmten Schichtserie von 1864 bis 1995 m hellgraue Sandsteine, graue Schiefertone und im untersten Teil Dolomite und Dolomitsandsteine mit dünnen Tonlagen entwickelt. Die Mikrofauna zeigte Spongienreste, die Masse der Fossilien war umkristallisiert.

Porrau 2 zeigte von 1445 bis 1745 m graue, harte gebänderte Tonsteine mit spezifisch nicht bestimmbaren Ammoniten, Gastropoden, Fischresten und mesozoischen Lageniden, außerdem Sandsteine mit Kohlentonlagen. An Fossilien treten auf:

Astacolus vetustus (d'ORB.) Lenticulina quenstetti (GÜMBEL) Robulus cultratus MONF. Astacolus pseudoradiatus (FRENTZEN) Ogmoconcha sp.

Von 1745 bis 1995 m folgt eine fossilarme Serie mit 7 Lagen von Eruptivgesteinen mit Zwischenlagen von Breccien und Metadiabasen.

In Staatz 1 wurden von 3172 bis 3306 m dunkelgraue bis schwarze Tonsteine, wechsellagernd mit Sandsteinen angetroffen. In dem Bereiche wurden außerdem in der Fauna nicht genauer bestimmbare Reste von Ammoniten, Belemniten, Aptychen, Echinodermenreste, Brachiopoden und Gastropoden beobachtet.

Staatz 3 brachte im Kern $3076 \cdot 5$ bis $3081 \cdot 5 m$ aus dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen aus dem Grenzbereich Dogger-Malm

Liostrea sp. Lima (Plagiostoma) sp. Astarte sp.

Die Bohrung Mauerbach I a durchbohrte bis 2364 m Flysch, von 2364 bis 2745 m verschuppten Sandstreifenschlier, von 2745 bis 2900 m flach gelagerte Mergel und von 2900 bis 3038 m gestörte Mergel der Molasse. Bei 3038 m wurde das Mesozoikum am Festlandsockel der Böhmischen Masse erreicht.

Der Bereich 3038 bis 3158 m zeigte gestörte Serien Oberjura-Neokom, der Bereich 3158 bis 3306 m flach gelagerte Tonsteine des Mitteljura-Oberjura. Der Kern 3300 bis 3303 m führte in dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen relativ gut erhaltene Fossilien:

Corbula sp. Ceritella sp. Corbis sp. Alectryonia sp. Liostrea sp. Unicardium sp. cf. U. parvulum Comptonectes lens (Sow.) Eutolium demissum (PHILL.) "Belemnites" breviformis (QUENST) Terebratula sp.

Das Material stammte aus einem Kernmarsch von 3 m. Der Fossilreichtum war auffallend groß; bemerkenswert ist das Fehlen von Ammoniten.

Das Vorkommen von *Ccmptonectes lens* und das Auftreten eines primitiven Belemniten vom Typus *B. breviformis* legen eine Einstufung in den Unteren Dogger nahe. Dem würde auch der Charakter der übrigen Faunenelemente entsprechen.

Der genannten Fazies von Mauerbach 1 a (3300 bis 3303 m) würde die Fazies bei Staatz 3, 3076.5 bis 3081.5 m entsprechen, ebenso Staatz 1, 3174 bis 3554 m. Im alpinen Bereich wäre der schwarzgraue Schiefer in der Klippenzone (schwarzer Dogger bei TRAUTH) am ehesten vergleichbar.

Im Bereich 3158 bis 3303 m der Bohrung Mauerbach 1 a sind auch dunkelgraue bis grauviolette Tonsteine vertreten. Ganz ähnliche Gesteine wurden von W. GRÜN in der Hauptklippenzone im Autobahneinschnitt bei der Elmerhütte entdeckt. W. GRÜN gelang hier der Nachweis von *Calliphylloceras (Holcophylloceras) mediterraneum* NEUMAYR, leitend für Bajocien. Demnach wurde Dogger auch in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes sichergestellt, welcher dem Autochthon am Festlandsockel (Böhmische Masse) faziell entspricht.

Oberer Jura (Malm)

Im oberen Anteil jurassischer Ablagerungen am Sockel der Böhmischen Masse sind andere Serien vertreten, als in den tieferen Partien. Besonders hervorzuheben sind bei Altenmarkt i. T. 1 von 1205 bis 1284 m weißgelbe, zum Teil mürbe löchrige Riffkalke. Korallen, Gastropoden, Bivalven, Spongien und Echinodermen zeigen ein Biotop im Seichtwasser. Diese Fazies dürfte ursprünglich auf Höhen entstanden sein und ist auf enge Räume beschränkt.

1289 bis 1426 m zeigten weiße bis hellgelbbraune Kalke mit Kalkalgen, Bryozoen, Molluskensplittern und Echinodermenresten. 1426 bis 1864 mhellgraubraune Hornsteinkalke mit Radiolarien, Spongien- und Echinodermenresten. Hier gelang der Nachweis eines Ammoniten vom Typus "Phylloceras", ähnlich wie in Stramberg.

Im Bereiche des Oberen Jura treten sehr häufig feinkörnige oolithische Kalke auf (z. B. Staatz 1, 2850 bis 3098 m). Die Fazies mit oolithischen Kalken enthält Fossilien, deren artliche Bestimmung jedoch problematisch bleiben muß. In der Mikrofauna sind Radiolarien, Spongiennadeln, Echinodermenreste, Foraminiferen und Schnitte durch Aptychen beobachtbar-Typische Leitfossilien sind für den als Oberer Jura abgegrenzten Bereich nur in Ausnahmefällen zu erbringen. Trotzdem kann die Fazies heller Kalke und oolithischer Kalke im Oberen Jura häufig abgegrenzt werden.

Zur Frage der Herkunft der Tithonkalke von Ernstbrunn und Falkenstein

Die in der Waschbergzone morphologisch hervortretenden Kalke von Ernstbrunn und bei Falkenstein haben in den Alpen keine vergleichbaren Ablagerungen. Diese "Klippen" bestehen aus hellen Kalken mit Organismen (Korallen, Algen, Nerineen, Diceraten u. a.), die auf eine Thanatocoenose von Riffhalden hinweisen.

Vergleichbare Sedimente wurden, wie erwähnt, in der Bohrung Altenmarkt 1 (1205 bis 1289 m) angetroffen. Sie wurden jedoch bei den Bohrungen Staatz 1, 2 und 3 ebensowenig wie in Ameis 1 und 2 erbohrt. Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß die Kalke von Falkenstein ebenso wie die von Ernstbrunn keine große Verbreitung haben und auch ursprünglich auf begrenzte Bereiche von Hochzonen als "Riffsedimente" der Seichtwasserfazies beschränkt waren.

Durch Bohrungen (Staatz 1, 3, Ameis 1) und die Auswertung geophysikalischer Daten konnte ein Relief an der Oberfläche des Kristallins nachgewiesen werden. Es ist zu erwarten, daß zur Jurazeit im Bereich der Hochzonen des Kristallins die Bedingungen für riffartige Sedimente gegeben waren. Bei der Aufschiebung der Waschbergzone wurden derartige Kalke von ihrer Unterlage losgerissen und in die heutige Position gebracht. Wir betrachten jedenfalls die Kalke von Ernstbrunn und Falkenstein als parautochthone, zur Waschbergzone gehörige Einheiten, die ursprünglich am Festlandsockel zur Ablagerung kamen.

Die Gliederung der Kreide

Die Kreide am Festlandsockel (Böhmische Masse) ist nur teilweise fossilführend, daher war eine Beschränkung auf die wesentlichen Einheiten erforderlich. In der Oberkreide konnten Maastricht und Campan mit relativ guter Fossilführung beobachtet werden.

Der Bereich zweikieliger Globotruncanen umfaßt das Oberturon, Coniac, Santon und Untercampan. Nur in wenigen Fällen war eine genauere Einstufung möglich. Der Bereich "einkieliger Globotruncanen" bzw. *Rotalipora* (Cenoman bis Unterturon) ist bisher nicht mit Fossilien belegbar, ebensowenig wie der Bereich mit *Planomalina* und *Praeglobotruncana* (Apt — Alb). Diese Stufen kamen entweder nicht zur Sedimentation oder lieferten keine Fossilien. Für die erstere Deutung würde der Umstand sprechen, daß auch in derWaschbergzone diese Schichten nicht beschrieben werden.

Ein deutlicher Bereich zeichnet sich mit "Lenticulina" ab. Bei der Bohrung Korneuburg 2 wurde dieser von NOTH 1951 als Hauterive bestimmt. Wir stellen derartige Faunen in das Mittlere Neokom und verwenden sie zur Definition einer Arbeitsgrenze zwischen Kreide und Jura.

Unter der Bezeichnung Hauterivien wird ein Bereich im Mittleren Neokom verstanden. Der Nachweis von Unterem Neokom (Berriasien und Valanginien bzw. Valendis) konnte bisher nicht erbracht werden. In diese Phase fällt eine Diskontinuität zwischen Jura und Unterkreide.

Unterkreide

Als Unterkreide sind Kalke und Kalkmergel entwickelt, die in verschiedenen Bereichen eine auswertbare Foraminiferenfauna lieferten. Zu den häufigen Arten gehören:

Marssonella cf. trochus (d'ORB.) Cyclammina sp. Vaginulinopsis korneuburgensis (NOTH) Astacolus minutus (BORNEMANN) Saracenaria frankei (TEN DAM) Robulus subalatus (FRANKE) Frondicularia loryi (BERT.) Virgulina minuta (CUSHM.) Trocholina infragranulata NOTH Epistomina cf. caracolla (RÖMER) Cytherelloidea ovata WEBER.

In fast allen Proben der Unterkreide sind kleine, nierenförmige anaxiale Spiculae vom Typus des *Sterraster* nach RAUFF 1894 die häufigsten Fossilvorkommen. In einzelnen Proben sind sie massenhaft zu beobachten. Obwohl es sich hier um keine echten Leitfossilien handeln kann, ist ihr reiches Vorkommen in dem als Unterkreide abgrenzbaren Bereich bemerkenswert.

In der Bohrung Staatz 1 bei 2500 m und Wildendürnbach K 4 bei 2000 m tritt ein Horizont mit Epistominen auf. Ein vergleichbarer Horizont findet sich auch bei der Bohrung Korneuburg 2 von 898—904 m. Der gesamte Fossilbestand ist jenem der Bohrung Korneuburg 2 sehr ähnlich und die von R. Noth 1951 gegebene Einstufung in das Hauterive bzw. in die mittlere Unterkreide kann für die Vorkommen am Sockel der Böhmischen Masse bestätigt werden.

Von besonderem Interesse ist der Nachweis von Cytherelloidea ovata. Vertreter von Cytherelloidea nehmen von der Noricum-Zone zur Tenuis-Zone, also im Hauterive eine morphologisch-genetisch gut verfolgbare Evolution. Exemplare aus der Bohrung Staatz 2 (2213-2218 m) zeigen die Skulptur ähnlich der C. ovata sp., A, die für das Mittlere Hauterive Nordwestdeutschlands typisch ist.

Makrofossilien sind in den Bohrungen naturgemäß seltener. In der Bohrung Staatz 1 wurden im Bereich der Kerne zwischen 2082,5 und 3098 mAptychen (Lamellaptychen und Granulaptychen), die für Tithon-Neokom kennzeichnend sind, beobachtet, in den Kernen 2109 bis 2470 m fanden sich Belemniten (? Oxyteuthis), die für Neokom sprechen würden.

Vergleichbare Schichten wurden in der Bohrung Ameis 1 von 2627-3195 mangetroffen. Hier wurden Reste eines Hoplitiden (? Palaeohoplites) gefunden, bei dem die Anlage der Berippung eher für eine Art aus dem Neokom sprechen würde.

Die Grenze Neokom—Oberkreide ist durch keine auffallende Zäsur markiert. Es ist bisher nicht gelungen, typische Fossilien höherer Stufen, vor allem Apt—Alb nachzuweisen. Ebenso wurden Leitformen von Cenoman—Unterturon bisher nicht gefunden. Als Arbeitsgrenze wurde das Erstauftreten zweikieliger Globotruncanen gewählt, welches jedoch, wie erwähnt, bereits dem Bereich der Mittleren Oberkreide entspricht.

Der Bereich zweikieliger Globotruncanen

In den autochthonen Sedimenten auf der Böhmischen Masse wurde der Bereich mit dem Vorherrschen zweikieliger Globotruncanen der Gruppe Globotruncana linneiana (= lapparenti) in den Bohrungen Staatz 2 (1080 bis 1372 m), Staatz 3 (1690—1982 m) und Ameis 1 (2110—2627 m) durchbohrt. Die Mächtigkeiten sind von W nach E größer. Poysdorf 2 wurde in diesem Niveau eingestellt.

Relativ gute Faunen wurden im Autochthon der Bohrung Ameis 1 (2119-2129 m) beobachtet:

Globotruncana linneiana (d'ORB.) = G. lapparenti BROTZEN Globotruncana globigerinoides BROTZEN Globigerinatella aspera (EHRENBERG) Globorotalites micheliana (d'ORB.) Spiroplectinata sp. (cf. S. westfalica) Gümbelina globulosa (EHRENBERG) Gyroidina globulosa (V. HAGENOW) Marssonella oxycona (REUSS) Clavulinoides sp. Robulus sp. Spiroplectammina sp. Stensiöina exsculpta gracilis BROTZEN Discorbis sp.

Diskussion des Alters: Das häufige Vorkommen von Globotruncana linneiana und G. globigerinoides ist typisch für den Bereich Oberturon bis Untercampan. Das Fehlen höher entwickelter Arten, wie G. fornicata und G. arca macht Oberstes Santon und Untercampan unwahrscheinlich. Das Fehlen von Rotalipora schließt Unterturon aus.

Globigerinatella zeigt nach HOFKER eine deutliche Evolution von Formen mit trochoidem Zentralteil im Bereich Cenoman—Untersanton. Unsere Exemplare entsprächen weitgehend der G. aspera subplana HOFKER, die aus dem Obersanton beschrieben wurde.

Auch Stensiöinen zeigen in der Oberkreide Nordwestdeutschlands eine Evolution. Stensiöina exsculpata gracilis gilt in Nordwestdeutschland als Leitform für Coniac—Santon mit einem häufigen Auftreten im Oberconiac— Untersanton. Spiroplectinata wird mit der Art. S uestfalica in Nordwestdeutschland als Leitform für Santon—Coniac betrachtet.

Daraus ergibt sich für das Alter der autochthonen Oberkreide in der Bohrung Ameis 1 Coniac—Santon, ein Zeitraum, der dem zentralen Bereich der Entwicklung zweikieliger Globotruncanen entspricht. Die beschriebene Fauna (Ameis 1, 2119–2129 m) befindet sich im sandreichen Sediment. Im Liegenden nimmt die Sandführung zu, die Faunen sind verarmt und schlecht erhalten. Nur G. linneiana und G. globigerinoides treten in verschiedenen Proben häufiger auf, wodurch der Bereich Oberturon bis Santon bestimmt werden kann. Derartige Serien wurden auch in den Bohrungen Staatz 2 (1080–1372 m) und Staatz 3 (1690–1982 m) erbohrt.

Rotalipora wurde, wie erwähnt, bei dem Material der Tiefbohrungen in Niederösterreich am Festlandsockel (Böhmische Masse) nicht gefunden.

Das Obercampan am Festlandsockel

(Böhmische Masse)

Die Bohrung Poysdorf 2 ist die östlichste Bohrung, welche den autochthonen Untergrund erreichte; der Kern $3028 \cdot 5 - 3032$ *m* enthält folgende Foraminiferenfauna:

Globotruncana calcarata (CUSHM.) Globotruncana fornicata (PLUMMER) Globotruncana arca (CUSHM.) Globotruncana globigerinoides BROTZEN Globotruncana linneiana (d'ORB.) = (G. lapparenti) BROTZEN Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEK.) Allomorphina allomorphinoides (REUSS) Gümbelina globulifera (REUSS) Gümbelina globulosa (EHRENBERG) Marginulina sp. Dorothia sp. Cyclammina sp. Gyroidina sp. Marssonella oxycona (REUSS) Clavulinoides sp.

außerdem Ostracoda mit Längsskulptur sowie Fischzähnchen.

Durch die Globotruncanen ist eine Einstufung in das Obere Campan sichergestellt, das Vorkommen der kurzlebigen Art *Globotruncana calcarata* engt das Vorkommen auf Oberstes Obercampan weiter ein.

Somit sind die jüngsten Sedimente am Sockel der Böhmischen Masse als Oberstes Obercampan belegbar.

Vergleichbare Sedimente finden sich in den westlich gelegenen Bohrungen nur an der Basis der oberen (bzw. ersten) Schuppe. Sehr gute Faunen wurden bei der Bohrung Ameis 2 (1198—1201 m) angetroffen. Folgende Arten können als typisch gelten:

Globotruncana calcarata (CUSHM.) Globotruncana fornicata (PLUMMER) Globotruncana arca (CUSHM.) Globotruncana linneiana (d'ORB.) Gümbelina globulifera (REUSS) Gümbelina globulosa (EHBENBERG)

Jahrbuch Geol. B. A. (1967), Bd. 110, 1. Heft

Bolivinoides draco miliaris HILTERM. & KOCH Neoflabellina rugosa (d'ORB.) Pseudotextularia elegans (RZEHAK) u. a.

Daraus läßt sich schließen, daß das Obere Obercampan der ersten Schuppe in der Bohrung Ameis 2 aus einem Gebiet westlich der Bohrung Poysdorf 2 stammen dürfte, die Schubweite wäre also gering und könnte auf 4-5 km geschätzt werden.

Maastricht

Im Bereich der Waschbergzone sind auch jüngere Schichten nachgewiesen. Ein Vorkommen mit sehr reichen Faunen befindet sich bei Michelstetten (GRILL 1963) mit typischen Leitformen des Maastricht bzw. Obermaastricht:

Globotruncana gansseri (BOLLI) Globotruncana contusa (CUSHM.) in optimalen Exemplaren Globotruncana arca (CUSHM.) Globotruncana rosetta (CARSEY) Neoflabellina reticulata (REUSS) Pseudotextularia varians (RZEHAK) Bolivinoides draco draco (MARSSON).

Vergleichbare Vorkommen wurden im Autochthon noch nicht erbohrt. Das Vorkommen von *Globotruncana contusa* konnte in der ersten Schuppe der Bohrung Ameis 2 (1198—1201 m) in unmittelbarer Nähe des Obercampan beobachtet werden.

Eine Fauna mit optimal entwickelten Arten des Obermaastricht wurde in der Schuppe bei der Bohrung Ameis 3 in 924-929 *m* angetroffen:

Globotruncana contusa contusa (CUSHM.), häufig zu hochgetürmten Exemplaren der G. contusa galeoides neigend

Globotruncana rosetta (CARSEY)

Globotruncana arca (CUSHM.)

Globotruncana stuarti (LAPP.)

Globotruncana gansseri Bolli

Pseudotextularia varians (RZEHAK), häufig in optimal entwickelten Exemplaren

Bolivinoides draco draco (MARSSON)

Planoglobulina acervulinoides (EGGER)

Lenticulina, Robulus, Nodosaria u. a.

Globotruncana contusa und Pseudotextularia varians treten auch in der Bohrung Ameis 1 an der Basis der ersten Schuppe auf. Es ist bemerkenswert, daß im gleichen Kern auch Fossilien des Obereozäns und der Michelstettener Schichten (Chatt—Aquitan) nachweisbar sind.

Tertiär

Im Bereich der Waschbergzone ist Eozän seit langem bekannt. Es ist sowohl Obereozän, Mitteleozän als auch Untereozän bzw. Cuisien belegbar. Paleozän und Dan sind ebenfalls vertreten. Eine Übersicht der Schichtfolge geben R. GRILL 1963 sowie F. BRIX und K. Götzinger 1964. In der Bohrung Ameis 1 konnte, wie erwähnt, an der Basis der ersten Schuppe $(1225 \cdot 7 - 1235 \ m)$ Mittleres Eozän mit *Globorotalia spinulosa* und *Globigerina yeguaensis* belegt werden. Im gleichen Bereich sind Michelstettener Schichten nachweisbar. Es treten folgende Arten häufiger auf:

Clavulina szaboji HANTKEN Globigerina globularis ROEMER Globigerina cf. venezuelana HEDBERG Robulus inornatus (d'ORB.) Robulus sp. (cf. Robulus baconicus [HANTKEN]), reich verziert Vulvulina subflabelliformis (HANTKEN) Cibicides lobalutus (W. & J.).

Dieser Kern gibt einen wertvollen Hinweis auf die Schuppenstruktur der Waschbergzone im allgemeinen. Wie erwähnt, dürfte das Obercampan mit den jüngeren Schichten etwa 5 km weit aufgeschoben sein.

In dem bisher durch Bohrungen erfaßten Teil des Festlandsockels (Böhmische Masse) wurde das Obercampan als jüngstes Schichtglied nachgewiesen. Jüngere Sedimente sind in den Schuppenbau der Waschbergzone einbezogen. Autochthone Lagerung von Maastricht, Eozän und Michelstettener Schichten wären, als jüngste Glieder, am Festlandsockel nur östlich der Bohrung Poysdorf 2 zu erwarten.

Palynologie und Nannoplankton

Palynologische Untersuchungen von W. KLAUS wurden zur Kontrolle stratigraphischer Ergebnisse wiederholt durchgeführt. So wurden in Porrau 2 im Bereich 1953·3—2271·8 *m* insgesamt acht Kerne untersucht, die Pollen führten, von denen besonders Circulina sp., Corollina compacta (MALJ.) und Tricolpites (Eucommidiites) troedsoni (ERDTM.) zu erwähnen sind.

Das Alter wurde als Jura/Lias—Dogger angegeben. Ähnliche Pollenfloren fanden sich auch in Mailberg K 1 bei 550—555 m mit Corollina compacta und Tsugaepollenites mesozoicus, was jurassisches Alter ergibt.

Drei Kerne aus dem Bereich 3199-3526 m in Staatz 1 enthielten Tsugaepollenites mesozoicus u. a.

Hier wurde ursprünglich auf Dogger bis tiefsten Malm geschlossen, während es heute bekannt ist, daß derartige Vorkommen auch in den Lias reichen. Die Pollenanalyse gelangte im wesentlichen zu den gleichen Ergebnissen wie die Mikro- und Makropaläontologie. In Schichten des tiefsten Lias, der keine marinen Fossilien führt, war sie die einzige verwendbare Methode.

Untersuchungen von Nannofloren wurden häufig durchgeführt. Sie stellen einen wertvollen Teil mikropaläontologischer Methoden dar.

Als Beispiele seien folgende Ergebnisse von H. STRADNER erwähnt:

Ameis 1 zeigte bei 1085-1090 m und 1112-1117 m Floren mit

Lucianorhabdus cayeuxi

Oberkreide, älter als Maastricht 1150—1155 m Floren mit Archangelskiella specillata Nannotetraster concavus

Maastricht

Kerne im Bereich 1867.5—2007 m wiesen Floren mit

Discolithen und Zygolithen, bes. Zygolithus diplogrammus Discolithus bochotnicae Marthasterites furcatus Marthasterites inconspicuus Marthasterites jucundus Nannotetraster concavus

Turon-Campan

Im Bereich 2119—2229.5 m desgleichen.

Sechs Kerne aus dem Bereich $2280-2461\cdot 5 m$ weisen ziemlich ärmliche Nannofossilführung auf, fast nur Discolithen und Zygolithen.

Es handelt sich um

Turon

Im Bereich von 2720.5—3171.5 *m* wurde von H. STRADNER nur Coccolithus pelagicus festgestellt. Seinerzeit wurde dies für Jura erachtet, aber es stellte sich heraus, daß derartige Nannofloren auch bis in das Neokom reichen können.

In Ameis 2 bei 1085-1092 m und bei 1138-1143 m

Nannotetraster concavus Lucianorhabdus cayeuxi Teralithus ovalis

Coniac-Campan

bei 1198-1201 *m* Floren mit Archangelskiella specillata usw.

Maastricht

Die aus der Oberkreide angeführten Floren bestätigen die durch Foraminiferen (Globotruncanen) gegebene Einstufung.

Von methodischem Interesse war die Bearbeitung der Nannofloren der Bohrung Mauerbach 1a:

3080-3085 m Coccolithus britannicus

Jura-Unterkreide

3300-3303.1 m Coccolithus pelagicus

Dogger-Malm

Ebenso bei Hagenberg 1:

2794.5-2800.2 m, 2851.0-2856.0 m Floren mit Coccolithus britannicus, die von H. STRADNER in den Bereich Dogger-Malm eingestuft wurden.

Monofloren mit Coccolithus pelagicus wurden auch in den Bohrungen Laa 1 aus dem Bereich 2235-2899 m, Porrau 2 aus 2115-2271 m, Altenmarkt 1 2538-2641 m gefunden.

Verbreitung der Sedimente

Im Liegenden der Molasse wurde Kristallin der Böhmischen Masse in allen Bohrungen südlich der Donau und westlich Chorherrn 1 angetroffen. Auch bei den die Flyschzone durchteufenden Bohrungen Texing 1 und Perschenegg 1 sind keine präoligozänen Ablagerungen am Festlandsockel nachweisbar.

Nördlich der Donau wird das Kristallin im Liegenden von Oligozän (Melker Serie) bei Absdorf 1 und 3 erreicht. In dem nordwestlich gelegenen Raum transgrediert die Eggenburger Serie. Aufschlußreich sind die Bohrungen Porrau 1 und 2. Während Porrau 1 kein Mesozoikum angetroffen hat, ist bei Porrau 2 Mesozoikum von 1445—2503 m erbohrt. Die Bohrung FB Mailberg 1 erreichte unter dem Neogen Kristallin, Mailberg K 1 bei 530 m dolomitig-tonige Sandsteine des Mesozoikums (Unterer Jura/Lias), Mailberg 2 bei 1450 m Jura/Malm. Hier ist die Westgrenze des Mesozoikums am Festlandsockel der Böhmischen Masse innerhalb engsten Raumes anzugeben.

Die Bohrung Chorherrn 1 traf unter dem Neogen bei 1700 m Kristallin an. Die in der Flyschzone angesetzte Tiefbohrung Mauerbach 1a erreichte von 3038—3457 m Jura-Neokom am Sockel, Kristallin wurde bei 3457 merreicht. Somit wäre auch im Raume des Alpennordrandes die westliche Verbreitung des Mesozoikums am Festlandsockel belegt.

Auf Grund der geologisch-stratigraphischen Ergebnisse, verstärkt durch geophysikalische Interpretation, ergibt sich eine Nord—Süd verlaufende Erosionslinie als westliche Begrenzung des Mesozoikums auf dem Festlandsockel (siehe Tafel 2).

Die ältesten, am Kristallin der Böhmischen Masse nachweisbaren Sedimentgesteine Niederösterreichs sind fossilführende Ablagerungen bei Zöbing, nördlich Langenlois. Sie werden, besonders nach den bekanntgewordenen Pflanzenresten, allgemein in das Perm eingestuft. Vergleichbare Schichten des Oberen Paläozoikums (Rotliegendes bis ? Oberkarbon) wurden in den Bohrungen Porrau 1, 1338—1357 m, und Roggendorf 1, 1008—1342 m im Liegenden der transgredierenden Eggenburger Serie angetroffen, bei Altenmarkt 1 2935—3190 m und Mailberg K 1 572—760 m im Liegenden des Jura.

Das Paläozoikum am Festlandsockel ist jedoch nicht nach Osten zu verfolgen. Die Bohrungen Wildendürnbach T 1, K 4, Wulzeshofen K 2, Staatz 3, Hagenberg 1 und Mauerbach 1a erreichen nach Durchteufung des Jura direkt das Kristallin.

Es ist bemerkenswert, daß im Gebiet Niederösterreichs bei keinem Tiefenaufschluß am Festlandsockel Ablagerungen der Trias nachzuweisen waren. Die Trias ist in dem untersuchten Raum des Festlandsockels (Böhmische Masse) nicht zur Sedimentation gelangt.

Die am weitesten im Westen gelegenen Bohrungen innerhalb des Mesozoikums am Festlandsockel, die Bohrungen Mailberg K 1 und Porrau 2, zeigen im Liegenden des Neogens (Eggenburger Serie) Unteren bzw. Mittleren Jura. Die weiter im Osten liegenden Bohrungen Mailberg 2, Altenmarkt 1, Herzogbirbaum 1, Wulzeshofen K 1 und K 2 zeigen Oberen Jura bzw. Malm. Es ist bemerkenswert, daß die Mächtigkeit des Jura im Süden größer ist als im Norden. Altenmarkt 1 traf den Jura von 1205 bis 2935 m. Dieser konnte in drei Bereiche (Malm, Dogger, Lias) gegliedert werden. In Wulzeshofen K 2 war Jura nur von 1343—1638 m nachzuweisen. Im Liegenden folgte Kristallin.

Relativ geringe Mächtigkeiten im Jura zeigte auch die Bohrung Wildendürnbach T 1 von 1512-1938 m, darunter Kristallin. Auch auf der Kristallinschwelle traf die Bohrung Staatz 3 den Jura zwischen 2900 m und 3335 m an. Es läßt sich daraus der Schluß ableiten, daß die Mächtigkeit des Jura von der Position des Kristallins abhängt, zumal in Staatz 3 der Jura in gleicher Weise gliederbar ist, wie in Altenmarkt 1 und Hagenberg 1.

Mitteljura (Dogger) ist nur in einem schmalen Streifen durch das Vorkommen von Porrau 2 unterhalb des Neogens nachweisbar. In einem breiteren Band nach Osten, belegt durch die Bohrungen Mailberg 2, Altenmarkt 1, Patzenthal 1, Herzogbirbaum 1, Wulzeshofen K 1 und K 2 sowie Wildendürnbach K 2, der westlichsten Bohrung des Feldes Wildendürnbach, die das Mesozoikum erreichte, wurde Oberer Jura (Malm) angetroffen.

Im Feld Wildendürnbach, bei den Bohrungen K 3, K 4 und Wildendürnbach T 1 wird die Oberkante des Mesozoikums von Unterkreide gebildet. Bei Wildendürnbach T 1 ist Unterkreide nur von 1258-1512 m entwickelt. Es treten hier, ähnlich wie im Jura, nur geringe Mächtigkeiten auf. Die Bohrungen Laa 1, Staatz 1, Staatz 2 zeigen Mächtigkeiten der Unterkreide von rund 1000 m. Auch die Bohrung Staatz 3, die das Kristallin bei 3355 m erbohrte, zeigte noch von 1982-2900 m Unterkreide.

Da die Mächtigkeiten des Mesozoikums (Jura und Unterkreide) generell von Süden nach Norden abnehmen, wäre eine weitere Reduktion der Mächtigkeiten im Norden möglich.

Sedimente des Festlandsockels (Böhmische Masse) bzw. das Autochthon unterhalb der Waschbergzone wurde von den Tiefbohrungen Staatz 2, 3, Ameis 1 und Poysdorf 2 erreicht, wobei die Bohrungen Staatz 3 und Hagenberg 1 alle Sedimente bis zum Kristallin durchteuften.

Während bei Staatz 1 die Oberkante des Mesozoikums von Unterkreide gebildet wird, wurde bei Staatz 2 zwischen 1080 m und 1372 m Oberkreide angetroffen. Ebenso bildet Oberkreide in den Bohrungen Staatz 3, Ameis 1 und Poysdorf 2 die Oberkante des Mesozoikums. Während bei Staatz 2 von 1080—1372 m Turon—Coniac zu belegen ist, wird bei Poysdorf 2 an der Oberkante des Mesozoikums Oberstes Campan (Zone mit *Globotruncana calcarata*) angetroffen. Vergleichbare Sedimente wurden bei den Bohrungen Ameis 1 und Staatz 3 nur in den Schuppen der Waschbergzone durchbohrt. Schon daraus ergibt sich ein Hinweis, daß die in die Waschbergzone eingeschuppte Kreide und das Alttertiär weiter im Osten ihren ursprünglichen Sedimentationsraum hatten.

Zusammenfassend läßt sich zeigen, daß die Gesteinsserien am Festlandsockel, von Westen nach Osten fortschreitend, jüngere Einheiten aufweisen. Die am weitesten im Osten gelegene Bohrung Poysdorf 2 zeigt auch die jüngsten Ablagerungen an der Oberkante des Mesozoikums.

In der Waschbergzone selbst sind sehr gute faunistische Belege für Maastricht (Michelstetten), Dan (Haidhof), Eozän (Michelberg und Bruderndorf) zu erbringen. Älteres Oligozän wurde bisher nicht erfaßt. Der Bereich Chatt/Aquitan ist durch Michelstettener Schichten zu belegen. Diese Sedimente gehörten ursprünglich ebenfalls zum Festlandsockel (Böhmische Masse) und wurden erst in der tektonischen Phase nach Sedimentation der Eggenburger Serie in ihre heutige Position gebracht bzw. in die alpinkarpatische Einheit der Waschbergzone eingeschuppt.

Das Verbreitungsbild der Sedimente am Sockel der Böhmischen Masse, wie es derzeit durch Bohrungen aufgeschlossen ist, legt die Interpretation nahe, daß die genannten Serien der Waschbergzone, Maastricht bis einschließlich Michelstettener Schichten, weiter im Osten (bzw. östlich der Tiefbohrung Poysdorf 2) in ihrem ursprünglichen Verband erhalten sein könnten.

Eine ähnliche Überlegung ist auch für die älteren Sedimente der Waschbergzone möglich. Jura und Unterkreide der Waschbergzone würden aus dem Festlandsockel (Böhmische Masse) aufgeschuppt sein. Somit wird die Waschbergzone als parautochthone Einheit von Sedimenten gebildet, die ursprünglich am Festlandsockel zur Sedimentation gelangten.

Die Westbegrenzung des Mesozoikums am Festlandsockel

In dem durch Bohrungen erfaßten Raum ergibt sich eine ungefähr Nord-Süd verlaufende Linie, welche die westliche Begrenzung des Mesozoikums darstellt. Eine Interpretation bzw. Ergänzung der Vorkommen nach dem heutigen Stand der Kenntnisse zwingt zu der Annahme, daß an dieser Linie von Norden nach Süden jüngere Schichten anzutreffen sind (Mailberg K 1 -- Unterer Jura, Mauerbach 1a -- Unterkreide). Dadurch wird die Frage aufgeworfen, ob diese Linie die ursprüngliche Verbreitung wiedergibt, ob sie eine tektonische Linie darstellt oder durch Erosion bedingt ist.

Es kann als erwiesen gelten, daß das Mesozoikum auf einem älteren Relief des Kristallins lagert. Spätere Absenkungen sind beteiligt. Trotzdem bleibt für die Verbreitung des Mesozoikums am Festlandsockel die Erosionsphase zwischen Oberkreide und Untermiozän von wesentlicher Bedeutung.

Die ältesten tertiären Sedimente über dem Mesozoikum bei Mauerbach I a und Porrau 2 gehören zur Melker Serie. Weiter im Norden transgrediert die Eggenburger Serie. Sedimente der Oberkreide dürften ursprünglich bei der allgemein transgressiven Tendenz dieser Schichten weiter nach Westen gereicht haben.

In dem behandelten Raum dürfte die Erosion postkretazisch einsetzen. Nach dem Vorkommen des Alttertiärs weiter im Östen kann sich sein Sedimentationstrog schon damals östlich der Waschbergzone befunden haben. Der westlich gelegene Raum wäre der Erosion ausgesetzt gewesen, wobei die höchst gelegenen Partien im Westen am stärksten betroffen wurden, wodurch die heutige Situation geschaffen wurde. Als Zeuge dieser Erosionsphase könnte das Moosbierbaumer Konglomerat gelten.

Die in der Gegenwart erfaßbare Westgrenze des Mesozoikums am Festlandsockel dürfte jener Linie entsprechen, die von der alttertiären Erosion geschaffen wurde.

Tektonik

Das Kristallin zeigt in dem erfaßten Gebiet drei bedeutende SW---NE verlaufende Störungen (Tafel 1):

- 1. Mailberger Störung, aus dem Gebiet Wildendürnbach über Laa/Thaya bis östlich Roggendorf verlaufend.
- 2. Steinabrunner Störung östlich Porrau dürfte sich, an Intensität abnehmend, weiter nach Nordost bis Ost der Struktur Hagenberg fortsetzen.
- 3. Wollmannsberger Störung, von Stockerau über Niederfellabrunn in das Gebiet Klein Ebersdorf verlaufend, dürfte sich weiter nach Nordosten fortsetzen.

Diese Strukturen schneiden den alpin-karpatischen Verlauf der Waschbergzone im spitzen Winkel, sie laufen diesen jüngeren alpidischen tektonischen Linien nicht parallel.

Der Mailberger Bruch hat im Bereich der Bohrungen Mailberg K 1 und Mailberg 2 bzw. Wulzeshofen K 1 und K 2 eine Sprunghöhe von rund 2800 m. Unmittelbar am Fuße des Bruches befinden sich die größten Tiefen, mehr als —4200 m unter Adria. Nach Osten in Richtung der Struktur Hagenberg steigt das Kristallin auf —2800 m an. Östlich der Struktur Hagenberg befindet sich der Steinabrunner Bruch.

Der Wollmannsberger Bruch hat seine Oberkante bei -2000 m und eine maximale Sprunghöhe von fast 3000 m. Auch hier befinden sich die größten Tiefen am Fuße des Bruches, weiter nach Osten steigt das Kristallin wieder an. Dadurch entsteht das Bild eines Staffelbruches mit einer Kippung der einzelnen Staffeln nach Westen.

Die einzelnen Staffeln heben im Süden relativ steil aus. Ihre nördliche Begrenzung ist seismisch nicht erfaßt.

Es besteht kein Zweifel, daß die geschilderten Strukturen im Kristallin der Böhmischen Masse altangelegte tektonische Linien sind. Sie dürften nach Abschluß der varistischen Orogenese angelegt sein. In den Tiefenrinnen kann mächtigeres Jungpaläozoikum zur Ablagerung gelangen, das z. B. in der Bohrung Altenmarkt 1 (2935-3190 m) erbohrt wurde.

Die marine Transgression des Mesozoikums hat bereits diese Strukturen vorgefunden. Der Untere Jura (Lias) hat in der Bohrung Altenmarkt 1 eine Mächtigkeit von 940 m (1995—2935 m), in der östlich gelegenen Bohrung Hagenberg 1 wurde Unterer Jura von 2885—3113 m = 228 m Mächtigkeit erbohrt (Tabelle 1). Ähnliche Werte ergeben sich für Mittel- und Oberjura:

	Altenmarkt 1		Hagenberg 1	ļ	
Oberjura	1205—1864 m		2649—zirka	2800	m
Mitteljura	1864—1995 m	zirka	2800	2885	m

Daraus ließe sich der Schluß ableiten, daß die Wirksamkeit des Mailberger Bruches im ganzen Jura bestehen bleibt, die Kippung der Staffeln anhielt, wodurch der gesamte Jura Mächtigkeiten von 1730 m in Altenmarkt 1, gegen 464 m in der Bohrung Hagenberg 1 umfaßt. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß trotz großer Mächtigkeitsdifferenz zwischen Altenmarkt 1 und Hagenberg 1 alle erfaßbaren Schichtglieder des Jura vertreten sind. Nur für die Basis der Transgression gestattet die Interpretation seismischer Daten die Deutung, daß in den tieferen Anteilen auch ältere Partien des Unteren Jura entwickelt sind, in den hochgelegenen Vorkommen mit geringer Mächtigkeit dagegen nur jüngere.

Am Ende des Jura muß eine starke tektonische Bewegung wirksam gewesen sein. Es dürfte zur Hebung des Kristallinkernes gekommen sein. Die Ablagerungen der Kreide folgen den Kristallinstrukturen nicht in gleichem Maße wie der Jura. Zwischen Jura- und Kreideserien besteht eine deutliche Diskordanz.

Laa 1 erbohrte Unterkreide von 1943—3015 m. In ähnlicher Größenordnung ist die Mächtigkeit bei Staatz 1, 2 und 3. Hagenberg 1 erbohrte 714 m Unterkreide. Geringere Mächtigkeiten der Unterkreide werden nur in einem Bereich des verflachenden Mailberger Bruches im Gebiet Wildendürnbach T 1 1258—1512 m und Wildendürnbach K 4 1620—2220 m beobachtet. Hier sind die Mächtigkeiten des Jura ebenfalls gering.

	Wildendürnbach	Wildendürnbach
	T 1	K 4
Unterkreide	1258 - 1512 m	$1620 - 2220 \ m$
Jura	$1512 - 1938 \ m$	2220-2571 m

Die Oberkante der Kreide liegt bei der Bohrung Hagenberg 1 gegenüber Staatz 3 um 127 m tiefer, die Oberkante des Jura dagegen um 250 m höher. Daraus ergibt sich, daß zwischen Oberjura und Kreide eine Diskordanz bestehen muß. Wie bereits dargelegt, konnten Ablagerungen des älteren Neokoms (Berriasien und Valanginien) paläontologisch nicht nachgewiesen werden; hier liegt die Diskordanz Jura—Kreide. Der Obere Jura ist im Bereich des Festlandsockels durch die Ernstbrunner Kalke (Tithon), in die Waschbergzone eingeschuppt, vertreten.

Zwischen Unter- und Oberkreide fehlt der paläontologische Nachweis des Praeglobotruncanen- und Rotaliporenbereiches (Apt—Alb—Cenoman bis einschließlich Unterturon).

Das bemerkenswerteste Phänomen sind also im Untergrund der Molasse nördlich der Donau bzw. im Kristallin des Festlandsockels große Störungszonen (Tafel 1):

- 1. Mailberger Störung
- 2. Steinabrunner Störung
- 3. Wollmannsberger Störung

Derartige Störungen fehlen am Südsporn der Böhmischen Masse. Der Kristallinsockel senkt sich gleichmäßig gegen die Molasse und die Flyschzone (Bohrungen Perschenegg 1, Texing 1, Urmannsau 1). Dies geht auch aus der Interpretation seismischer Daten hervor. Vergleichbar sind SW—NE verlaufende Brüche am Südrand der Böhmischen Masse im Gebiet von Melk und Ybbs a. d. D., die aber geringeres Alter haben (J. KAPOUNEK und Mitarbeiter 1965). Wir deuten die Strukturen am Festlandsockel als epirogene Bruchtektonik, welche die Voraussetzungen für die Ablagerungen mächtiger Schichtserien des Mesozoikums am Festlandsockel geschaffen haben (Tafel 3).

Diesen altangelegten Störungszonen steht die jüngere alpin-karpatische Tektonik der Waschbergzone gegenüber. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die alten Störungen in irgendeiner Weise auch jüngere tektonische Vorgänge beeinflussen.

Im Gebiet der Waschbergzone und weiter nach Osten wird die Interpretation seismischer Daten durch die Überlagerung von bis zu 5000 m mächtigen Schichtserien erschwert. Den beschriebenen altangelegten Störungen steht die Waschbergzone mit jüngerer alpin-karpatischer Tektonik gegenüber. Die Hauptbewegungsphase ist intraburdigal, Äquivalente der Eggenburger Serie sind in den Schuppenbau der Waschbergzone noch voll einbezogen und die Bewegungen klingen in der Laaer Serie aus. Schichten der Laaer Serie sind am Außenrand der Waschbergzone noch verstellt (Staatz 1) bzw. von Burdigal überschoben (Hagenberg 1). Die Badener Serie transgrediert ungestört über die Waschbergzone. In der Badener Serie (Obere Lagenidenzone) führt Bruchtektonik zur Absenkung des "inneralpinen Wiener Beckens" und zur Absenkung des Molassetroges.

In der Waschbergzone sind helle Riffkalke (Ernstbrunner Kalke, Kalke von Stramberg) die ältesten bekannten Schichten. Sie sind durch gute Fossilführung als Tithon bestimmt, sodaß der Obere Jura belegt ist. Ihre Vorkommen auf Hochzonen des Festlandsockels wurden bereits diskutiert.

Die Tiefbohrungen Staatz 3, Ameis 1 und Hagenberg 1 geben Aufschluß über den Schuppenbau der Waschbergzone. In den Bohrungen Staatz 3 und Hagenberg 1 geht aus dem Continuous Dipmeter, aus Kernen und der Reflexionsseismik hervor, daß von alpiner Tektonik nur Schichten der Mittleren Unterkreide und der Oberkreide betroffen wurden. Die Ernstbrunner Kalke des Tithon dürften weiter aus dem Osten stammen. In der Waschbergzone sind keine Ablagerungen des Dogger bekannt. Diese scheinen in dem erfaßbaren Raum nicht mehr von alpin-karpatischer Tektonik betroffen bzw. gestört zu sein.

Das tektonische Geschehen läßt sich in drei große Abschnitte gliedern:

- 1. Alte Störungen im Festlandsockel (postvaristisch Jura)
- 2. Neogene, alpin-karpatische Tektonik der Waschbergzone (Untermiozän),
- 3. Bruchtektonik (Mittelmiozän—Pliozän).

Wie erwähnt, erschwert die mächtige Sedimentauflage die Interpretation seismischer Daten im Untergrund. Trotzdem sei hier auf die Möglichkeit hingewiesen, daß den drei genannten altangelegten Störungen nach Osten weitere folgen können. Diese hatten auf den Schuppenbau der Waschbergzone bedeutenden Einfluß. Von den Hochzonen dürften Sedimente des Festlandsockels abgeschert worden sein (Ernstbrunner Kalke usw.). Die ostfallenden Flanken waren vom Deckenschub bzw. den Schuppenstrukturen alpinotyper Bewegungen zu überwinden (Tafel 4).

Die junge Bruchtektonik dürfte Linien altangelegter Störungen reaktivieren, die ebenfalls wieder bedeutende Sprunghöhen erreichen können (Schrattenberger Bruch, Steinbergbruch usw.) Die Kongruenz altangelegter Störungen und junger Bruchtektonik wird Gegenstand weiterer Untersuchungen bleiben. Das Verhältnis altangelegter epirogener Störungen, alpinotyper Tektonik und junger Bruchtektonik stellt ein geologisches Phänomen erster Ordnung dar, dessen Bedeutung über den lokalen Rahmen weit hinausreicht.

Die Unterlagen, die zur Abfassung dieses Berichtes notwendig waren, wurden von der Österreichischen Mineralölverwaltung AG. in dankenswerter Weise freigegeben.

J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, K. TURNOVSKY — alle ÖMV AG. A. PAPP — Paläontologisches Institut der Universität Wien.

Wien, im November 1966

Literatur

- BRIX, F. u. GÖTZINGER, K., 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG, Teil I. — Erdölzeitschrift, Heft 2, S. 3—21, Verlag Urban, Wien-Hamburg ¹).
- GRILL, R., 1963: Exkursion Inneralpines Wiener Becken nördlich der Donau, Molassegebiet und Waschbergzone. — Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich, Verh. Geol. B. A., Sonderheft F, Wien 1963.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. u. TURNOVSKY, K., 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Zeitschrift, Heft 4, 81, S. 109—116.
- NOTH, R., 1951: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide usw. Jb. Geol. B. A., Sonderband 3, S. 1—91, Wien.
- PAPP, A. u. TURNOVSKY, K., 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG, Teil II. — Erdöl-Zeitschrift, Heft 3, S. 2—8, Verlag Urban, Wien-Hamburg.

STRADNER, H., 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG, Teil III. — Erdöl-Zeitschrift, Heft 4, S. 2—8, Wien-Hamburg.

Beilagen

- Tafel 1 Strukturkarte der Kristallin-Oberkante 1: 200.000.
- Tafel 2 Strukturkarte der Oberkante autochthones Mesozoikum, 1:200.000.
- Tafel 3 Mächtigkeitskarte für das autochthone Mesozoikum, 1:200.000.
- Tafel 4 NW-SE-Profil 1:25.000.
 - NE—SW-Profil 1:25,000.
- Tabelle 1 Stratigraphische Tabelle.

¹) Umfangreiches Schrifttum älterer Arbeiten über Waschbergzone und Molasse.





Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967



J. KAPOUNEK u. Mitarbeiter



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967



J. KAPOUNEK u. Mitarbeiter

	BOHRUNGEN	Mailberg K l	Porrau 2	Mailberg 2	Altenmarkt 1	Wulzeshofen K l	Wulzeshofen K 2	Patzenthal 1	Herzogbirbaum 1	Wildendürnbach K 2	Wildendürnbach T l	Wildendürnbach K 3	Wildendürnbach K 4	Laa 1	Fallbach 2	Staatz 1	Mauerbach la	Hagenberg 1	Staatz 2	Staatz 3 Ameis I	Poysdorf 2	In den Bohrungen nachgewiesene Mächtigkeiten]				
OBERKREIDE	Maastricht Campan Coniac-Santon Turon: tieferer Teil															(58 Kalkmergel	1 ^{.,} Tonmergel	80 Glaukonitsandstein 110 Tonmergel 90 Tonmergel 90 Glaukonitsandstein	138 Kalk	118 - 517 m					
	Cenoman: fehlt												-					60 Glaukonitsandstein	117 Glaukonitsandstein	122 Glaukonitsandstein 47 Glaukonitsandstein			STRATIGRAF				
1	Apt. Alb. fablt												100 Kalk	207 Kalksandstein		228 Kalk		225 Kalk	118 Kalk	123 Dolomit 93 Dolomitriff			aller E				
	Barrémien: fehlt										172 Kalk		20 Dolomit 35 Kalk			240 Mergel		-	170 Tonmergel	- 325 Kalk			die das autoch				
UNTERKREIDE	Hauterivien						\longrightarrow					135 Kalk		720 Kalkmergel	165 Kalk	65 Kalk	110 Tonschiefer	Tonmergel -	330 Kalk	Tonmergel-		110 - 1103 m	die das autoci				
	Valanginien: fehlt Berriasien: fehlt										45 Topmargal		445 Kalkmergel			340 Mergel		489 Mergel		445 Kalkmergel			erreid				
											37 Kalk			A Kalk-Dolomit	> 30 Mergel	- 50 Kalk 180 Mergel	- 50 Kalk 180 Mergel	- 50 Kalk	50 Kalk	50 Kalk	-		340 Tonmergel				
					85 Riffkalk						103 Kalk					100											
OBERER JURA	(Malm)			A Kalk	1.50 Hork	> Kalk 31 an der Basis	102 Kalk	> 174 Kalk-Dolomit	> 272 Dolomit	> 116 Kalk-Dolomit	95 Dolomit	_	160 Kalkmergel			245 Kalk	118 Tonstein-Sandstein	151 Kalkmergel		200 Tonmergel		31 - 659 m					
1 n					424 Hornsteinkalk	Dolomit	69 Dolomit -				95 Kalk					77 Dolomit											
MITTLERER JURA	(Dogger)		140 Sandstein- Tonstein		131		96 Kalkmergel				18 Sandstein		40 Dolomit 83 Sandstein			134 Tonstein - Sandstein	1 40 Tonstein	85 Kalkmergel	Sandstein	90 Tonmergel		18 - 140 m	-				
			160 Sandstein-Tonstein		105 Dolomit													72 Dolomiteandetein		40 Dolomit			-				
	11.2	Kalk	270 Sandsteine-Tonsch. mit Eruptivgesteinslagen		Tonstein-Sandstein											Sandstein mit		TE Doormets and seem					>				
UNTERER JURA	(Lias)	42 (Konglomerat)	90 Sandst. u. Kohlentone		835 mit Kohlen-		28 Tonstein				18 Sandstein		68 Sandstein			264 kohligen Zwischenlagen	151 Sandstein - Tonstein	83 Tonstein		Tonstein- 125		18 - 883 m	163 wurd Posit				
			240 Tonschiefer		scimitzen													73 Kohlenton		Sandstein							
		Tanatain	163 Sandstein, bitumin.		55 Glaukonitsandstein																		-				
PALÄOZOIKUM	Rotliegendes - Oberkarbon	188 Sandstein (Konglomerate)			> Tonstein - Sandstein												· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·					188 - 255 m					
																						-	-				
KRISTALLIN		Gneis					Phyllit				Granit		Granit				Serpentin- Amphibolit	Granit		Granit							
															. 1												

TABELLE 1

APHISCHE TABELLE Bohrungen, chthone Mesozoikum eicht haben.



Ein Orbiculit im östlichen Mühlviertel (Oberösterreich)

Von Otto THIELE *)

(Mit 6 Abbildungen und 2 Phototafeln)

Abstract

An outcrop of an orbicular-structured rock was found by the author near Pabneukirchen, Upper Austria. The orbiculit occurs within a Variscian granite massive in the southern part of the Bohemian mass.

According to microscopical investigations the spheroids were formed in an "esboitic magma"¹) which contained solid rock fragments (especially big microcline crystals which derived from the neighbouring Weinsberger granite). The nuclei of the spheroids are mostly formed by such xenolithic microcline crystals; their shells consist of plagioclase (oligoclase), biotite, and a few accessoric minerals. The cement of the rock is partly of esboitic-, partly of granitic composition (hybrid).

The crystallographic orientation of the plagioclases which form the shells of the spheroids is influenced by the orientation of the microcline which forms the respective nucleus.

The nuclei-forming microcline crystals are partial pseudomorphically replaced by oligoclase (+quartz). This phenomenon is an indication for metasomatic processes in the course of the formation of the spheroids (migration of Na+Ca towards the nuclei, migration of K from the nuclei towards the cement).

Zusammenfassung

Ein Aufschluß eines orbiculitischen Gesteins wurde vom Verfasser nahe Pabneukirchen (Oberösterreich) gefunden. Das Orbiculitvorkommen befindet sich im Südteil der Böhmischen Masse innerhalb eines variszischen Granitmassivs.

Optischen Bestimmungen zufolge bildeten sich die Orbicule in einer esboitischen Schmelze (SEDERHOLM, 1928), welche reichlich Fremdmaterial vom benachbarten Weinsberger Granit enthielt. Die Kerne der Orbicule werden hauptsächlich von xenolithischen Mikroklinkristallen gebildet, die Hüllzonen bestehen fast ausschließlich aus Oligoklas und Biotit. Die Zusammensetzung der Grundmasse schwankt zwischen esboitisch und granitisch.

Die kristallographische Orientierung der Plagioklase der Orbicul-Hüllen ist weitgehend von der kristallographischen Orientierung der jeweiligen Kern-Mikrokline beeinflußt.

Die kernbildenden Mikroklinkristalle sind unvollkommen durch ein Oligoklas-(+Quarz)-Korngefüge pseudomorphosiert. Dies ist ein Zeichen für metasomatische Vorgänge im Zusammenhang mit der Orbiculbildung (Einwanderung von Na+Ca in Richtung Orbicul-Kern, Auswanderung von K in die Grundmasse).

^{*)} Adresse des Autors: Geologische Bundesanstalt, 1031 Wien III, Rasumofskygasse 23.

¹) Term established by J. J. SEDERHOLM, 1928.

	sene
Vorwort	94
I. Geologisch-petrographische Beschreibung	94
1. Allgemeine geologische Situation	94
2. Makroskopische Beschreibung	96
3. Mikroskopische Beobachtungen	97
a) Die Kerne der Orbicule	97
b) Die Hüllen der Orbicule	99
c) Die Grundmasse des Orbiculits	101
II. Zur Genese des Orbiculits	104
1. Allgemeines	104
2. Spezielles	105
3. Zusammenfassende Schlußbemerkungen	107
Literaturhinweise	108

Vorwort

Bei Kartierungsarbeiten der Geologischen Bundesanstalt wurde vom Verfasser im Sommer 1962 — erstmalig für Österreich — südlich von Pabneukirchen, OÖ., ein granitisch-esboitischer Orbiculit gefunden. Eine kurze Notiz darüber erschien bereits in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (THIELE, 1963). Ein detaillierterer Bericht verzögerte sich infolge eines Auslandsaufenthaltes des Verfassers. Er sei mit dieser Veröffentlichung nachgeholt.

I. Geologisch-petrographische Beschreibung

1. Allgemeine geologische Situation

Die Fundstelle des Kugelgesteins befindet sich innerhalb Granitmassen variszischen Alters im Südteil der Böhmischen Masse. Die geologische Situation der Fundstelle ist durch das beigegebene Kärtchen (Abb. 1) skizziert.

Die vorherrschende Granitart und zugleich das älteste Erstarrungsgestein unseres Gebietes ist der Weinsberger Granit, jener weitverbreitete Granittyp, welcher durch Großkörnigkeit und seinen Reichtum an Kalifeldspat ausgezeichnet ist. (Wohlausgebildete Karlsbader Zwillinge bis zu dm-Größe!) Dieser Granit ist teils massig, vielfach jedoch schwach parallel struiert, wobei hier das Parallelgefüge eher als Fluidalstruktur aufzufassen und weniger auf syn- oder postkristalline Bewegungen zurückzuführen ist.

In den Weinsberger Granit sind eine Anzahl kleinerer Intrusivkörper eingedrungen: östlich Pabneukirchen ein mittelkörniger Hornblende-Biotit-Diorit, westlich Pabneukirchen ein Granodiorit, welcher der Randfazies des Freistädter Granodiorits entspricht, südwestlich von Pabneukirchen (bei Großmaseldorf) ein mittelkörniger Granit, welcher dem Engerwitzdorfer Granit G. FRASL'S (1965) ähnelt und der größere Partien und Schollen

Inhalt

e aita



Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze der Umgebung von Pabneukirchen, OÖ.

von feinkörnigem Diorit (Hornblende-Biotit-Diorit, Biotit-Diorit, Titanitfleckendiorit) führt. Daneben finden sich noch kleinere Vorkommen (Stöcke, Gänge oder Gangschwärme) von fein- bis mittelkörnigen Graniten, meist sauer und muskowitführend. Ihr Auftreten läßt sich auf der Karte nur schematisch darstellen.

Eine für unsere Problemstellung bemerkenswerte Erscheinung in den jüngeren Intrusivgesteinen ist, daß sowohl in den Randbereichen der Diorite als auch in den fein- bis mittelkörnigen Graniten oft Schollen, kleinere Bruchstücke von Weinsberger Granit, oder auch einzelne, vom Weinsberger Granit her übernommene große Kalifeldspate "schwimmen". Dieses Phänomen wurde auch schon von anderen Orten des öfteren bekannt gemacht und spielte eine wichtige Rolle bei der Altersgliederung der variszischen Erstarrungsgesteine des österreichischen Moldanubikums (z. B. bei G. FUCHS, 1962).

Das Kugelgestein ist an einer einzigen Stelle — knapp südlich des Gehöftes "Asanger", Mitterpabneukirchen — anstehend aufgefunden worden und zwar an der Sohle und Hangseite eines talwärts führenden Güterweges in einem kleinen Aufschluß von etwa ein Meter Höhe und wenigen Metern Längserstreckung. Die tatsächliche Form des Gesteinskörpers ist aus dem Aufschluß nicht ersichtlich, lediglich die Obergrenze des Orbiculits gegen den umgebenden Weinsberger Granit ist aufgeschlossen. Sie verläuft leicht gegen SE geneigt, ungefähr konkordant zum schwachen Parallelgefüge des Weinsberger Granits. Es könnte also die Form eines Lagerganges angenommen werden.

2. Makroskopische Beschreibung

Die Grundmasse des Kugelgesteins hat migmatischen Charakter und setzt sich zusammen aus einem inhomogenen Gemenge von feinkörnigen Partien, die aus Feldspat (hauptsächlich Oligoklas), feinschuppigem Biotit und ganz wenig Quarz bestehen, und aus mittel- bis grobkörnigen Partien mit reichlich Mikroklin, Quarz, Plagioklas und gröber schuppigem Biotit.

In dieser Masse, stellenweise sehr dicht gepackt, befinden sich faustgroße ellipsoidische Gebilde mit konzentrischer Absonderung, welche sich beim Anschlagen als Orbicule mit sphärisch struierten konzentrischen Hüllen aus feinkörnigem Feldspat und Biotit erweisen, die einen mehr oder minder wohlgeformten Feldspatkern umschließen. Daneben finden sich auch gleichartige Gebilde von unvollkommener Ausbildung, wenn etwa so ein Feldspatkern nur zu Dreiviertel oder zur Hälfte von sphärisch struiertem Feldspat-Biotit-Gemenge umschlossen wird, das Orbicul also gegen eine Seite hin "offen" ist. Die Variationsbreite der Erscheinungsformen ist auf Phototafel 1 und 2 dargestellt.

Die Kerne der Orbicule haben zum Teil die äußere Form von wohlausgebildeten Feldspatkristallen, in einem Fall wurde sogar ein modellartig gut ausgebildeter Karlsbader Zwilling gefunden. Meist handelt es sich jedoch um kantengerundete oder rundliche Formen. Nur sehr selten fehlt der Feldspat-Kern ganz und das Zentrum der Orbicule wird von einem mittelkörnigen Feldspat-Biotit-Quarz-Gemenge gebildet.

Schon freiäugig ist sichtbar, daß alle diese Feldspat-Kerne keine einheitlichen Kristalle (mehr) sind. Durch das felderweise Aufblinken der Spaltflächen ist erkennbar, daß sich die Kerne aus zahlreichen, untereinander jedoch gesetzmäßig orientierten Feldspatindividuen mit geringen Mengen von zwischengelagertem xenomorphen Quarz und vereinzelten größeren Biotitschuppen zusammensetzen.

Die Hüllen der Orbicule, welche sich aus einer einzigen breiten, oder aus mehreren (2 oder 4) und dann jeweils entsprechend schmäleren Hüllzonen aufbauen, bestehen — wie schon erwähnt — aus einem feinkörnigen, sphärisch struierten Feldspat-Biotit-Gemenge. Im inneren Teil der Hüllen, also unmittelbar um den Kern herum, findet sich meist eine auffallende Biotitanreicherung. Gegen außen zu werden die einzelnen Hüllzonen jeweils von einer dünnen biotitreichen Lage abgeschlossen, welche infolge der tangentialen Anordnung der Biotitschüppchen die kugelig-ellipsoidische Absonderung bewirkt.

3. Mikroskopische Beobachtungen

a) Die Kerne der Orbicule

Sie bestehen, wie Dünnschliffuntersuchungen ergeben, im wesentlichen aus Mikroklin, Plagioklas (31-36%, in einem Fall 39% An), Quarz und Biotit. Das Mengenverhältnis der einzelnen Gemengteile variiert sehr stark, aber gesetzmäßig. Bei sinkendem Mikroklingehalt steigt zusammen mit dem Plagioklasgehalt auch der Anteil an Quarz. Der Gehalt an Biotit zeigt hingegen keine besondere Gesetzmäßigkeit.

Tabelle	1, Hau	ptgemengteile	verschied	dener (Orb	oicul	e
---------	--------	---------------	-----------	---------	-----	-------	---

	Ker		Hü	ille	
Mikroklin %	Plagioklas %	Quarz %	Biotit %	Plagioklas %	Biotit %
70.0	$22 \cdot 4$	6.3	1.3	77.8	22.0
57.8	34.8	7.4		78.3	20.7
30-4	54.0	13.5	1.2	$78 \cdot 1$	$21 \cdot 2$
$29 \cdot 8$	55.2	14.6	0.4	81.7	17.8
$25 \cdot 6$	57.0	$15 \cdot 1$	$2 \cdot 2$	80.4	18.0
$25 \cdot 2$	59.6	13.9	1.4	80.5	18.5
20.8	64.0	13.2	1.6	$79 \cdot 2$	19.8

Der Mikroklin, in seiner heutigen Form xenomorph, ist über den ganzen Kern hinweg einheitlich orientiert bzw. weist zwei einheitliche Felder auf, welche gegeneinander in Karlsbader Zwillingstellung stehen. Fleckenbis aderperthitische Entmischungen und lebhafte Mikroklingitterung ist in den jeweils hierfür günstigen Schnitten erkennbar. Der Achsenwinkel $2V_x$ schwankt zwischen 76° und 84°.

Der Plagioklas, gegen Mikroklin und Quarz idiomorph, ist meist klar und frisch, ohne Zonarbau und nach dem Albit-, "Periklin"-, selten auch Karlsbader- oder Ala-Gesetz einfach oder komplex verzwillingt. Er ist fast ausnahmslos gegenüber dem Mikroklin gesetzmäßig orientiert und zwar überwiegend achsenparallel (homoaxial), seltener nur flächenparallel (010//001 usw.). Betont muß dabei werden, daß nicht nur jene Plagioklase, welche vom Mikroklin umschlossen werden, gesetzmäßig mit diesem verwachsen sind. In manchen Fällen, wie etwa auch bei jenem, auf Phototafel 1, oben, dargestellten, modellartig geformten Karlsbader-Zwillings-Kern, beschränkt sich der Anteil des Mikroklins auf einige Flecken im Innern des Kerns. Die äußere Form des Kerns wird von einer Vielzahl homoaxial orientierter Plagioklaskörner abgebildet. Ja gerade die außen liegenden.



Abb. 2: Metasomatische Verdrängung des Mikroklins im Kern eines Orbiculs. (Schliff vom Orbicul auf Phototafel 1, oben). Der Kern-Umriß läßt deutlich die verwinkelten P- und M-Flächen der Karlsbader

Zwillingsform erkennen.

Mikroklin: gegittert, M_I und M_{II} in Karlsbader Zwillingsstellung.

Plagioklas: weiß, Striche in Richtung der Zwillingslamellierung; bis auf ein Korn (randlich, rechts) sind sämtliche "Kern-Plagioklase" homoaxial mit Mikroklin. Quarz: kräftiger umrandet, punktiert.

Biotit: grau, Striche in Richtung der Spaltrisse.

den Kernrand bildenden Plagioklase zeigen durchwegs die Achsenparallelität, also die vollkommene Orientierung. Die nur flächenorientierten Plagioklase befinden sich stets weiter im Innern des Kerns (vgl. Abb. 2, 4 und 5).

Der Quarz ist xenomorph-zwickelfüllend ausgebildet und löscht undulös aus.

Der Biotit ist in relativ großen Schuppen entwickelt (bis über 1 cm), z = dunkel rotbraun, x = blaß gelblichbraun. Zirkoneinschlüsse (pleochroitische Höfe) sind relativ selten. Mitunter findet sich beginnende Chloritisierung verbunden mit lebhafter Sagenitbildung, im frischen Biotit längs Spaltrissen eingelagerter Titanit, daneben auch größere Erzkörner. Der aus der Regel fallende Kern des auf Tafel 1, unten links abgebildeten Orbiculs besteht (gereiht nach der Häufigkeit) aus Oligoklas, Biotit, Mikroklin, Korngruppen von Klinozoisit+Hellglimmer, wenig Quarz und Myrmekit (Orthit, Zirkon+Monazit, Titanit und Opake als Accessorien). Eine quantitative Angabe kann nicht gegeben werden, da hier der Kernbereich gegenüber dem Hüllbereich nicht deutlich begrenzt ist.

b) Die Hüllen der Orbicule

Sie sind von recht gleichförmiger Zusammensetzung und bestehen fast ausschließlich aus Oligoklas und Biotit. Quarz und Mikroklin tritt nur ausnahmsweise in geringen Mengen auf und fehlt meist ganz. Auffallend ist jedoch die Häufigkeit von kleinen, hochlichtbrechenden, radioaktiven Körnchen¹), welche nicht nur die Biotite bevölkern, sondern auch reichlich als Einschlüsse im Plagioklas zu finden sind.

Wie auf Tabelle 1 ersichtlich, ist die Mineralzusammensetzung der Orbicul-Hüllen kaum von der recht variablen Zusammensetzung der verschiedenen Orbicul-Kerne beeinflußt.

Der Plagioklas ist überwiegend xenomorph und nach dem Albitund "Periklin"-Gesetz lamelliert. Der Anorthitgehalt variiert in den inneren Teilen der Hüllzonen zwischen 30 und 36%, in den äußeren Teilen zwischen 28 und 36%; mitunter läßt sich schwacher Zonarbau beobachten.

Die einzelnen Plagioklase sind meist sektorweise zu größeren Feldern von annähernd gleicher Auslöschung zusammengeschlossen, wobei innerhalb der einzelnen Felder wandernde Auslöschung herrscht (oft finden sich dabei gebogene Zwillingslamellen).

Gleichsam aufgereiht entlang der Korngrenzen der solcherart subparallel bis sphäroidal orientierten Plagioklase findet sich der Biotit in Form von kleinen, untereinander wieder vorzugsweise subparallel orientierten lappigen Individuen. Z = rotbraun bis schwärzlichbraun, x = blaß gelblichbraun. Die x-Richtung bzw. die c-Achse verläuft meist annähernd radial, die vollkommene Spaltbarkeit (001) tangential. Wie schon erwähnt, sind die Biotite stark gespickt mit kleinen Monazitkörnchen und durch die zahlreichen Verfärbungshöfe oft fast schwarz gefärbt.

Genetisch bedeutungsvoll ist die Tatsache, daß die bevorzugte Wachstumsrichtung des Biotits nicht seiner Blätterstruktur parallel verläuft, sondern stumpfwinkelig dazu, annähernd parallel zur kristallographischen c-Achse. (Ausnahmen hierzu bilden lediglich die biotitreichen Absonderungsflächen zwischen den einzelnen Hüllzonen und die Bereiche unmittelbar um den Orbiculkern, in welchen sich die Biotite freier entwickelten.) Erwähnenswert sind außerdem eigenartig verzweigte, gegen außen hin offene gabelige Formen, welche auf ein zentrifugales Wachstum des Biotits hinweisen (vergleiche Abb. 3).

¹) Mein Freund, Herr Prof. Dr. G. FRASL, hatte die Liebenswürdigkeit, die Schweremineralien aus den Orbicul-Hüllzonen zu untersuchen und teilte mit, daß es sich bei den kleinen, hochlichtbrechenden Körnern überwiegend um Monazit und nur selten um Zirkon handelt.



Abb. 3: Oligoklas-Biotit-Gefüge in einer Orbicul-Hülle. "Gabelformen" des Biotits. (Schliff vom Orbicul auf Phototafel 2, oben links). Signaturen wie Abb. 2.

Accessorien sind außer Monazit noch Zirkon, Titanit, Orthit, wenig Apatit und Erz.

Auch in den Orbicul-Hüllen ist wieder die kristallographische Orientierung der Plagioklase bemerkenswert. Teils ist die Albitlamellierung radial entwickelt und dann gegenüber der "Periklin"-Lamellierung vorherschend, teils verläuft die Periklinlamellierung radial und herrscht dann ihrerseits etwas gegenüber der Albitlamellierung vor. In großen Zügen läßt sich auch hier eine ähnliche Orientierung erkennen, wie sie im Kern zu finden ist, nur ist sie in den Hüllen nicht so streng entwickelt. Am eindruckvollsten läßt sich dies wieder an jenem Orbicul mit dem wohlgeformten Karlsbader-Zwillings-Kern demonstrieren: In jenen Abschnitten, wo die Hülle an die (010) Fläche der Karlsbader Zwillingsform anschließt, verläuft in den Hüllplagioklasen die Albitlamellierung tangential. Hier ist die Periklinlamellierung radial entwickelt und vorherrschend (vergl. Abb. 4). In Hüllsektoren jedoch, die etwa an die (001) Fläche der Kernform an-




schließen, ist die Albitlamellierung radial gerichtet und vorherrschend. — Gefügeuntersuchungen mittels Universaldrehtisch ergaben jedoch auch in den anderen Orbiculen (mit gerundeten Kernen) stets eine weitgehende Übereinstimmung in der kristallographischen Orientierung zwischen den Hüllplagioklasen und dem im Kern eingeschlossenen Mikroklin (vergl. Abb. 6).

c) Die Grundmasse des Orbiculits

Sie ist infolge ihres migmatischen Charakters von sehr variabler Zusammensetzung. Feinkörnige, extrem mikroklin- und quarzarme Partien wechseln mit gröber körnigen, relativ mikroklin- und quarzreichen. In fünf verschiedenen Schliffen wurden die Hauptgemengteile ausgezählt, wobei ersichtlich wurde, daß die ersten Proben, bei denen die feinkörnigen Gesteinspartien vorherrschen, sich deutlich an den Mineralbestand der



- Abb. 6: Beispiel der Plagioklasregelung in einer Orbicul-Hülle

 (010) Plagioklas
 (010) des Kern-Mikroklins

 + (001) Plagioklas
 (001) des Kern-Mikroklins

Orbicul-Hüllen anschließen. Hingegen ähneln Probe 4 und besonders Probe 5, in welchen in zunehmendem Maße gröbere (reliktische!) Komponenten enthalten sind, stark dem Mineralbestand des Weinsberger Granits. (Zum Vergleich werden die Hauptgemengteile des Weinsberger Granits vom Steinbruch Zottmann nach G. KUBAT, 1962, angeführt.)

	1.	2.	3.	4.	5.	Mittel V	Veinsberger Granit
Plagioklas	79.0%	64·0%	64.4%	44.7%	26.1%	53.9%	29.1%
Mikroklin	3.0%	13.8%	8.4%	25.0%	38.8%	19.2%	38.1%
Quarz	5.0%	8.4%	19.6%	17.7%	18.1%	13.6%	22.0%
Biotit	12.2%	12.7%	7.2%	9.6%	12.7%	11.1%	10.9%
Myrmekit		1.1%		3 ·0%	3.8%	1.7%	

Beim Plagioklas lassen sich dreierlei Generationen unterscheiden: Die älteste zeigt sich als Einschlüsse im Mikroklin: kleinere, kantengerundete, subidiomorphe, meist stark serizitisierte Körner. Die zweite Generation bildet größere, zum Teil wiederum annähernd idiomorphe, oft jedoch rupturierte Formen mit undeutlichem, schwachen Zonarbau (32-26% An), polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit- und/oder Periklingesetz. Beide Generationen entstammen offenbar dem vor-orbiculitischen Altbestand. Die jüngste Generation entspricht in ihrer Ausbildung weitgehend dem Plagioklas der Orbicul-Hüllen. Sie baut vor allem die feinkörnigen quarz- und mikroklinarmen Partien auf. (Anorthitgehalt: 27-32%.)

Der Mikroklin ist überwiegend xenomorph und lebhaft gegittert. Gemessener Achsenwinkel $2Vx = 80^{\circ}$. Die größeren Mikrokline sind mehr oder minder stark korrodierte Reste von ehemals offenbar idiomorphen Großkristallen, mit "wachstumsgeregelten" Plagioklaseinschlüssen, wie sie für den Weinsberger Granit typisch sind (vergl. G. FRASL, 1954). Sie gehören sicher dem vor-orbiculitischen Altbestand an und sind vom benachbarten Weinsberger Granit übernommen. Kleinere, mehr amöboid wachsende Mikrokline sind als spätere Generation aufzufassen. — An den Grenzen von Mikroklin zu Plagioklas ist häufig lebhafte Myrmekitbildung zu verzeichnen.

Der Quarz tritt vor allem in größeren Körnern und Korngruppen auf. Auch er ist zum überwiegenden Teil vor-orbiculitisch. Undulöse und zum Teil gefelderte Auslöschung weist auf eine überdauerte mechanische Beanspruchung hin.

Der Biotit findet sich zum Teil in groben Schuppen (z = dunkel rotbraun, y = rotbraun, x = blaß gelblichgrau) und ist dann oft mit Titanit und Erz verwachsen. Die Biotite der feinkörnigeren Gesteinspartien entsprechen denen der Orbicul-Hüllen und sind reich an kleinen Monaziteinschlüssen mit Strahlungshöfen. Nicht selten ist eine mehr oder minder weit fortgeschrittene Chloritisierung, verbunden mit Sagenitbildung beobachtbar.

Accessorien sind Zirkon, Monazit, Titanit, Orthit, Opake, selten Apatit; Sekundärbildungen außer dem schon genannten Serizit, Chlorit und Rutil, Epidot und ein wenig Karbonat.

II. Zur Genese des Orbiculits

1. Allgemeines

Die Frage nach der Genese der orbiculitischen Gesteine ist eng verknüpft mit der nach der Genese der granitisch-granodioritischen Gesteine überhaupt. Ebenso wie bei der Granitgenese ist die Hauptfrage bei den Orbiculiten zur Zeit noch immer: magmatische oder nicht-magmatische Entstehung? — oder sagen wir lieber: "Schmelzflußgestein" oder "Ultrametamorphit"?

Als den Hauptvertreter der Ansicht, daß die Orbiculite aus dem Schmelzfluß hervorgegangen sind, kann man wohl J. J. SEDERHOLM nennen. Seine meisterhafte Arbeit "On orbicular granites" von 1928 ist heute noch das grundlegende und zutreffendste Werk zu diesem Fragenkreis.

Nach der Zusammenstellung des Beobachtungsmaterials von zahlreichen fennoskandischen Orbiculitvorkommen gibt SEDERHOLM eine umfassende Kritik über die damals vorliegende Literatur und die bis damals publizierten Meinungen und Deutungsversuche zur Entstehung der sphärolitisch-orbiculitischen Strukturen in granitisch-granodioritischen Gesteinen. Er weist darauf hin, daß alle diese Strukturen auf ein gegen außen fortschreitendes Wachstum, von einem Zentrum oder Kern aus, zurückzuführen sind (exotropic structures). Die Kerne bestehen entweder aus einem Einzelkristall, einer Kristallgruppe, einem Gesteinsbestand, ähnlich der die Orbicule umgebenden Gesteinsmatrix, oder aus verschiedenartigen Fremdeinschlüssen (Xenolithen). - Den größten Wert legt SEDERHOLM auf die Feststellung, daß die meisten orbiculitischen Gesteine, und insbesondere die Orbicule selbst, von einem ganz eigenartigen Chemismus sind, welcher sich durch Reichtum an Al₂O₃, Na₂O und CaO, meist bei K₂O-Armut, auffallend von jenem der allgemein verbreiteten Schmelzflußgesteine unterscheidet. Nach dem Orbiculitvorkommen von Esbo (Finnland) nennt SEDERHOLM diesen eigenartigen Gesteinschemismus "esboitisch". Seiner Ansicht nach zeichnet sich solch eine esboitische Schmelze durch eine besonders hohe Viskosität aus, und diese deutet er auch als Hauptursache für die sphärolitisch-orbiculitischen Strukturen.

Ganz andere Wege in der Deutung der Orbiculite geht P. ESKOLA (1938). Ihn könnte man als den Hauptvertreter aller jener ansehen, welche die orbiculitischen Gesteine vor allem durch nichtmagmatische Prozesse entstanden denken. ESKOLA betont, daß Gesteine mit sphärolithisch-orbiculitischen Strukturen vor allem in Migmatisationsbereichen auftreten und erklärt diese Strukturen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, der damals in Skandinavien vorherrschenden Meinung über die Granitgenese entsprechend, als Produkte der Ultrametamorphose und der Granitisation in überwiegend festem Zustand.

ESKOLA geht jedoch leider nicht im Detail auf die wohlfundierten SEDERHOLM'schen Ansichten ein und einige seiner Dünnschliffbefunde sind anfechtbar. So etwa sein Deutungsversuch der "warp and weft" Textur SEDERHOLM's und der tangentialen Regelung der Glimmer der biotitreichen Zonen der Orbicule. — Nach ESKOLA ist es "fairly clear from microscopic observation that the schistosity of the biotit-rich zones is due to the crystallisation pressure of the plagioclase. The radiating lamellae have mechanically compressed the mafic crystals, part of which probably existed before the crystallisation of the orbicules". Schon SEDERHOLM hat 1928 ähnliche Vorstellungen von B. FROSTERUS abgelehnt und betont, daß der Biotit bei der Kristallisation der Orbicul-Hüllen durchaus keine passive Rolle gespielt hat. Auch aus meinen eigenen Dünnschliff bildern (vergl. insbesondere Abb. 4), welche in weitgehender Übereinstimmung mit den SEDERHOLM'schen Beschreibungen und Abbildungen stehen, und auch aus den von P. ESKOLA selbst präsentierten Mikrophotos läßt sich eine solche Deutung absolut nicht herauslesen. Auch hier ist vielmehr deutlich erkennbar, daß die Regelung der Biotite keineswegs durch mechanische Verdrängung (durch den Kristallisationsdruck der Plagioklase) zustande kam, wie es ESKOLA erklärt. Das radiale Längenwachstum des Biotits, welches subparallel zu dessen Prismenflächen verläuft, wäre mit dieser Vorstellung unvereinbar.

P. ESKOLA'S Ansichten über die Genese der Orbiculite folgt eine Reihe späterer Autoren wie A. SIMONEN (1941), zum Teil auch J. D. de JONG (1943).

Die Beobachtungen von de JONG an einem in Holland aufgefundenen Kugeldioritgeschiebe sind insofern für unser Vorkommen von Bedeutung, weil hier zum ersten Mal auf nach der a-Achse gestreckten und radial gerichteten Plagioklas und damit auf radiale Periklinlamellierung innerhalb der Orbicul-Hüllen hingewiesen wird. — Von de JONG wird allerdings (den Gedanken ESKOLA's folgend) angenommen, daß dieser Plagioklas einer metasomatisch gebildeten Feldspatgeneration zuzurechnen sei, welche ältere ungeregelte Plagioklaskörner und auch Hornblende verdränge. (Mit letzterer Angabe gehen unsere hiesigen Beobachtungen nicht konform.)

Eine eingehende Diskussion jüngeren Datums über die Genese von Orbiculiten findet sich in H. & G. TERMIER's "L'èvolution de la lithosphére" (1956). TERMIER bejaht darin die meisten Argumente früherer Autoren, welche für eine "magmatische" Entstehung der Kugelgesteine sprechen, schließt sich aber endlich doch der Meinung über eine metamorph-metasomatische Genese an, da er das von K. v. CHRUSTSCHOFF (1894) beschriebene Zusammenvorkommen von Nephelin und Quarz in Orbicul-Kernen des Kugelgranits von Ghistorrai (Sardinien) bei einer magmatischen Entstehung als nicht gut erklärbar erachtet. — Wenn man jedoch K. v. CHRUSTSCHOFF folgend diesen Kern als Xenolith auffaßt, so verliert dieses Detailproblem an Bedeutung, da es nur mittelbar mit der Orbiculbildung zu tun hat.

Als eine wichtige Arbeit sei zum Schluß die Publikation von J. GROLIER (1961) erwähnt, welcher bei den Orbiculen seines Kugelgranits von Tisselliline eine zentripetale Einwanderung von Na zum Kern und ein zentrifugales Abwandern von K, Fe und Mg in die Zwischenmasse feststellt. — Auffallende Analogien dazu finden sich bei unserem Vorkommen.

2. Spezielles

Auf Grund der weiter oben unter I angeführten Beobachtungen lassen sich bezüglich der Genese unseres Kugelgesteins folgende Aussagen machen:

Die Orbicule gehören dem "allothrausmatischen Typ" an.

Die Kerne unserer Kugelgebilde sind umschlossene, vom Nebengestein her übernommene und mehr oder minder stark umgewandelte feste Fremdkörper. Die Denkmöglichkeit, daß die Feldspat-Kerne etwa im Innern der Orbicule gewachsen wären, läßt sich ausschließen. Dies zeigen besonders deutlich die Beobachtungen an jenem öfters erwähnten Kern des auf Phototafel 1, oben, abgebildeten Orbiculs: Der Kern besteht heute nur mehr zu etwa 22% aus Mikroklin. Der Kalifeldspatanteil beschränkt sich auf einige xenomorphe Flecken im Innern des Kerns. Trotzdem ist die Kernform die eines ideal ausgebildeten Karlsbader Zwilling-Kristalls. Es handelt sich also ohne Zweifel um eine unvollkommene Pseudomorphose eines Oligoklas-Quarz-Korngefüges nach einem großen Kalifeldspatzwilling.

Auch der im Kern befindliche Biotit weist in die gleiche Richtung: Diese großen, ziemlich titanreichen (lebhafte Sagenitbildung), sonst jedoch relativ einschlußarmen Biotitschuppen stehen in Übereinstimmung mit den Biotiten des Weinsberger Granits, unterscheiden sich hingegen wesentlich von den kleinschuppigen, an Monaziteinschlüssen reichen Biotiten der Hüllzonen und des feinkörnigen Feldspat-Biotit-Gemenges der Orbiculitgrundmasse. Der Biotit der Feldspat-Kerne ist also als ehemaliger Feldspateinschluß und als solcher vom Weinsberger Granit her übernommen aufzufassen.

Wie schon erwähnt, sind in den jüngeren variszischen Intrusivgesteinen unseres Gebietes Xenolithe von Weinsberger Großfeldspaten nicht selten anzutreffen. Anderseits ist auch bei Kugelgesteinen die Orbiculbildung um feste Fremdgesteinsfragmente eine weitverbreitete Erscheinung, auf welche schon K. v. CHRUSTSCHOFF (1894), B. FROSTERUS (1896) und andere hingewiesen haben.

Es handelt sich also bei unseren Orbiculen um allothrausmatische Typen nach der Einteilung von LOEWINSON-LESSING & VOROBJEWA (1929).

Die Orbiculbildung ist "magmatogen".

Die Kristallisation der konzentrischen Hüllen um den Orbicul-Kern, also die eigentliche Orbiculbildung, erfolgte sicherlich in einem schmelzflüssigen Zustand: Der feste Kern bildete dabei das Kristallisationszentrum, um welches sich die Oligoklase nach den kristallographischen Richtungen des Kern-Kristalls orientiert gruppierten. Der Biotit der Orbicul-Hüllen dürfte etwa gleichzeitig mit dem Oligoklas auskristallisiert sein, worauf die im Schliffbild sichtbaren Struktureigenheiten hinweisen. Wie bereits diskutiert, kann das eigenartige, an einen Symplektit erinnernde Oligoklas-Biotit-Gefüge, das weitgehend der "warp and weft" Struktur SEDERHOLM's entspricht, keineswegs als metamorphe Differentiation (entsprechend ESKOLA, 1938), sondern nur als ein Kristallisat aus einer Schmelze (entsprechend SEDERHOLM, 1928) aufgefaßt werden.

Das orbiculitische Gestein ist hybrid-migmatisch.

Die makro- und mikroskopischen Untersuchungen ergaben, daß der Orbiculit von ausgesprochen migmatischem Charakter ist, und zwar von der Art, daß die Schmelze reich war an festen Bruchstücken, Kristallgruppen und Einzelkristallen, welche vom Nebengestein, dem Weinsberger Granit, herrühren. Eine Orbiculbildung erfolgte nur dort, wo um einzelne größere Fremdkörper (hauptsächlich Kalifeldspat-Einzelkristallen bzw. -Zwillingen) genügend Schmelzflußmaterial vorhanden war. Wo die Nebengesteinsrelikte zu dicht lagen, konnte sie offenbar nicht stattfinden. Der Grenzbereich dieser beiden Milieus charakterisiert Phototafel 2, Fig. mitte rechts, mit der halbkugeligen Orbicul-Mißbildung.

Der "magmatogene" Anteil des Orbiculits hat esboitische Zusammensetzung.

Wenn man die makro- und mikroskopisch deutlich erkennbaren Nebengesteinsrelikte ausscheidet, erhält man einen sehr quarz- und kalifeldspatarmen Mineralbestand mit einer sehr starken Oligoklas-Vormacht. Obwohl chemische Analysen noch ausstehen, läßt sich schon auf Grund der Integrationsanalyse mit Bestimmtheit sagen, daß diese Gesteinszusammensetzung im Chemismus weitgehend dem "esboitischen Magma" SEDERHOLM's entspricht.

Im Zusammenhang mit der Orbiculbildung wurden die Orbiculkerne von einer Na (+Ca)-Metasomatose ergriffen.

Die Plagioklase in den Orbicul-Kernen sind, wie schon gesagt, in der Hauptsache Neubildungen. Wohl weisen, wie bekannt, auch die Kalifeldspate des Weinsberger Granits einen erheblichen Anteil an Plagioklaseinschlüssen auf (vergl. G. FRASL, 1954, G. KUBAT, 1962), dieser überschreitet jedoch kaum jemals 20 Volumenprozente des Wesentlichkalifeldspats. Der überwiegende Teil der in den Orbicul-Kernen vorhandenen Plagioklase ist also auf eine Umwandlung des Mikroklins in Oligoklas zurückzuführen. Dabei sind diese Plagioklase in dem Kalifeldspat-Wirt, auf dessen Kosten sie gewachsen sind, gesetzmäßig kristallographisch orientiert. Diese Orientierung erfolgte vorzugsweise homoaxial zu der des Mikroklins. Nur wenige Plagioklas-Körner, welche offenbar anders gelagerte, präexistente, nach den Wachstumsflächen des Mikroklins geregelte Einschlußplagioklase als Kristallisationskern benützt haben, sind nur "flächenorientiert".

Wir haben also eine möglichst kristallgittergerechte Verdrängung von Kalifeldspat durch Oligoklas vor uns. Dies beweist eine Einwanderung von Na und Ca in Richtung Kern und eine zentrifugale Migration von K, ein Vorgang, wie er ähnlich schon von G. GROLIER (1961) an den Orbiculen seines Tisselliliner Granits erkannt wurde.

Zugleich und fortschreitend mit dieser "Oligoklasierung" des alten Wesentlichkalifeldspats erfolgte auch eine Neubildung von Quarz, welche, zumindest teilweise, durch das bei der Kalifeldspat \rightarrow Plagioklas-Umwandlung freiwerdende SiO₂ gedeckt ist.

Wann dieser metasomatische Umwandlungsprozeß der Orbicul-Kerne vor sich ging, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, höchstwahrscheinlich jedoch bei der Orbiculbildung selbst, da an frei in der Grundmasse schwimmenden Kalifeldspat-Relikten keine gleichartigen Umwandlungserscheinungen gesehen wurden (dort findet sich hingegen sehr lebhafte Myrmekitbildung!!).

3. Zusammenfassende Schlußbemerkungen

Die Beobachtungen an unserem Kugelgestein stimmen in vielen wesentlichen Punkten mit den Ausführungen SEDERHOLM's (1928) überein und seiner Ansicht über eine "magmatische" Entstehung der Kugelgesteine kann nur beigepflichtet werden. Anderseits trifft die Feststellung ESKOLA'S (1938), daß die meisten orbiculitischen Gesteine Migmatisationsbereichen zugehören, auch für unser Vorkommen zu; außerdem ist ein gewisser Anteil an metasomatischen Prozessen bei der Orbiculbildung nachweisbar.

Von besonderem Interesse ist die meines Wissens erstmals in unserem Kugelgestein gefundene Erscheinung, daß sich die Plagioklase in den Orbicul-Hüllen kristallographisch nach den im Kern befindlichen Xenokristen orientieren.

Literaturhinweise

- CHRUSTSCHOFF, K. v. (1894): Über holokristalline makrovariolithische Gesteine. Mem. Acad. Sc. St. Petersbourg, Serie VII, Tome XLII/3.
- ESKOLA, P. (1938): On the esboitic crystallisation of orbicular rocks. Journ. of Geol., Vol. XLVI, No. 3, Part II.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B. A. Wien, Bd. 97.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRYZKA, K. u. E., ZIRKL, E. u. SCHADLER J. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A. Wien, 1965.
- FROSTERUS, B. (1896): Über einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finnland. Bull. Comm. geol. Finl. No. 4.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. Verh. Geol. B. A. Wien, 1962, H. 1.
- GROLLER, G. (1961): Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central). Comp. rend. Soc. geol. France, Serie VII, Tome 3.
- de JONG, J. D. (1943): Ein Kugeldioritgeschiebe von Eext (Provinz Drente, Niederlande), -- N. Jb. Min. etc. Mh., Abt. A, 1943.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — Tscherm. Mitt. 38/1965.
- LOEWINSON-LESSING, F. & VOROBJEWA, O. (1929): Contribution to the knowledge of orbicular structure in igneous rocks. — Comp. rend. Acad. Sc. USSR. 1929.
- SEDERHOLM, J. J. (1928): On orbicular granites, spottet and nodular granites etc. and on the Rapakivi texture. — Bull. comm. geol. Finl. No. 83.
- SIMONEN, A. (1941): Orbicular rocks in Kemijärvi and Esbo. Bull. comm. geol. Finl. No. 126.
- TERMIER, H. et G. (1956): L'évolution de la lithosphère (I). Masson & Cie., Paris VI., 1956.
- THIELE, O. (1963): Übersichtsbegehungen auf Blatt Perg (34). Verh. Geol. B. A. Wien, 1963, H. 3.



Photo-Tafel 1: Durchschnitte einiger Orbicule aus dem Kugelgestein bei Pabneukirchen, OÖ. (Erläuterungen hierzu im Text).



Photo-Tafel 2: Durchschnitte einiger Orbicule und Gesteinspartien aus dem Kugelgestein bei Pabneukirchen, OÖ. (Erläuterungen hierzu im Text).

Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (NO.)

Von Georg ROSENBERG, Wien *)

Mit 1 Tafel

Inhalt

Sector Se	leite
Isammenfassung	109
inleitung	111
ır Schichtkunde	112
ektonik	122
arte und Profil	al 1

Zusammenfassung

Eine, mit Ausnahme des von B. PLÖCHINGER übernommenen Oberkreide-Südrahmens, zum Großteil in 1:5000 neu aufgenommene Karte des westlichen Höllensteinzuges im Maßstab von 1:7500 wird vorgelegt. Sie setzt die "Kaltenleutgebener" Zentrums-Karte (Jahrb. 1965, Tafel 1) und die der "Langenberge-Höllenstein" (Jahrb. 1961, Tafel 28), an letztere anschließend, gegen Südwesten fort und umfaßt die Einzugsgebiete des Vogelgrabens, der Täler von Wildegg und des oberen Sparbaches zum Mödlingbach.

Das damit nun auch im Raum Kreuzsattel-Wildegg-Mödlingbach gebotene, gegenüber den Darstellungen von SPITZ (1910) und SOLO-MONICA (1934) reichhaltigere Bild ermöglicht eine den Ergebnissen der bisherigen Spezialkartierungen des Höllensteinzuges adäquate tektonische Deutung dieses schwierigen Reststückes.

Wie schon 1965, auf Tafel 2 angedeutet, greift im dargestellten Gebiet der Grenzausstrich Lunzer/Frankenfelser Decke weit gegen Süden und Südwesten aus. Zum Mödlingbach schwenkt er wieder westlich. SOLO-MONICAS Grenzzug um den Kieselkalk-Sporn der Langenbergbucht Neuweg-Rotes Kreuz-Sulzberg-Ost ist zu streichen.

Die Front der Lunzer Decke ist von zwischen dem Kreuzsattel und der Jakobsquelle an (Rosenberg 1961), am Speckkammerl, über den Sparbach, am Höppelberg und über die Kote 451 (Alleeberg-Südost)

109

^{*)} Adresse des Verfassers: A 1190 Wien XIX., Hauptstraße 43.

im Großen gegen Westen zu gerichtet, am südlichen Alleeberg, bis zum Mödling bach wieder normal gegen Norden.

Diesem großräumigen Zurücktreten der Lunzer Decke gegen Südosten entspricht, bei im Alpinen Streichen verharrender Kalkalpen/Flyschgrenze, eine bedeutende flächenhafte Verbreiterung des Frankenfelser Decken-Areals im Nordwestsektor des Kartengebietes gegen den Mödling bach hinunter.

Sigmoidale Rückkehr eines Lunzer Anteiles als Rahmenstück der Langenbergbucht, in West um diesen Frankenfelser Sektor, östlich vom Mödlingbach (SPITZ, SOLOMONICA), ist nicht erweislich, wenngleich, in bescheidenem Rahmen (Rohrkogel-Einheit MATURAS) nicht auszuschließen.

In der Lunzer Decke des Kartengebietes war wieder ein bisher unbekannt gebliebener fossilbelegter Mitteltrias-Aufbruch auszumachen. Der nicht unbedeutende Kern-Schlitz in der Höllensteinantikline, der letzte und westlichste seiner Art, öffnet sich von Nordosten her nordöstlich vom Speckkammerl gegen den Jakobsquellen-Graben zu und taucht an ihm unter. Lunzer und Opponitzer Schichten, als Rahmenteile, sind zu erspüren.

Im Abschnitt Jakobsquelle-Wildegger Täler ist die Lunzer Front vielfach, auch kräftig, aus- und eingebuchtet.

Das Speckkammerl, Kote 594 mitsamt seinem Nordsporn, Kote 580, ist eine westvorgestoßene Halb- Deckscholle der Lunzer Decke über der Frankenfelser.

Zwei tief den Schollenbereich anschneidende Buchten, im oberen Jakobsquellen-Graben und am Sparbach, südlich unter dem Speckkammerl, sind Halbfenster der Frankenfelser Decke, Bestände aus deren Innenstrang, der des ersteren bisher überhaupt nicht kartiert gewesen, der am Sparbach in absolut typischer Frankenfelser Fazies.

Im Strich Höppelberg-Hegenberg hebt die Flösselmulde der Lunzer Decke an breiter Querfront gegen Westsüdwesten axial aus, so daß im südlichen Bereich des Höppelberges die Höllenstein- und die Teufelsteinantiklinale der Lunzer Decke vereint erscheinen. In West über das Wildegger Tal, bis an den Mödlingbach, geht vornehmlich nur mehr das Süd-Dach der Teufelsteinantiklinale.

An ihm, beiderseits des Wildegger Tales, hängen, im Abstieg zur Gießhübler Mulde, der isolierte Neokom-Streifen vom Südfuß des Hegenberges, das Cenoman des Kalkfeldes, die Gosau um Kote 455 und das Cenoman des Hochfeldes (PLÖCHINGER).

Das am Osthang des Höppelberges aushebende Neokom der Lunzer Flösselmulde hat also keinerlei Beziehung zum Neokom-Streifen am Nordwestfuß und zum Neokom in Süd am Alleeberg. Diese gehören dem Frankenfelser Innen(Süd)-Strang an.

Die theoretisch primär zu erwartende Gegebenheit, aushebende Teilstücke der Lunzer Außenfront müßten weitere alpeninnere Teile der Frankenfelser Decke freistellen, erscheint kaum verwirklicht, dader von Kaltenleutgeben herziehende Frankenfelser Innen-Strang (die "Liesingmulde" SPITZ") die Lunzer Front bis zum Mödlingbach förmlich nachzieht. Da aber auch die Lunzer Decke vom Hauptkamm des Höllensteins gegen Südwesten zieht (ROSENBERG 1961) und gegen Süden ausbiegt, bleibt ein gewisser Gleichsinn im Streichen beider Komplexe erhalten. Noch in Süd am Alleeberg vollziehen der Frankenfelser Süd-Strang und sein Lunzer Dach die dort eingeschlagene West-Wendung zum Mödlingbach gemeinsam.

Im Raum über Wildegg müssen weite Teile der über der Frankenfelser Decke gelegen gewesenen Lunzer Staffel abgetragen sein.

Westseitig am Alleeberg entwickelt sich die große nordnordwestwärts streichende Frankenfelser Mulde (SPITZ, SOLOMONICA, MATURA), die den Raum Hubertushof(— Südost)/Rohrkogel(— Ost)/Sulzberg (— Westfuß) einnimmt.

In diesem Nordwestsektor der Karte, einem ansehnlichen Teilgebiet des West-Rahmens der Langenbergbucht, spielt tektonische Vergitterung des Allgemeinen Streichens mit der Querstellung dieses Abschnittes, dessen Lineatur einem Verformungsplan (MATURA) entspricht, der, vornehmlich von Westen her wirkend, den West-Rahmen enger zur Bucht geklappt haben mag.

Seine Elemente stellen den bedeutenden flächenhaften Zuwachs an Frankenfelser Bestand im Nordwestsektor der Karte, wie wir solchen weiter im Osten, zumindest bis westlich von Kalksburg, nicht kennen. Die nordfrontale Frankenfelser "Randwelle" der Zwischenstrecke ist kein Faltenwurf gleicher Position.

Einleitung

Der westliche Höllensteinzug ist in Wien nicht so bekannt, wie Kalksburg-Kaltenleutgeben, aber auch klassischer Boden. STUR war es, der bei seiner Kartierung den "Gosauorbitulitensandstein", das Cenoman, von Sittendorf entdeckte, BITTNER bekrittelte die Eintragung, TOULA hat seine "Wiener Spaziergänge" auch auf unseren Raum erstreckt.

Über ein halbes Jahrhundert ist die "SPITZ-Karte" der großmaßstäbliche "moderne" Anhalt in diesem Gebiet geblieben. Daß sie es bleiben konnte, ist ihr Zeugnis.

SOLOMONICAS Schwarzkopie konnte die Cenoman-Gosau-Aufarbeitung der Rhät-Jura-Vorkommen an der (heutigen) Lunzer Westfront am Höppelberg und die Liasfleckenmergel von Wildegg verzeichnen. Sein, nun gestrichener, Deckengrenzzug trifft unseren Raum nur peripher.

Aus jüngster Zeit gibt es eine ausgezeichnet gelungene Kartierungsübung von A. MATURA, die den Westteil des Gebietes mitumfaßt ¹).

1964 schließlich, brachte die große Gießhübler Kreide—Paleozän-Arbeit B. PLÖCHINGERS, deren Cenoman—Gosau-Anteil meines Süd-Rahmens übernommen werden konnte²). Nur der Transgressionsrand der Nordseite wurde neu begangen.

¹) Von der mir Dr. MATURA liebenswürdigerweise eine Kopie zur Verfügung stellte.

²) Da mir der Autor dankenswerterweise Einsicht in seine Original-Manuskripttafeln gewährte, die im Westen über die publizierte Karte hinausgehen, konnte auch das Hochfeld nachgezeichnet werden.

Zur Schichtkunde

Was diese betrifft, ist hier nur mehr auf die in 1965a angezogene große Literatur, auf 1965a selbst und 1966 zu verweisen. Im folgenden wird daher bloß Rechenschaft über Neues und Wesentliches aus dem Kartengebiete erstattet.

Der neuerkannte Aufbruch von Mitteltrias unter der Jakobsquelle, gegenüber vom Speckkammerl (präzise Lokalisierung, 1966) weist typische Lunzer-Ausbildung, Ladin in Reiflinger-Fazies auf. Gutensteiner Kalk, vielfach die charakteristische, stets lockere, Gracilis-Spreu, Brachiopoden und Gastropoden, leitend, in der engen "Knollen"-Packung der Cimego-Fazies, *Coenothyris vulgaris* Schl., Pelson gesichert. Das Anis zum Teil noch umgebend, unter Lunzer Schichten, daher im Hangendanteil Ladin, p. p. Cordevol, Reiflinger Schichten, Hornstein-durchwachsener Reiflinger Kalk und kleinknolliger dickplattig-gebankter Reiflinger-Heller Partnachkalk, Obercordevol; in diesem, kleiner alter Steinbruch, im unteren Eck der Wegegabelung (Steinbruchs- und Fallzeichen!).

Karn, Lunzer Schichten, winzige Sichel an der NW-Flanke der Mitteltrias, an der Gegenseite möglichweise auch emporkommend, im Graben unten, über dem einschießenden Ladin, Lunzer Sandstein in langem Schwemmkegel-Naßgallen-Bereich, mit "Q", dem tieferen Austritt im Jakobsquellen-Graben, ander Kegel-Wurzel, sichtlich durch die Sandsteinlage bedingt (Die Jakobsquelle im Grabenursprung oben, am Cenoman-Sandstein der Frankenfelser Decke).

Opponitzer Schichten und oberkarnische, bis unternorische, Rauhwacken bilden einen O/SO-Rahmen, im Graben, unterhalb der Lunzer, Rauhwacken allein, ein SW-Rahmenstück. Rotbunte Typen, milde, licht gelbgraue Mergelkalke, verbreitet Tuvalischer Oolith, dunkelgrauer, rötlich und gelb anwitternder feinoolithischer Kalk, alle dünnplattig ("Opponitzer Platteln") stellen die typische Opponitzer Vergesellschaftung.

Frankenfelser Rauhwacken finden sich am Sporn NO, sowie O von Neuweg, ein großer Frankenfelser Rauhwacken-Schwarm überquert vom südlichen Hausberg her die Region NNW unter dem Gipfel des Alleeberges, im ganzen gut im allgemeinen Streichen (Karte). Die stratigraphische Stellung des riesigen Frankenfelser Zuges von hochgelben Rauhwacken im Strich Rohrberg(-SO)—Rotes Kreuz und der Rauhwacken oberhalb von Rohrberg selbst, ist ungeklärt (Rhät-Nähe!). Es könnte sich um die Ybbsitzer Rauhwacke handeln. Sie steht im namensgebenden Gebiet im Frankenfelser Bereich (TRAUTH, TOLLMANN)³).

Im Hauptdolomit vom Rohrkogel fand sich Worthenia contabulata Costa (MATURA, ROSENBERG, 1965b). Das ist norisch! (Fossilzeichen mit "W", im Vogelgraben).

Rhät in Kalk-Fazies wiegt in beiden Decken vor, Bemerkenswertes bietet nur das der Frankenfelser Decke.

Wie anderwärts im Höllensteinzug, tritt schon im Frankenfelser Bereich Riff-Bildung auf. Korallenrasen ist im Gebiet in dieser Zone sogar

³⁾ Aber nicht im "Lexique".

häufig. Ein kräftiger Riff-Stotzen unterbaut OSO-seits Kote 533, N Wildegg (Fossilzeichen, Fallzeichen steil NNW).

Im Rhät des Alleeberges, unter dem Rücken zum Roten Kreuz, etwa 70 m SW der Kotenkuppe 516, S der Schneise, die von ihr gegen SW hinabzieht, fanden sich die auch im "Kirchenbruch" von Adnet vorkommende große Varietät von "*Thecosmilia clathrata*" und *Dimyopsis intusstriata* Emmr. Es liegt etwa Mittelrhät vor. Von N unter Kote 533, N Wildegg, stammen eine *Rhätina pyriformis* (Suess) und *Isocrinus propinquus* Münster.

Erstmalig ausgeschieden erscheinen die Schattwalder Schichten, Schattwalder Lettenschiefer des Gebietes; die Regenfluten von 1964/65 hatten sie wohl besser hervortreten lassen. Ein schon durch Hangfeuchte im Bereich dieser Tonschiefer auffallender größerer Ausstrich liegt am SW-Hang des Sulzberges. N über dem Ausstieg aus der großen Steil-Rachl NO Rohrberg, ein kleinerer, gleich NW von ihm und weitere, NW von Kote 533. oberhalb von Wildegg (Karte). Der interessanteste jedoch, in einem Profil, gerade schon etwas außerhalb der Karte, an der dem unteren Sulzberg-W-Hang an der Waldgrenze entlangziehenden Forststraße⁴), wo, von S nach N, über Hauptdolomit eine fossilführende Folge von rotbunten Schattwalder Lettenschiefern und grauem Kalk der Grenzregion des Rhäts gegen den Lias aufgeschlossen sind. Auch ein roter kieselig-"rissiger" Sandstein ("Kieselkalk"-Fazies!) und ein gelber Sandkalk kommen vor. Merkwürdig ist daran höchstens das Ausfallen einer distinkten Rhät-Vertretung unter dem Schattwalder Horizont. Umso eigenartiger ist die Fossilverbreitung. Die Graufazies im Hangenden führt Rhätavicula contorta Portl., Pecten (Chlamys) acuteauritus Schafh., vor allem aber häufig eine Plicatula ex aff. hettangiensis Terqu. Diese Form scheint auch in der Schattwalder Rotfazies und, deutlich, in diesem gelben Sandkalk auf den man überall in dieser Region zu den Kalksburger Schichten stellen würde; wohin diese Hettangien-Plicatula ja auch gehört. Ihr Auftreten in Schattwalder Schichten und mit so hoch liegender Rhätavicula contorta ist aber doch sonderbar, wenngleich letzteres auch aus den, den Kalksburger Schichten faziell äquivalenten tiefliasischen Garlandschichten des Westens berichtet wird; wozu dort noch zwei gute Rhätformen treten. Die ganze Situation erinnert begrifflich an den "Infralias" der Alten. Wir haben jedenfalls die Region um die Rhät/Lias-Grenze vor uns, mit dem für die Frankenfelser Fazies charakteristischen ungebrochenen Übergang.

Die Schattwalder Schichten sind im namensgebenden Gebiet so etwa in das Mittelrhät zu stellen (ROSENBERG, Triastabelle). Es mehren sich aber Anzeichen, daß diese Rotfazies nicht überall in gleicher Höhe auftritt. Da ist zunächst an die eigene Diskussion (1961) über die rotbunten "Hettangienschiefer"-Schattwalder Schichten von Kalksburg zu erinnern, die im klassischen Profil der (heutigen) Zemlinskygasse⁵) ursprünglich, nach Vergleich mit karpatischen Verhältnissen, als an der Hettangien-Basis liegend angesprochen worden sind (ROSENBERG), vielleicht aber eben hohes Rhät sind. Aus der Allgäu-Decke des Tannheimer Tales in Nordtirol werden Schattwalder Schichten als an der Basis unterliasischer Fleckenmergel

⁴) N "Res.", bei Rohrberg, etwas N des auf der Karte punktierten Stückes, an dem Rhät mit Fallzeichen und, an der Kartengrenze, Hauptdolomit eingetragen sind.

⁵) Zumindest bis vor kurzem noch wohl erhalten.

liegend berichtet (BESLER) und vom Nordrand der Vorkarwendel-Mulde, bei der Tölzer Hütte, eine derartige, mit Vorbehalt zu den Schattwalder Schichten gestellte Rotfazies, unter tiefstem Lias (ULRICH). Das ist Lechtal-Decke, womit diese Fazies als Leithorizont für Tiefbajuvarikum—Allgäu— Frankenfelser System einigermaßen entwertet erscheint. Es dürfte sich vielfach um die rote Rhät/Jura "Grenzschicht" D. RICHTERS handeln.

Eine Sonderausbildung des Rhät der Frankenfelser Decke im Gebiete sind die von SOLOMONICA entdeckten, 1934, S. 15, unter seinem Rhät-"Typus VI" beschriebenen "Koninckinenmergel" von Neuweg, "wo im Bachbett knapp unterhalb des" (aufgelassenen) "Wirtshauses schwärzliche tonreiche Mergel mit Koninckinen anzutreffen sind"; Bestimmung, 1. c, S. 19: Koninckina rhätica Guemb.

Bei der außerordentlichen Seltenheit von Koninckinen im alpinen Rhät — der Foss. Cat. bringt außer der Obgenannten nur noch die *austriaca* ist das biofaziell gewiß von Interesse.

Das Vorkommen ist auch heute noch gut aufgeschlossen und einigermaßen beweiskräftig fossilführend; eine Form ließ sich auf die "Koninckina" beziehen. "Knapp" unterhalb des ehemaligen Wirtshauses überschreitet allerdings der Hauptdolomit-Zug vom Rücken Neuweg-NO-Hausberg den Sparbach und engtseinen Einschnittstark ein. Die sichtlich gemeint gewesene Stelle liegt doch schon etwa 200 m unterhalb des ehemaligen Wirtshauses Neuweg, am rechtsufrigen Steilhang, unten, knapp über dem Bach 6), wo solche "Mergel", mittelsteil nordwestfallend, anstehen; auch ein wenig bachaufwärts ziehen sie noch durch (Karte, Meßstelle mit Fallzeichen, Fossilzeichen). Es sind bleigrau-"schwärzliche", auch dünn aufblätternde tonreiche Kalkschiefer, die sich durch höheren Kalkgehalt und größere Festigkeit leidlich von den vielfach auch so "schwarzen" Frankenfelser Alb-Schiefern unterscheiden, wie solche ja etwas weiter unten am Sparbach, fossilbelegt, anstehen 7). Am unteren der beiden Wege, die südwestlich über dem Bach den Hang queren, ziehen, scheinbar etwas höher im Rhät-Profil, dünnplattige mittelgrau-bräunliche Kalkschiefer durch, die sichtlich einen schon viel stärker kalkigen Typus dieser pelitischen Fazies repräsentieren. Eigentliche "Kössener Mergel" sind beide Kalkschiefer nicht, fallen aber als Sonderausbildung in deren Variationsbreite.

Die Stellung dieser Lagen im Rhät-Profil ist kaum abzuschätzen. Vor allem deshalb, weil im stratigraphisch Hangenden zunächst etwas Kieselkalk zu spüren ist und weiterhin das Profil von übergreifender Mittelkreide geschnitten wird, so daß man nicht weiß, was vielleicht an Rhät-oben fehlt. Was Rhät-unten anbelangt, so scheinen die Lagen nicht direkt an seiner Basis zu liegen.

Lias ist in der Frankenfelser Decke des Kartenraumes ausschließlich in "Cephalopodenmergel" ("Grau")- und "Sandig-toniger" Fazies entwickelt: Kieselkalk, Kalksburger Schichten, Liasfleckenmergel (Allgäu-Schichten).

Der in der Frankenfelser Außenzone des Höllensteinzuges "allgegenwärtige" Kieselkalk zieht im Gebiete nur als Ableger aus der nordrandlichen Langenbergbucht gegen das Rote Kreuz zu, wo er abgeschnitten

⁶) Oberhalb der Brücke, gegenüber der freistehenden Scheune.

⁷) Da das "schwarze Alb" der Frankenfelser Decke damals, SOLOMONICA, kein Begriff sein konnte, blieb er unbeirrt und traf mit Kössener Mergeln das Richtige!

erscheint. In der Senke W unter diesem fand sich im Bereich der vorerwähnten gelben Rauhwacken ein gelber Spatkalk, ganz durchsetzt mit Hornsteinbrocken: Kieselkalk-Sekundärfazies greift auf Obernor, wenn nicht oberes Karn—Unternor. Im Westsektor tritt Kieselkalk nur ganz sporadisch auf (Karte).

Dort ziehen, als breites Fazies-Band, Kalksburger Schichten und Liasfleckenmergel in stetem Wechsel vom oberen Vogelgraben, W an Rohrberg vorbei über die großen Felder O/OSO Hubertushof. Die Kalksburger Schichten, wie auch sonst so vielenorts im Höllensteinzug, nicht leicht vom Cenoman-Sandstein zu unterscheiden, sind in diesem Zuge wenigstens lokal einigermaßen fossilcharakterisiert.

Besser steht es mit Lias-Belegen für die Fleckenmergel der Karte. Im Raum SW-NW-NO von Wildegg, wo sie SOLOMONICA (aus SPITZ' veralteter Sammelsignatur) erstmalig abgeschieden hat (1934, Tafel III, Text: S. 36, 69 und 104), scheint auf Grund einer allerdings nicht absolut zu sichern gewesenen Bestimmung (SOLOMONICAS), die sogar direkt auf die Angulata- (alpin Marmorea-Megastoma)-Zone weist, Oberes Hettangien, $\alpha 2$, vertreten zu sein, was Untere Ältere Allgäu-Schichten (JAKOBSHAGEN) ergäbe. Diese Züge entsprechen übrigens, ihrer Lage nach, den fossilreichen Liasfleckenmergelkalken der Oberen Kälberhalt bei Kaltenleutgeben. Ein bei vorliegender Aufnahme geglückter Cephalopodenfund ferner, im isolierten schmalen Fleckenmergel-Schlitz des südlichen Alleeberg-WSW-Hanges, NNO der Kote 476, an der Forststraße (Fossilzeichen), zeigt sicheres Sinémurien—Unteres Pliensbachien, α 3— γ , in erster Linie Sinémurien, α 3-- β 3, an, wonach es sich da also ebenfalls um Untere Ältere Allgäu-Schichten handelt. Eine dort im Verband angetroffene schmale Lage von Kalksburger Schichten verifiziert den Fazieswechsel. Der auf Mittellias weisende Brachiopode SPITZ' war nicht aus den Wildegger Zügen (SOLOMONICA), weil SPITZ südwestlich vom Alleeberg angibt.

Die im Westsektor auftretenden Liasfleckenmergel (Karte), insbesondere die ONO an Rohrkogel, zeugen für Frankenfelser Bestand in dieser tektonisch heiklen Grenzposition.

In der Front der Lunzer Decke am Höppelberg ist Lias "deckenfaziell"gerecht durch Hierlatzkalk vertreten, doch ist primärer Verband kaum einem dieser räumlich auch sehr beschränkten Vorkommen zu eigen; schon SPITZ vermutete und SOLOMONICA wußte um die chaotisch auflockernde Aufarbeitung durch die Oberkreide-Transgressionen in dieser Zone.

Frankenfelser und Lunzer Lias-Fazies kommen einander im Schnitt über das obere östliche Wildegger Tal-Höppelberg auf etwa 200 m nahe.

Als Callovien-Vilser Kalk wurden mehrfach Vorkommen signiert, die, sei es durch ihre Lage in Serien des Frankenfelser Innenstranges, sei es in einem der Frankenfelser Decke zugeschriebenen Bereich und durch vorwaltend entsprechende lithologische Beschaffenheit eine solche Einstufung auch nach der "GEYERschen Regel"⁸) zu rechtfertigen schienen; die Alternative "Mühlbergkalk", wiewohl offen, ist nicht gleichrangig.

⁸) "Kalkalpen Enns—Ybbstal", Jahrb. Geol. R.-Anst., 1909, S. 56: "...erweisen sich die im Gebiete der Voralpenregion, woselbst ... Flockenmergel mächtig entwickelt sind, auftretenden lichtroten Crinoidenkalke in der Regel als Vilser Kalk". Er ist aber durchaus nicht immer lichtrot.

Was diese Gesteinsbeschaffenheit anbelangt, so gibt es wohl bei Windischgarsten (Gunst) und Weyer grob- und ganz grobkörnige Typen, aber Feinkörnigkeit gilt als für Vilser Kalk charakteristisch (TRAUTH).

So führt die auf Kote 485,0 des Überganges Wildegg-Neuweg, in dichtem Jungwald verborgene, dem Frankenfelser Innenstrang angehörige Ober-Dogger-Malm-Serie⁹) die für Vilser Kalk typische, feinkörnige dunkelfleischrote Crinoidenkalk-Varietät, sowie licht-fleischroten, grobspätig geäderten feinkristallinischen Kalk und besonders feinkörnig ist der von Cenoman-Breccie ergriffene Crinoidenkalk im Vogelgraben (Karte) (Aufarbeitung ?).

Zum großen Teil feiner körnig, also nicht grobspätig wie Hierlatzkalk, wenn er, wie meistens, als reine Crinoidensandbildung auftritt, ist die lange Crinoidenkalk-Lage am verflachenden ONO-Hang des Rohrkogel-ONO-Rückfallskegels, bei der die Frage Vilser (so signiert) oder doch Hierlatzkalk von tektonischer Bedeutung ist. Sie führt Hornstein, leider auch kein entscheidendes Merkmal (Liashornsteinkalk!), doch kann das in Beziehung zum begleitenden Jurahornsteinkalk gebracht werden; es fand sich nur eine Rhynchonella sp. indet. SPITZ bezeichnete dieses Vorkommen als "sehr sandig"; was das zu bedeuten haben könnte, muß offen bleiben.

Verdacht auf den Mühlbergkalk erweckten nur wenige unbedeutende Vorkommen im Frankenfelser Bereich, außerhalb der als Vilser Kalk signierten Stücke.

Der lokal etwas reichere Oberjura-Schichtbestand der Lunzer Decke des Gebietes, mit einer Andeutung von

Malm-,,Basis"-Breccie des in den Nordkalkalpen Klastika-reichen Spatiums Oxford—Unteres Kimmeridge, in vorstehender Schichtbezeichnung als Basis Kimmeridge angegeben ¹⁰), und einer Lage von

Acanhicum-Knollenkalk des höheren Unter-Kimmeridge, bedingt eine leichte Lunzer Eigenständigkeit.

Jurahornsteinkalk und Jurakalk i. A. findet sich als Sammelsignatur in beiden Bereichen, ebenso das variationsbreite Feld des

Plassenkalks s. l. und Malmkalks i. A., worüber aus ostwärtigem Anschluß 1961, 1965 a und 1965 b berichtet.

Tithonflaserkalk tritt ebenfalls in beiden Decken auf.

Aus dunkelrotem dichtem Tithonkalk des Schloßfelsens von Wildegg¹¹) — auf vorliegender Karte als Tithonflaserkalk signiert — führt KRISTAN-TOLLMANN, 1962a, S. 6, sub C. "Lunzer Decke", 2. Tithon, a) Wildegg, Pygope diphya Col., Calpionella alpina Lor. (s), Calpionella elliptica Cad. (h), Tintinnopsella carpathica (Murg. et Fil.) (s), Globochaete alpina Lomb., Saccocoma, Radiolarien, Foraminiferen und Schalenreste an.

Das ist der erste Fund einer Pygope diphya im Höllensteinzug und deutet, in solcher Mikro-Vergesellschaftung, auf die Variationsbreite Tithonflaserkalk-Diphyakalk im Oberen Tithon.

⁹) Selbst diesen Jura hat Spirz nicht übersehen!

¹⁰) Was etwa der Tiefmalmischen Teilphase (TOLLMANN) der Jungkimmerischen Phase entspricht.

¹¹) Nur dieser kann unter "Ruine Wildegg" gemeint sein.

Schloßfelsen Wildegg liegt aber nicht in der Lunzer, sondern in der Frankenfelser Decke¹²).

Zum Tithonflaserkalk eines anderen, nahe gelegenen Teilstückes dieses Jura der Frankenfelser Innenzone, auch der "Marmor von Wildegg", der als Ersatz für "Adneter Rot" bei der Ausgestaltung des Stiftes Heiligenkreuz in Verwendung gestanden ist (KIESLINGER). Die historische Gewinnungsstätte liegt nicht am Schloßfelsen, den man nicht anschlug, sondern am ONO gegenüber liegenden S-Abbruch des vom Jugendheim des Alpenvereins herstreichenden Spornes und ist, wenngleich heute durch Baumbestand verborgen und verwahrlost, noch deutlich auszumachen ("Sc" von "Schloß Wildegg", Steinbruchszeichen, Fallzeichen steil ONO).

Ein, wenn auch sicherlich primär lückenhaftes und tektonisch überarbeitetes, jedoch verhältnismäßig "komplettes" und gut aufgeschlossenes Jura-Profil (Aufnahmsbericht 1964—1965, Verh. 1966) steht im O-seitigen Innenschenkel der Höllensteinantikline, im Abstieg zur Flösselmulde, am N-seitigen Sparbach-Grabenhang, etwa 150 m OSO Kote 575, einiges S unter deren OSO-Kamm, an. In stark überkippter Lagerung ziehen dort, von der N-Böschung eines neuen hangqueren Forstweges gegen den Kamm zu aufwärts, zwischen Nor-Rhät im W und Neokom im O: Jurahornsteinkalk der Region Oberdogger—Untermalm, Malm "Basis"—Breccie des Oxford— Unteren Kimmeridge (Schmitze, einiges über der Forststraße, tektonisch über dem großen Fels-"Riff"), Plassenkalk s. 1. —lichtbunter Malmkalk, hier dem Kimmeridge-Tressensteinkalk zeitäquivalent (das große Fels-"Riff"), Acanthicum-Knollenkalk des höheren Unter-Kimmeridge und Tithonflaserkalk, durch Cephalopodenführung einigermaßen fossilbelegt.

Die Lücke im Lias ist für die Innenrand-Zone der Höllensteinantikline, den Außenrand des Neokoms der Flösselmulde, charakteristisch (ROSEN-BERG, 1965a, Tafel 1).

Dem Jura der Frankenfelser Innenzone gehört die, auf den älteren Karten nicht auszumachende, völlig überkippte Jura-Tafel, die den Felsturm mit Kote 476, SW Alleeberg, bildet, an (wenige Schritte S der Forststraße). Oben, typischer dickbankiger Plassenkalk s. l.—lichter Malmkalk, darunter Tithonflaserkalk, O-seitig, an der Grube und S unter ihr, tiefere Staffel mit Wiederholung. Das Ganze schwimmt auf breiterer Zone von Neokom, Albmergeln und Cenoman (Überkippung!).

Über die Schrambach-Neokomaptychenschichten des Gebietes ist stratigraphisch nichts Sonderliches zu berichten ¹³).

Die breite Neokom-Füllung der Lunzer Flösselmulde hebt auf einer Linie Höppelberg—Hegenberg aus. Mit Neokom sicherer Lunzer Decke haben wir es sonsthin im Gebiete nicht zu tun.

In langer Staffel-Reihe markiert Neokom den Innenstrang der Frankenfelser Decke von der Jakobsquelle bis zum Mödlingbach (Karte).

Jahrbuch Geol. B. A. (1967), Bd. 110, 1. Heft

 $^{^{12}}$) Schon Spirz hat ihn ja richtig zu seiner "Liesingmulde" = Frankenfelser Innen-zone gestellt.

¹³) Warum SPITZ, 1910, S. 388, TOULAS Profil von 1905, S. 318, Fig. 31, in den "Neokomzug südlich des Hegenberges" verlegt hat, ist unklar. Nichtsdestoweniger wurde vorsichtshalber das diesem Profil entstammende Fossilzeichen SPITZ' im Neokom Hegenberg-S übernommen.

Zu sicherer Frankenfelser Decke auch noch der altbekannte Quer-Streifen Rohrkogel-SO-O Hubertushof, mit seinem merkwürdigen Ausleger an der Kuppe über den großen Feldern OSO Hubertushof.

Die Stellung des großen senkrecht stehenden Zuges NNW über dem Vogelgraben ist offen. Wahrscheinlich gehört auch er zur Frankenfelser Decke.

In der Mittleren Kreide ist auf diesem Kartenblatte zwischen den Ausbildungen in der Frankenfelser und in der Lunzer Decke zu unterscheiden.

Drei solcher Streifen sind hinsichtlich ihrer Zuteilung fraglich.

Der von BOBIES erspürte (SOLOMONICA, 1934, S. 105 und 106, ROSEN-BERG, 1955, S. 204), von MATURA lokalisierte, fossilbelegte Orbitolinen-Cenomanzug in einem unteren Hangstück des letzterwähnten Neokom-Zuges NNW am Vogelgraben (Karte) soll nicht vom Neokom, dem er auflagert, getrennt werden, und es muß daher, wie bei jenem, die deckentheoretische Zuweisung dieses Cenomans offen bleiben. Seine Ausbildung widerspricht allerdings keineswegs einer Stellung im Frankenfelser System, auch ergreift es ja den "Vilser Kalk" dieser Zone.

Wesentlich heikler zu beurteilen ist das zweite fragliche Element, das in SSO bis ONO um den Rohrkogel-Hauptstock Kote 515 (Karte), von SPITZ (in seiner überholten Signatur) verzeichnet, von SOLOMONICA, 1934, S. 69 und 105, "zum größten Teil", auf der Karte ganz, aber zu Unrecht gestrichen; die "Kanäle" gegen N und SO bei SPITZ, entfallen allerdings. Die fossilbelegte Basal-Breccien-Lage, über Rhät, an der Fahrstraße WNW Hubertushof (Karte) wurde 1955, S. 203 und 204 beschrieben, 1964, S. 476, behandelt PLÖCHINGER auch dieses Cenoman. Die einem Zusammenhang der Lage an der Straße mit der Cenoman-Großfläche im NO, 1955, S. 204, als "nicht erweislich" erteilte Zensur rechtfertigt keine kartenmäßige Trennung, die — Cenoman gegen Cenoman — auch keinerlei überzeugende deckentheoretische Erleichterung brächte. Während die zahlreiche Großforaminiferen, ferner Mollusken und Echinodermenreste führende Breccie des basalen Fixpunktes auf Lunzer Cenoman-Fazies weist, kann bei vorwiegend feinsandig-mergeliger Ausbildung in der Gesamtsituation keineswegs von einem Überwiegen des Lunzer Charakters gesprochen werden. Jüngste Ergebnisse erfordern aber die Zuweisung zur Lunzer Decke.

Ein Dilemma in einer Region, in der man ein Teilstück des Deckengrenzaustrichs zu suchen hat, bereitet, drittens, der ¹⁴) schmale Cenomansandsteinstreifen SO an Kote 463 (der SPITZ-Karte), auf unserem Blatt nur der Isohypsen-Ring N Kote 451, N Hochfeld-O. Obwohl am ehesten schlichter Frankenfelser Fazies (worauf ja schon die SPITZ'sche Signatur weist), kommt er doch NO-abwärts fossilbelegtem Lunzer Orbitolinen-Cenoman nahe, zerschneidet vor allem aber Rhät, dessen O-wärtiger Teil unzweifelhaft der Lunzer Decke angehört (Karte). Um das Rhät nicht deckentheoretisch zweizuteilen, wurde der Sandsteinstreifen als Lunzer Cenoman signiert; gesichert ist das keineswegs.

Der sicher dem Frankenfelser Bereich der Karte angehörige Komplex der Mittleren Kreide, des Alb(Oberalb)-Cenoman (Untercenoman), in seinem höheren Anteil überall so einförmig, vornehmlich psammitisch,

¹⁴⁾ Auch schon bei SPITZ aufscheinende!

lokal auch grobkörnig psephitisch, ausgebildet wie in den östlich anschließenden Höllenstein-Abschnitten (1961, 1965a), weist in der Frankenfelser Innenzone dieses Blattgebietes so ausreichende und ausreichend belegte Entblößungen eines tieferen pelitischen Niveaus auf, daß andeutungsweise dessen eigene Ausscheidung möglich war (Karte); in den Walderde-Gebieten dieser Frankenfelser "Sandsteinzone" sind, wo keine Sand-Lesesteine durchstechen, solche Alb-Mergel wohl noch weiter verbreitet.

Die Tonmergelschiefer der im Aufnahmsbericht 1964—1965 (1966) geschilderten Lokalität im Frankenfelser Halbfenster am Sparbach, S unter dem Speckkammerl Kote 594, ergaben laut Mikrobericht I (1965) von R. OBERHAUSER, nur eine "sehr schlecht erhaltene Fauna mit wenigen großen skulpturierten Epistomminen, *Gyroidinoides* sp. $(1 \times)$, *Vaginulinopsis* sp. $(1 \times)$, korrodierten Lageniden und Sandschalern". Sichere Bestimmungen seien bei diesem Erhaltungszustand unmöglich, jedoch könne unabhängig von der geologischen Einstufung Höhere Unterkreide als Alter wahrscheinlich gemacht werden. Wie schon 1966 gesagt, kann es sich da nur um die dunklen Albschiefer der Frankenfelser Fazies handeln. Sie werden O-seits von Cenoman (Untercenoman)-Sandstein überlagert (Karte).

Weit besser steht es um die ebenfalls bereits l. c. kurz angezogenen Mergelschiefer der Frankenfelser Innenmulde am rechten Bachbetteinschnitt-Hang des östlichen Wildegger Baches, gleich oberhalb des Steges zum Jugendheim des Alpenvereins, die G. WESSELY, gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion beprobt und freundlicherweise mikroskopiert hat. Da liegt folgende größere Fauna vor: *Rhabdammina* sp. (s), *Rhizammina* sp. (s), *Ramulina globulifera* Brady (s), *Ammodiscus* sp. (ss), *Glomospira charoides* (Jones et Parker) (ss), *Spiroplectinata complanata* (Reuss) (s), vor allem Alb, sehr selten Cenoman, *Clavulinoides gaultinus* (Morosova), *Textularia* sp. (s), *Dorothia gradata* (Berthelin) (ss), *Cyclammina* sp. (ns), *Gyroidina* sp. (ss), div. Epistomminen (ns), Lenticulinen (ns) und Gavelinellen (h), sowie Ostracoda (s). Diskussion: Alb-Cenoman, vor allem Alb. Diese Lage scheint rechtsuferig im Streichen etwas weiter verbreitet zu sein (Karte), ihr folgt die Inzision.

Faziesgleiche Ausbildung zeigt, oder zeigte, sich auch an der N-seitigen Böschung des Forstweges NW Kote 451, N "Hochfeld" (Fallzeichen!), während das als Alb signierte Vorkommen im Hohlweg W Kote 476 (westlicher Kartenrand) nicht gesichert erscheint, da dort (höheres, "schwarzes"?) Neokom auch in Frage kommt. Die Albmergel O in der Jura-Staffel der Kote 476 selbst, wurden bereits erwähnt.

Alle diese Lagen und die weit größere Haupt-Ausstrichsfläche des Cenoman (Untercenoman)-Sandsteins gehören dem Innenstrang der Frankenfelser Decke an (Karte), auch im Gebiete, wie im zentralen Höllenstein (1965a, Karte, Tafel 1 und S. 131) bezeugend, daß und wo wir uns im höheren, inneren Teil des Frankenfelser Bereiches befinden; wobei das "wo" hier besonders wichtig ist.

In dieser Position verkleidet der Sandstein sichtlich das Tithon-Neokom der Frankenfelser Innenzone und greift von dort gegen auswärts auf die tieferen Schichtglieder, vor allem auch bis auf Rhät (Karte). Unter den isolierten, meist kleineren Partien (Karte) sind die (neuentdeckten) im Kieselkalk um Kote 561, Hausberg-W, von Interesse, lichte mittelgrobe Quarzsandsteine, die faziell zum Quarz-"Exotika"-Konglomerat dieser Stufe überleiten.

Das Cenoman der Lunzer Decke des Kartengebietes ist klassisches Forschungsgut (STUR, BITTNER, TOULA), erscheint bei SPITZ (1910), SOLO-MONICA (1934) und wurde in neuester Zeit von Plöchinger bearbeitet (1964). Er konnte im Raum Kalkfeld-Hochfeld erstmalig einen basalen Feinbreccien-Sandsteine-Komplex und Globotruncanenmergel ausscheiden, deren Trennung im Terrain allerdings schwierig ist. Dieses Cenoman hängt am Südschenkel der Teufelsteinantiklinale. Sein Auf- und Eingreifen wurde wesentlich schärfer erfaßt (Karte). Im unteren Wildegger Tal, rechtsseitig, fand sich eindeutig belegtes Lunzer Cenoman dieser Serie noch im Steilabfall NO Kote 451, W über der Anfangsschlinge der Forststraße (Fossilzeichen). In den Klastika an der Westfront der Lunzer Decke am Höppelberg hat SOLOMONICA (1934, S. 68 und 69) vergebens nach "gut erkennbaren" Orbitolinen gesucht. Nach abgeschlossener Neuaufnahme dieses Kartenteiles hat nun H. KOLLMANN auch in diesem Grobklastikum-Bereiche, an der Forststraße NNO Kote 496 (Höppelberg-S) ein Stück mit Orbitolina concava gefunden (Cenoman-Andeutung, Fossilzeichen). Gerade diese Grobklastika von Kote 496-NNO hat auch noch PLÖCHINGER, 1964, Karte, Tafel 1, als Maastricht-Konglomerat ausgeschieden (Solo-MONICA hatte geschwankt). Da besonders gerade im Fundbereich die Klastika als zu grob für Cenoman der Lunzer Decke des Höllensteinzuges erscheinen, schließlich auch sekundäre Lagerstätte bei diesem Objekt noch nicht absolut ausgeschlossen werden kann, ist noch keine bündige Veranlassung gegeben, von der Ober-Campan-Maastricht-Signatur für den ganzen Klastika-Bereich von Höppelberg-W abzugeben.

Orbitolina concava findet sich am Hochfeld noch reichlich. Die beste Stelle ist derzeit an der bergseitigen Böschung des dem N-Rand des Hochfeldes entlangführenden Weges, SSO Kote 476,0 der Rachlmündung (Fossilzeichen). Dort fand sich auch eine Koralle, cf. *Astreopora* sp. (Best. H. KOLLMANN). Gegen N zu scheinen am Hochfeld Rhät und Hauptdolomit? des Südschenkels der Teufelsteinantiklinale die dünne Kreide-Haut so zu durchstechen, daß sich eine gewisse Andeutung solcher Obertrias empfahl (Karte).

Ein an der Teufelsteinantiklale hochragendes (neuentdecktes) Oberkreide-Vorkommen, am S-Hang des Hegenberges, über dem nördlichsten Bug der dort am Bergfuß längslaufenden Forststraße, W des tiefen vom Hegenberg gegen SSW hinabführenden Einschnittes (Karte), zunächst zur Gänze für Maastricht-Sandstein gehalten, hat an seiner hanghöchsten Stelle (Fossilzeichen), von G. WESSELY beprobt, folgende, wieder von ihm dankenswerterweise bestimmte Fauna geliefert: *Rotalipora appenninica* (Renz) (ns), *Rotalipora* cf. greenhorhensis (Morr.) (ns), *Praeglobotruncana* stephani (Gand.) (s), *Epistoma* sp. (s), *Lenticulina* div. sp. (s), *Cytherella* sp. $(1 \times)$. Diskussion: Cenoman. Als solches wurde, der nahen Gosau um Kote 455 (PLÖCHINGER) Rechnung tragend, vorerst nur die Fundstelle signiert; die "Brücke" zur Gosau ist nicht gesichert (Karte).

Dieses Cenoman liegt auf Hauptdolomit, wie auch noch das N-wärts auslappende unmittelbar W der Wildegger Straße, an der Abzweigung des Hochfeld-N-Rand-Weges, SO Kote 451 (Bergfuß, gut aufgeschlossen). Gegen N außen zu nämlich hält sich im Kartengebiete die Oberkreide der Lunzer Decke, auch die meist schon isolierten kleinen Cenoman-Partien, deutlich an Rhät und Jura (Karte) und nicht an den im heutigen Relief doch so viel verbreiteteren Hauptdolomit. Dieser dürfte in jenem Teilbereich zu den Transgressionszeiten noch sehr weitgehend von Rhät und Jura überlagert gewesen sein.

Gar zum Großteil nur mehr auf Neokom, der Flösselmulde, liegt das Cenoman des Sparbacher "Naturparkes" (TOULA, SPITZ, SOLOMONICA, PLÖCHINGER), zuletzt im Aufnahmsbericht 1964—1965 (1966) ausführlich behandelt. Fossilreiche Sandkalke herrschen, feinoolitischer Kalk, dünnplattiger dunkler Kalksandstein und plattig-klotzig zerfallende Crinoiden-Foraminiferen-Breccie ergeben Variationsbreite. Letztere muß durch Aufarbeitung einer Jura-Crinoidensand-Schwemmstelle entstanden sein; ohne die leitenden Orbitolinen würde man sie frank als Jura kartieren (Lokalisierung: 1966, Fossilzeichen O "Hegen B.").

Außer den nach seinen Eintragungen signierten Cenoman-Mikroproben-Entnahmestellen PLÖCHINGERS (Karte) fallen drei von ihm, 1964, S. 476 und Karte, Tafel 1, sowie Manuskripttafel, angegebene Schwermineralspektral-Analysenpunkte im Cenoman der Frankenfelser und Lunzer Decke, mit von G. WOLETZ (1. c., S. 487 und Tabelle, S. 488) vorgenommenen Analysen, in das Aufnahmsgebiet, deren Beprobungs-Orte im Format vorliegender Karte nicht recht zu fixieren, daher unsigniert sind: Probe "Wildegg 4149" bestätigt Cenoman vom Alb-Cenoman-Streifen der Frankenfelser Innenmulde im östlichen Wildegger Tal, O Wildegg, Probe "Bad Hubertushof 4367" ist das nun zur Lunzer Decke zu stellende Cenoman S Rohrkogel, Probe "Kalkfeld 4372", das Cenoman des Gießhübler Muldenbereiches der Lunzer Decke am Kalkfeld.

Die Gosau des Gießhübler Muldenbereiches der Karte wurde von PLÖCHINGERS Aufnahme übernommen, wozu, wie schon gesagt, dankenswerterweise seine Original-Manuskripttafeln zur Verfügung standen. Bezüglich dieser Gosau wird auf seine Darstellung im Jahre 1964 verwiesen.

Zur Gänze neu aufgenommen wurde die ausgedehnte vornehmlich Rhät und Jura verkleidende Oberkreide-Klastika-Zone an und über der Lunzer W-Front am Höppelberg-W und SSW, die, wie vorstehend, anläßlich "Cenoman" der Karte auseinandergesetzt, mit Ausnahme eben der winzigen Cenoman-Andeutung, in Ober-Campan-Maastricht-Signatur aufscheint. Wie schon 1966 gesagt, erschien die Darstellung dieser Region am besten beraten, Rhät und Jura als vielfach von diesen Klastika, auch Sandsteinen, umhüllt auszuzeichnen (Karte). Die Maastricht(!)-Konglomerat-Linsen NO und N von Kote 496, bei PLÖCHINGER (l. c., Tafel 1) deuten einen W- und SSW-Bereich dieser Zone an.

Die schichtkundliche Beschreibung des Komplexes muß zwischen starren Begriffen changieren. Es gibt grob-körnige und ganz grobe Typen, fast SPITZ' "Blockbreccien", die beide ebensogut als Breccien mit kantengerundeten Komponenten, wie als brecciöse Konglomerate bezeichnet werden können. Als Komponenten treten gelbe Rauhwacken, massenhaft Rhät, ferner Hierlatzkalk und Jurahornsteinkalk auf. Da sich Hornstein aus dem höheren Jura naturgemäß stark anreichern kann, gerät man bei dem grauen Hornstein-besetzten Rhät am waldfreien Buckel¹⁵) in der Gegend des Schneisenknicks NNW unter der Gipfelkote 563 des Höppelberges in längere Zweifel, ob nicht etwa deckenfrontal aufsteigender Reiflinger Kalk vorliege.

Primär anstehender Bereich, eine Folge Hauptdolomit—Rhät—Jura, schimmert an der bergseitigen Böschung der Forststraße S um den mittleren Höppelberg-Hang, an ihrer Biegung NO Kote 496 und N-wärts durch, höherer Jura, auch schon randlich, sticht mehrfach heraus (Karte).

Keine Spur dieser ausgedehnten Lunzer Klastika-Zone findet sich im direkt unter ihr hinstreichenden Neokom der Frankenfelser Innenzone, geschweige denn im Alb-Cenoman ihres Muldenkernes. Der Gegensatz beider Anlagen ist evident.

Schließlich waren noch zwei Kalktuff-Vorkommen auszuscheiden, deren größeres vielleicht nicht nur rezenten Ursprungs ist.

Dieses, erst von MATURA entdeckte, eine nicht weniger als zirka 750 mlange Kalktuff-Zunge ¹⁶), ist von ihrer Wurzel, im Rund der Forststraßen-Schlinge NNO Rohrberg, NO des Reservoirs ("Res."), über die Gründe W und SW Rohrberg, bis an die Fahrstraße SO Hubertushof zu verfolgen (Karte). Die Straße schneidet sie nur, SSO Hubertushof stößt der Basis-(Schwemm-?)Kegel gegen den Mödlingbach zu.

Rauhwacken (MATURA), und zwar des großen Rauhwacken-Schwarms Rotes Kreuz-Rohrberg Kote 443 darüber (Karte), sind Wasserspeicher, Wasserstauer die W unter Rohrberg quer zur Entwässerungsrichtung streichenden Mergel des Rhät und Lias; ob noch Neokom aufstaut, ist fraglich (Karte).

Auch die Kalktuff-Stelle am Waldrand OSO Hubertushof (Karte) hat MATURA nicht übersehen.

Tektonik

1961 und 1965 a sind die deckenfaziellen Verhältnisse im Höllen stein zug so behandelt worden, daß sich eine grundsätzliche Erörterung diesmal erübrigt.

In der Frankenfelser Decke ist mit besonders großem Bestand an den obertriadischen Rauhwacken, mehrfach aufbrechenden Schattwalder Schichten des Rhät¹⁷), Kieselkalk, Kalksburger Schichten, Liasfleckenmergeln-Mergelkalken der Allgäu-Schichten, Vilser Kalk, vielleicht etwas Mühlbergkalk und eigenständigem Alb-(Unter-)Cenoman, ein typisches Kompositum der Frankenfelser Fazies gegeben. Ihre Mittel-Kreide ist durchaus anders ausgebildet als das in diesem Gebiete so weit verbreitete nahe benachbarte Lunzer-fazielle Cenoman.

¹⁵) Derzeit auf ihm ein Jägerstand.

¹⁶) Wenn schon nicht das mächtigste, so doch wohl das weitaus längste derartige Vorkommen im kalkalpinen Wienerwald.

¹⁷) Das vorstehend gestreifte Vorkommen Tölzer Hütte—Lechtal-Decke ist nicht als enerelle Einschränkung zu werten.

In der Lunzer Decke ist mit Mitteltrias, Anis-Ladin, Gutensteiner-Reiflinger-Hellem Partnachkalk, letztere bis an das Karn reichend, Lunzer Sandstein, Opponitzer Schichten, Hierlatzkalk, gleichfalls eigenständigem Cenoman und Gosau-Ober-Santon-Campan-Maastricht, typische Lunzer Fazies entwickelt.

Im Malm-Neokom herrscht Faziesausgleich.

Hatte SPITZ die meisten seiner Großfalten-Elemente, der späteren Frankenfelser, vor allem aber auch der Lunzer Decke, in SW und W an der Langenbergbucht zu erkennen geglaubt, war SOLOMONICA in diesem westlichen Abschnitt mit seinem Deckengrenz-Zug gar an den S- und W-Rand des Kieselkalks geraten ¹⁸), so zeigte schon die Langenbergarbeit, 1961, zuletzt die "Tektonische Übersicht", 1965 a, Tafel 2, strichlierte Deckengrenzaustrichs-Andeutung im SW-Abschnitt, daß die Situation im Gebiete eine weit gegen Süden ausholende Decken-Trennung durchzustecken erfordert.

Im Ostteil und Mittelstück des Kartenraumes ziehen, wenn auch nicht ganz gleichsinnig ¹⁹), beide Decken vom Hauptkamm des Höllensteinzuges her gegen SW, ja SSW, und pendeln sich erst weit im Süden des Westteiles mit beiden Grenzstreifen in generellen WNW-Zug um (Karte).

Im Gebiete hebt der außenrandliche und zentrale Teil der Lunzer Decke in Richtung Nordwest-Sektor über der Frankenfelser aus, wodurch diese im Westgebiet großräumig zumindest vorherrscht (Karte).

Da jedoch, merkwürdigerweise, der Frankenfelser Innen-Strang (die "Liesingmulde" SPITZ') die Lunzer Front bis zum Mödling bach auf größter Erstreckung förmlich nachziehend begleitet, erscheint kein größerer innwärtiger Frankenfelser Bestand durch das Ausheben der Lunzer Decke freigestellt. Sein Breitenzuwachs muß, bei im Alpinen Streichen verharrender Kalkalpen/Flyschgrenze, im Nordwestsektor des Kartengebietes (und N von ihm) zu suchen sein.

Der aus der nordrandlichen Langenbergbucht des Frankenfelser Außensaumes in das Gebiet einstreichende große Kieselkalk-Ableger weist gegen Südwesten, die Zugrichtung des innwärtigeren Frankenfelser und des Lunzer Bereiches im östlichen und mittleren Kartenraum. Das ist, primärstratigraphischer Verband Bucht/Rahmen außer Frage (1961, S. 449, 455/56 und 458/59), tektonisch mitbedingt, was schließlich auch gleichgerichteter Graben-Verlauf im Kieselkalk ONO Rotes Kreuz, mit Rhät/Cenoman-Klemmlage unter dem Quelltrichter des Graben-Ursprungs, WNW Kote 561, und die Cenoman-Lagen um diese zu bestätigen scheinen. Quere Tektonik, in einem Umkreis stratigraphischer Verflößung (Karte!), scheint das abrupte Abschneiden der Kieselkalk-Zunge im Graben SO Rotes Kreuz zu sein.

Von diesem Kieselkalk-Stumpf der "Außenmulde" (SFITZ) des Frankenfelser Systems geht vom Roten Kreuz in Richtung WSW/SW eine "Brücke" mit Rauhwacken und vielem Rhät, sichtlich noch im Streichen des Kieselkalks, zur Frankenfelser Mulde OSO Hubertushof (Karte).

¹⁸) Auch die roten Störungssignatur-Andeutungen an "Neuweg" und gegen "Rohrbg." der "Karte der Umgebung von Wien", 1952, sind nicht haltbar.

¹⁹) Die sich gegen NNO öffnende "Schere" im Strich Jakobsquelle-Wildegger Tal-Ausgang, SW Kote 496, hat einen Winkel von zirka 20°.

Auf die Zone Kieselkalk-,,Bucht-Ableger"-,,Brücke", einem förmlichen Sehnen-Stück zum Umkreis der großen Deckenschwenkung im Südosten, folgt innseitig, SO-wärts, stark verzerrt, aber eindeutig zu identifizieren, die Randantikline (SPITZ).

Ihr gehören der Sporn 603-Neuweg (1961, S. 459), der Hausberg Kote 559, die Kote 533 und (wie schon SPITZ hatte) der Alleeberg Kote 543²⁰) an.

Der Zug 603-Neuweg-Hausberg, besonders stark tektonisch reduziert, weist nur den innwärts, hier SO-wärts, rücküberlegten Innenschenkel, gerade nur die innseitige Hälfte, der typischen Randantiklinal-Struktur auf. Ohne Zwischenschaltung unterteuft der relativ schmale Hauptdolomit der Kämme den Kieselkalk des "Bucht-Ablegers" (NW- und NNW-Fallen, Karte), innseitig, im Abstieg zur Frankenfelser Innenzone, fallen das zugehörige langhin begleitende Rhät und Liasfleckenmergel ständig unter den Hauptdolomit ein (Karte). Dieser zeigt bei Neuweg und am Hausberg auch Querstellung.

Quere Depression zum generellen Streichen ist die große Rhät-erfüllte talbildende Depression mit Schattwalder Schichten und vom Frankenfelser Innensaum her eingreifendem Cenoman zwischen dem Hausberg und der Kote 533, an der das Rhät den Hauptdolomit der Höhe von O her an drei Seiten gegen W zu sichtlich untergreift (Karte) — auch 533 ist innwärts rücküberlegt (Fallzeichen im Rhät SO unter der Kotenkuppe!). Ybbsitzer Rauhwacken ?, besonders mächtig am aus ihnen geformten gegen den Alleeberg weisenden Sporn des SW/SSW-Abfalls, kehren, nebst den Schattwalder Schichten, die "Frankenfelser Fazies" (TOLLMANN) dieses Randantiklinal-Stückes hervor.

Schon von alters her als Schlüssel zum Bau des Höllensteinzuges am Mödlingbach angesehen, ist der Knoten des Alleeberges.

Bei SPITZ (1910, S. 403, 404, 425 und Profil XIII, Tafel XIII [II]) erscheint sein Faltensystem des Höllensteinzuges, reduziert und zum Teil zusammengezogen, am und um diesen Eckpfeiler zum westlichen Kieselkalkbucht-Rahmen umgeschwenkt²¹), SOLOMONICA (1934, S. 105) wollte von diesem sigmoidalen Gang, ausdrücklich von dem der "Liesingmulde" nichts wissen²²), MATURA neigt, im ganzen, SPITZ zu.

Der gegen SW gerichtete kegelförmige Anschnitt des Alleeberges (Karte) entblößt das südwestlichste Stück der Randantikline in weitem Rund, im ganzen querüber das generelle Streichen²³) dieses Zuges, frontal

²⁰) Bei SOLOMONICA, 1934, S. 105 und Karte, Tafel III, liegt letzterer, konzeptgemäß, in der Lunzer Decke, wird jedoch l. c., richtig als anteiliges "Gegenstück zum Hauptdolomit des Brandels" angesprochen — der Frankenfelser Randanikline ist (1961, S. 459 und Karte, Tafel 28).

^{\$1}) Das in W tief um den Hauptdolomit des Alleeberges geschlungene Rhät-Band der SFITZ-Karte scheint nur diese Bauformel sinnfällig zu machen. Was da steht, ohne Fallzeichen, kann außer Schwenkung, verkehrte Lagerung oder Anlagerung bei periklinaler Umstellung bedeuten.

²²) Wobei offengeblieben ist, wie sich, seinem Konzept gemäß, die Lunzer Decke allein zum westlichen Bucht-Rahmen entwickeln sollte.

²³) Wie schon gesagt, vom die Region NNW unter dem Gipfel querenden Rauhwacken-Schwarm markiert.

in bedeutende Tiefe. Der breit ausladende Hauptdolomit-Kern, gerade auch im Zentrum weit hangabwärts reichend, erscheint beidseitig, außen und innwärts, von stratigraphisch Hangend-Komplexen um- und zangenartig untergriffen (Karte, Profil).

Gegen NNW-außen bilden die "Brücke" jüngerer Schichten vom Roten Kreuz zur Frankenfelser Mulde OSO Hubertushof und deren südliche Breitseite einen Abschluß dieses Hauptdolomit-Areals. Die an der nördlichen der beiden Rachl-Signaturen des unteren W-Hanges²⁴) zu lokalisieren versuchten Rhät-Partien mit ihren westlichen Cenoman-Trabanten scheinen Verästelungen der quer und längs zum Mödlingbach verlaufenden Streichrichtungen zu folgen. Ein längslaufender, gut fixierter Ast nahebei, ist die von MATURA entdeckte schmale Jungschichten-Mulde an der Forststraße darüber, die mit ihrem NNW-SSO-Verlauf einen Untergriff an der W-Seite des zentralen Hauptdolomits vorstellt (Karte). Ein O- und S-seitiges Gegenstück zeichnet sich mit der von Wildegg herstreichenden Frankenfelser Innenzone ab (Karte), die den Hauptdolomit unterfährt, an 476 sogar mit einer völlig überkippten Serie. Noch das O- und S-seitig hoch am Alleeberg hinaufgreifende Rhät dieser Zone fällt, und das gerade an diesen Flanken, bis nahe an den Gipfel Kote 543 unter den zentralen Hauptdolomit ein (Fallzeichen!). Die Situation an seiner Innenflanke ist nichts anderes als die noch immer anhaltende Innwärts-Überlegung der Randantikline. Zwischen den Jungschichten-"Zangen" restiert, tief unten, ein "Stiel" vom zentralen Hauptdolomit. Westwärts weicht ihm die Frankenfelser Innenmulde förmlich aus, indem sie geradewegs zum Mödlingbach abstreicht.

Das Ganze bedeutet, daß wir von SW her den tiefreichenden Anschnitt einer, wenn auch sicherlich stark verzerrten, innwärts überlegten Pilz-Struktur erblicken (Profil), den typischen Baustil der Randantikline²⁵). Das Drehmoment um den Gipfel des Allee berges (Fallzeichen) steht damit nicht im Widerspruch.

Um diesen "Pilz", als Eckpfeiler, Schwenkung über Westen gegen Norden spielen zu lassen, sieht sich dem Faktum gegenüber, daß die Kieselkalk-Bucht, eine mit ihrem Rahmen auch stratigraphisch verbundene primäre Anlage ist (ROSENBERG, 1961), und daher der West-Rahmen, jegliche sonstige tektonische Verengung außer Streit, nicht durch Umschlingung entstanden sein kann. Verengung mit Knickung des Rahmens hingegen, gerade um das Bucht-Innerste, ist möglich.

Für Abknickung spräche, wenn das sich als Angelpunkt anbietende Neokom der Kote 406 am Lutzfeld (SPITZ, Karten 1910 und 1919, SOLO-MONICA, Karte²⁶) der "Liesingmulde" angehören sollte, das heißt, sich als westäußerstes Glied aus dem Knick zwischen der vom Alleeberg herstreichenden Frankenfelser Innenzone und der OSO Hubertushof abstreichenden Frankenfelser Mulde des Nordwestsektors erweisen würde. Der Neokom-Span der Kote 406 liegt allerdings in einem Bereich des Komplexes Teufelsteinantiklinale (Weinberg [SPITZ!]) im Abstieg zur Gießhübler

²⁴) Unter ungewöhnlich schlechten Aufschlußverhältnissen.

²⁵) Himmelswiesen-Schuppe, Leopoldsdorferwald (Kalksburg-Kaltenleutgeben).

²⁶) Westlich außerhalb unserer Karte, über dem rechtsseitigen Rideau des Mödlingbaches, Direktion W Kote 476, Alleeberg.

Mulde (Lutzfeld [SFITZ, 1919]), der die westnordwestliche Fortsetzung des Hochfeldes ist, und entspräche damit den Neokom-Streifen am untersten Hegenberg-S-Hang (Karte, Aufnahmsbericht 1964—1965, Verh. 1966), es sei denn, es handelte sich um ein kleines Frankenfelser Fenster unter diesen Lunzer Elementen; wobei, auf engstem Bereich, Trennung zwischen einem Neokom der Frankenfelser und einem Cenoman der Lunzer Decke hingenommen werden müßte.²⁷)

Die Konvergenz im Streichen der Frankenfelser Innenzone am Alleeberg-S/WSW-Hang und der Frankenfelser Großmulde des Nordwestsektors, deren Schnittpunkt die Kote 406 ziemlich genau fixieren würde, ist ein langschenkeliges Winkelstück der bereits angezogenen tektonischen Verästelungen quer und + längs zum Mödlingbach im westlichen Kartengebiet. Die Jungschichtenmulde an Alleeberg-W, längs der Forststraße, liegt schon einiges innwärts, nicht nur hang-, sondern auch tektonisch höher als die OSO Hubertushof, in halber Breite, mit Zentrum und O-Flügel²⁸) einsetzende Nordwestmulde und kann nicht als deren Wurzel angesehen werden; eine Verbindung war auch nicht auszumachen (Karte). Hingegen spielt, wie schon angedeutet, eine des NW-Stranges mit der senkrecht auf ihn stehenden "Brücke" vom Roten Kreuz her (Čenoman, Quelltrichter, im Schnittbereich). Ein Stückwerk aus dem O-Flügel der NW-Mulde kann in der Folge Hauptdolomit-Rhät am untersten W-Hang des Alleeberges erblickt werden. Das generell in S-N liegende Neokom des Zentrums (Vergitterung an der Straße!) stößt bekanntlich O Rohrkogel merkwürdig stumpf am sich dort in Vollentwicklung einstellenden Westflügel der Großmulde ab; Verstellung an Vergitterung. In S-N liegt auch das Cenoman an Rohrkogel Kote 515-SO/O. Senkrecht auf den Mödlingbach ziehen Neokom/Cenoman NNW über dem Vogelgraben, aus diesem Kreide-Zug blickender Jura ist quergestellt. Deutlich ausgeprägt ist die Interferenz der Streichrichtungen auch im Raum an Alleeberg-NNW-Kote 516-Rotes Kreuz-Sulzberg-SW (Fallzeichen!).

Eingehend hat MATURA, 1962, S. 9 und 10 (der Abschrift) diese tektonische Vergitterung im Bucht-West-Rahmen diskutiert, wonach, zutreffend, die Richtung \pm längs dem Mödlingbach als B eines "das allgemeine E—W bis NE—SW-Streichen" kreuzenden "Verformungsplanes"²⁹) aufzufassen ist. Diesem Impuls ist im Westen nachzugehen.

Für unseren Bereich erleichtert "Tektonische Vergitterung" im Westrahmen der Langenbergbucht auch die Vorstellung vom Gefüge seines Dolomit-reichen Kernstücks.

²⁷) Vorläufige Ergebnisse, Kote 406-Lutzfeld: Neokom am kleinen Felsrücken der Kote selbst, Cenoman-Mergel von SO her bis nahebei, an der Gegenseite breit in SO um den Hauptdolomit des Weinberges, am Kotenrücken auch Cenoman-Sandstein, Hauptdolomit, vorwiegend aber im Cenoman aufgearbeitetes Rhät, im Verband mit grau und rot-gelben Rauhwacken, Roterde-Sekretion, deutlicher Übergang in polygene Breccie des Cenoman: Rhät, als Cenoman-Klastikum, auch im Bereich der N-weisenden Neokom-Zunge der Srrtz-Karte. Verhältnisse, Neokom ausgenommen, gleich Hochfeld.

²⁸) Auf der Strecke SO Hubertushof fällt von einem Westflügel nichts mehr in den Kartenbereich.

²⁹) Nur, daß diese Verformung "NE—SW" gerichtet gewesen wäre, kann nicht stimmen, weil das zu eine Aufklappung der Kieselkalkbucht und ihres Westrahmens geführt hätte, statt zu deren Engklappung von Westen her.

Mußte "Rückschwenkung" der gesamten Anlage um den innersten Kieselkalk der Bucht abgelehnt werden, so geht, gerade dem rigiden Stamm des Rahmens tektonisch geprägten Schlingenbau zu unterlegen, auch deshalb nicht an, weil die Randantikline Hausberg-Alleeberg Baustil und innwärts weisenden Zug bis nahe an den Mödlingbach beibehält. Noch am NW-Abfall des zentralen Alleeberges erscheint beides betont (Fallzeichen!). Abschnürung dieses Stockes gegen das nordweisende Westrahmen-Kernstück wird durch, auch orographisch augenfälligen Verband, aus dem Primären des Buchtrahmens, überspielt. Die mithin gegebene Fortsetzung der Randantikline zum Sulzberg interferiert um Kote 516 mit der quer über den Kamm gehenden "Brücken"-Zone vom Roten Kreuz, an der sich der ausgedehnte Stock des Sulzberges abhebt³⁰), Fortsetzung und, seiner, der ursprünglichen Position entsprechende Lage, jenseits außerhalb der Kieselkalk-Zunge, zufolge, Gegenstück der Randantikline (1961, S. 459).

Gegenstücke zum Frankenfelser Innenstrang sind die Mulden an Alleeberg-W-Sulzberg-W.

Elemente gleicher Position wie die des Westrahmens der Langenbergbucht kennen wir weiter aus dem Osten, zumindest bis westlich von Kalksburg, nicht. Die Andeutungen einer nordfrontalen Frankenfelser "Randwelle" an der Zwischenstrecke (1965 a, S. 139) liegen einen Schritt weiter außen, am Schnitt Kalkalpen/Flysch, und sind daher nicht als verkümmerter Bestand homologen Faltenwurfs aufzufassen.

Die bedeutende flächenhafte Verbreiterung der Frankenfelser Decke im Nordwestsektor des Kartengebietes ist vornehmlich Platznahme des zur Nord-Weisung gestauchten Westrahmens der Langenbergbucht. Im äußersten Nordwesten, zum Frankenfelser Areal wahrscheinlich eben auch noch der Zug NNW über dem Vogelgraben, als zum ins "Allgemeine Streichen" wiederum rückgeklapptes Element (SPITZ), aus Jungschichten der Großmulde des Nordwestsektors.

Noch offen ist die Stellung des Rohrkogels. Sie wurde schon im Aufnahmsbericht 1964—1965 (Verh. 1966) diskutieit. Es ist möglich, daß diese kleine Gruppe, im vollen oder verringerten Ausmaß, einen Keil aus der Lunzer Decke vorstellt (SFITZ, p. p. MATURAS "Rohrkogel-Einheit"³¹), doch steht seiner Absicherung so manches entgegen (Karte); einwandfrei ist nur Störungsabstoß an der NNW-Flanke, im unteren Vogelgraben. Es wurde daher auf jegliche Umgrenzung verzichtet. Auch der Frage, wo der "Keil" angeschlossen gehört, ist im Westen nachzugehen.

Eine mitentscheidende Rolle hiebei werden die ³²) von SFITZ zweimal erwähnten "Schiefer im Bachbette östlich vor dem Weinberg" (1910, S. 404, 406 und Karte) spielen. Daß sie als "Lias", im "sigmoidalen Umschwenken" um den Alleeberg, "die Verbindung mit dem Jura von Rohrberg" herstellten (l. c., S. 404), ist schon durch SFITZ Bemerkung von 1919, S. 42, einigermaßen überholt, in der er diese "Mergel des Lutzfeldes" zwar

³⁰) Dessen Kote selbst schon außerhalb der Karte liegt.

³¹) Er zog die jedenfalls viel zu weit.

³²) Auch schon westlich unserer Karte gelegenen.

noch immer als "Jura", aber als "Jura der Gießhübler Mulde" auffaßt. SOLOMONICA, 1934, Karte, Tafel III, hat sie dann als Orbitolinen-Cenoman im Oberkreide-Bereich Lutzfeld—Weinberg-SO/O ausgeschieden, und damit auch der westlich des Mödlingbaches gelegenen Fortsetzung des Gießhübler Mulden-Komplexes von Kalkfeld—Hochfeld angeschlossen.

Diverse Schiefer und typische cenomane Breccien finden sich allenthalben — auch O vor dem Weinberg³³) — in diesem Oberkreide-Zwickel; Messungen: Steilstände, \pm N-weisend. P. p. der Signatur der SPITZ-Karte entsprechen sichtlich die düsteren Tonschiefer, die S bis WSW Hubertushof rechtsseitig am Mödlingbach-Bett, sehr steil und quer zum Gerinne stehend, in bedeutender Breite prächtig erschlossen sind.

Sie weisen nun im Streichen eindeutig gerade auf das NNO/N gegenüberliegende, vorstehend als in seiner deckentheoretischen Stellung fraglich diskutierte Cenoman in SSO bis ONO um den Rohrkogel-Hauptstock Kote 515 (Karte), womit sich für dieses zweifellos ein weiterer Hinweis auf "Lunzer" Cenoman ergeben hätte.

Der Frankenfelser Innen-Strang im Zuge oberer Jakobsquellen-Graben-Sparbach-Lauf---östliches Wildegger Tal ist im Aufnahmsbericht 1964---1965, Verh. 1966, sehr weitgehend behandelt worden.

In zwei Halbfenstern, einem nördlichen, vornehmlich an der rechtsseitigen Grabenflanke des obersten Jakobsquellen-Grabens, O unter Kote 580, sackartig eingreifenden und einem südlichen, absolut eindrucksvoll gerahmten, am linksseitigen Sparbach-Gehänge, erscheint er zu zwei Seiten des Speckkammerls (Karte) und säumt dieses O/SO Neuweg W-seitig. Aus weit ausgreifender Cenoman-Verkleidung sticht höherer Jura NO Kote 485 (Sprtz).

Im Schnitt über die Täler zu beiden Seiten des Schlosses Wildegg (Profil) ist die Zone am breitesten und, wenngleich mit der W-seitigen Schichtfolge Hauptdolomit-Rhät-Liasfleckenmergel—Thiton—Neokom und Cenoman nur der Außenflügel eines Synklinoriums komplett gegeben ist, deutet sich doch mit zentralem Alb-Cenoman, dem der östliche Bach-Einschnitt sichtlich folgt (Karte, Profil), und dem Neokom des Höppelberges O darüber ein "Mulden"-Zentrum mit O-seitigem Gegenanstieg an — die "Liesingmulde" Spitz'.

Von Wildegg bis zum Mödlingbach erscheint das unter starker Cenoman-Verkleidung wieder verwischt, nur Teilstücke höheren Juras scheinen auf, die Führung hat Neokom, im Westen so gut wie allein. In N—S über Kote 476 erscheint die Ober-Jura—Unter-Mittel-Kreide-Folge völlig innwärts überkippt, Reststück eines "ausgeworfenen" Gleitbretter-Stoßes.

Der Bau der Lunzer Decke, mit ihrer Höllensteinantikline, Flösselmulde, Teufelsteinantiklinale und p. p. Gießhübler Mulde, im Raum Kote 580mittlerer Jakobsquellen-Graben-Speckkammerl-Kote 575-Sparbach-Höppelberg-Kote 496-Sparbacher Naturpark-W-Hegenberg, ist ebenfalls im Aufnahmsbericht l. c., beschrieben.

⁸³) Im Mödlingbach-Bett selbst, unterhalb der Furt ONO Weinberg Kote 481 (SPITZ-Karte), sind zugehörige Elemente derzeit wohl nur verschüttet.

Die schmale ganz niedrige Hauptdolomit-Rhät-Lage auf Kote 580, N-weisender Ausläufer der Hauptdolomit-Region des Speckkammerls, ist eine typische "Halbklippe" (TOLLMANN) aus der Frontregion der Höllensteinantikline. Die Neokom-Lagen der Frankenfe¹ser Innenzone, vom Halbfenster O unter dem Kotenrücken und die W-seitige, werden als unter diesem Deckgebilde durchziehend in Verbindung gebracht (Fallzeichen!).

Diese kleine Kappe ist der Nordsporn der weit gegen W vorkragenden Halb-Deckscholle der Speckkammerl-Gruppe, Koten 580-594-575, deren Frontbogen sichtlich die Frankenfelser Innenzone schneidet (Karte).

Im Bereiche des mittleren Jakobsquellen-Grabens und W-wärts über Kote 594 ist im Frontbug der Höllensteinantikline bei ihrer Wendung gegen SSW eine gewisse Tendenz zur "Stirn"-Bildung zu erkennen. Sie kommt im Abtauchen ihres Karn-gesäumten Mitteltrias-Antiklinalkerns vor der Obertrias des Speckkammerls an der Tiefenlinie des Grabens (Karte) und im frontale Schoppung anzeigenden Kopfstand des Hauptdolomits in W um Kote 594 (Fallzeichen!) zum Ausdruck. Letzteres und der glatte Vorstoß der Hauptdolomit-Packung des Frontbogens vor allem langhin über das Frankenfelser Halbfenster des linken Sparbach-Hanges (Karte) stempeln das Speckkammerl zum Typus "Stirnplatte" (TOLL-MANN), zumindest ohne erkennbaren "Schrägzuschnitt" ("Stirnplatte ohne Schrägzuschnitt" [TOLLMANN]).

Von der O-seitigen Überwalmung des Sparbacher Halbfensters an Kote 575 scheint eine Fuge in NO zum Sattel zwischen dem Speckkammerl Kote 594 und Kote 575 abzugehen (Grabenanlage und Sattelbildung!), an der Hauptdolomit von Kote 575 auf Hauptdolomit-Rhät von Kote 594 gegen NW aufgeschoben sein dürfte.

Im Sparbach-Einschnitt an Kote 575 erscheint mit dem Herantreten der Flösselmulde vom NO her die Höllensteinantikline auf ein enggetriebenes, invers aus der Tiefe steigendes, förmliches "Wurzel"-Stück reduziert. Am Gegenufer vergrößert sich mit einem vom unteren östlichen N-Hangstück des Höppelberges gegen N/NW vorstoßenden Hauptdolomit-Frontkeil die Breite gegen außen. Wieder schneidet dieser die Frankenfelser Innenzone deckend, sein NO-Saum rahmt das Sparbacher Halbfenster am Bachlauf, der frontale Abstoß am W-Rand, Hauptdolomit der Lunzer über Neokom der Frankenfelser Decke, ist überzeugend (Fallzeichen!).

Zwischen der ausgedehnten Lunzer W-frontalen Oberkreideklastika-Verkleidungszone am Höppelberg in WNW unter dem Gipfel und dem in O ganz nahe an die Gipfelkote 563 reichenden W-Rahmen der Flösselmulde ist der Hauptdolomit der Antiklinale am stärksten breitenreduziert (Profil). Immerhin ist noch einiges SSW Kote 563 über den Kamm Antiklinalaufbau ablesbar.

Im weiten Raum gegen Höppelberg-Kote 496—Hegenberg ist O-seitig noch Aufsteigen eines Innenflügels längs der an breiter Front aushebenden Flösselmulde anzunehmen zulässig, mit der merkwürdigen großenteils Oberkreide-verkleideten Rhät-Jura-Bestückung des Kammes an und bis weit über Kote 496 hinauf stellt sich ein zentrales Element ein, an dem der Hauptdolomit zu einer weit ausladenden östlichen Zone und einem westlichen deckenfrontalen, an der Fuge gleichfalls mehrfach Oberkreideklastikabesetzten Ast auseinandertritt. In der Region zwischen Hegenberg-WSW und Kote 496-SO schließlich müssen um die aushebende Flösselmulde Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale verschmelzen.

Das Jungschichten-besetzte Lunzer Frontstück am Höppelberg, das (inverse Lage rückgeführt) wie eine Stirneinrollung aussieht, kann nicht als vorderste der Lunzer Decke angesprochen werden, da die enorme Reduktion der Lunzer Staffel im Raum um Wildegg und die Vollbreite der Frankenfelser Innenzone im Wildegger Profil, in diesem Süd-Raum, wie auch immer, eine zum Erosionsrand abgetragene ehemals ausgedehntere Überwalmung der Frankenfelser Decke anzunehmen offensichtlich erfordern (Profil, Grenzfugenschnitt). Eher greift die regionale Baufuge dieses Abschnitts an eine primär interne Oberkreide-Ingressionsrinne der Lunzer Decke.

In ansehnlicher Breite reicht die Flösselmulde an Kote 575-SO/S, wo, wie geschildert, der Abstieg von der Höllensteinantikline, invers überschlagen, trefflich erschlossen ist, über den Sparbach und den Sparbacher Naturpark in das Kartengebiet. Zentrale Lage der Cenoman-Stöcke auf, W und NO Kote 504 im Neokom der Synkline (Karte) deutet auf Jüngstes in einem Mulden-Zentrum. Die Rhät-Jura-Partie O Hegenberg Kote 509 und der Jura-Keil SW der Kote gehören dem Wiederaufstieg zur Teufelsteinantiklinale an.

W-seitige Rhät- und Jura-Stücke am zentralen Neokom der Mulde und dessen Abstoß am Hauptdolomit der Höllensteinantikline auf Zwischenstrecken (Karte), im Verein mit den flankierenden Jura-Keilen im N und S, erweisen das gänzliche axiale Ausheben der Flösselmulde an breiter Front O Höppelberg-Gipfel—SW Hegenberg.

Wie gesagt, müssen um diese Aushebung, zwischen Hegenberg-WSW und Kote 496-SO, Höllenstein -und Teufelsteinantiklinale verschmelzen; ein Anzeichen für Ruptur an einer Naht (Aufnahmsbericht, l. c.) ist nicht gesichert.

Die Teufelsteinantiklinale ist am Hegenberg, wenn auch sicherlich stark verstellt (Karte, Fallzeichen!), in schmalem Ausstrich noch als ausund innseitig absteigendes Element erkennbar. Über Wildegg-Talausgang-Kote 451 und W zum Mödlingbach geht vornehmlich nur mehr ihr Süd-Dach weiter, das W der Straße nach Wildegg am Frankenfelser Innenstrang abstößt. Dort trägt der Hauptdolomit der Abdachung mehrere meist isolierte Reststücke der einstigen Bedeckung mit Rhät und transgressiver Oberkreide (Karte).

Im Abstieg zur Gießhübler Mulde des Raumes Hochfeld—Kalkfeld brandet am Hauptdolomit—Rhät-Saum (Waldgrenze!) das Cenoman des weiten Beckens. Das Strandgut reicht auch am Saum selbst vielfach weiter hinauf als bisher bekannt (Karte). Auf Hochfeld-WNW scheint das Süd-Dach der Teufelsteinanktiklinale durchzuschimmern. Die Grenzziehung zwischen den randlichen Cenoman-Klastika und innwärtigen Globotruncanenmergeln mußte ganz schematisch bleiben (PLÖCHINGER). Im Osten streicht von NO über Kote 455 die Gosau der Gießhübler Mulde (PLÖCHIN-GER) zu. Mit Cenoman hoch aufgreifende Oberkreide findet sich noch SSW unter dem Hegen berg. Am Saum vor der Gosau erscheint der Abstieg von der Teufelsteinantiklinale durch Rhät WNW 455 und den Neokom-Streifen SO/S Hegenberg, mit seiner Fortsetzung innseits dieser Rhät-Lage, akzentuiert.

Der Deckengrenzausstrich hat, nach Verlegung der W-Ausbuchtung um "J" (Jurahornsteinkalk) S der Jakobsquelle in die Grabensohle unter ihr, Anschluß an das Endstück der Darstellung auf Karte, Tafel 28, 1961, gefunden.

Er umzieht sodann das Frankenfelser Halbfenster des oberen Jakobsquellen-Grabens, die Lunzer Deckschollen-Gruppe Kote 580—Speckkammerl und das Sparbacher Halbfenster der Frankenfelser Decke. Vom Lunzer Front-Keil an Höppelberg-NNO läuft die Naht an der zurückgenommenen Front der Lunzer Decke gegen die Frankenfelser Innen-Zone über den N-Abfall und längshin am WNW-Hang des Höppelberges, streift im Absinken kurz die Neuweger Straße OSO Wildegg und zieht in O-Schleife um den Frankenfelser Neokom-Kopf NNW Kote 496. Mit der Lunzer Front wird in scharfer Wendung gegen WNW die Straßengabel Neuweg—Wildegg gequert, am Frankenfelser Innen-Strang N Kote 451 ein Haken gegen SW geschlagen, worauf sich mit der generellen Wendung der beidseitigen Grenzstaffeln gegen WNW mehr oder weniger gleichgerichteter Verlauf am unteren SSW-Hang des Alleeberges bis zum Mödlingbach ergibt.

Wenn auch durch Vorprellungen der Lunzer Front großzügig überspielt, ist von der all- und altbekannten Inverslage des Deckenstapels der "Randkette" bei Wien (zuletzt 1965 a, S. 139) auch in diesem westlichsten Abschnitt des Höllensteinzuges noch Wesentliches mit aller Deutlichkeit zu erkennen³⁴).

Innwärts überschlagen ist der im Zuge 603-Neuweg-Hausberg unter den Kieselkalk fallende Innenschenkel der Randantikline, dieser desgleichen an Kote 533, voll ausgeprägt ist die Rücküberkippung der Randantikline an der Einwärts-Neigung der Pilz-Struktur des Alleeberges (Profil!), generell inwärts überschlagen ist die Frankenfelser Innen-Zone im Zug Wildegg (Profil!)-Mödlingbach (Fallzeichen!), besonders kraß am innwärts flach aufsteigenden, damit scharf widersinnig an der Lunzer Front abstoßenden Neokom längs der Neuweger Straße, SO Wildegg (Steinbruch, Fallzeichen, Profil) und an der völlig innwärts überkippten Serie in N-S über Kote 476, Alleeberg. Invers liegen die Höllensteinantikline im Abstieg zur Flösselmulde an Kote 575-Sparbach (Karte, Profilschilderung), über den Sparbach auch der Außenflügel der Flösselmulde (Fallzeichen). Eine Strecke lang tritt verkehrtes Fallen noch an der Lunzer Front im Bereich der vereinigten Teufelstein-Höllenstein-"Antiklinale" NNO Kote 451, N über dem östlichen Hochfeld, auf.

Dem tektonischen Konzept weit- und breithin beidseits der Überschiebung entsprechend, muß also die Deckengrenzfuge teils, wie im Höllensteinzug um Kaltenleutgeben, aus der Tiefe steigend, an den inversen oberflächennahen Stapel-Köpfen gegen den Ausstrich zu rücküberlegt sein (1965a, S. 147), teils unter den Deck-Gebilden der Lunzer "Vorprellungen" flache Lagerung einnehmen; auch einer ehemals ausgedehnteren Überwal-

³⁴) Persistenz tektonischer Motive!

mung der Frankenfelser Decke in Richtung NW-Sektor ist Rechnung zu tragen (Profil, Grenzfugenschnitt).

Morphologisch besteht zwischen den Arealen beider Decken im Kartengebiet kein irgendwie erheblicher Unterschied. Die Akzentuierung der Lunzer Decken-Front über der am Sparbach gebrochenen Tiefenlinie SW Kreuzsattel³⁵)/östliches Wildegger Tal erscheint durch gleichen Höhenaufschwung der gegenüberliegenden Randantikline und des Westrahmens der Langenbergbucht kompensiert. Von Wildegg zum Mödlingbach ist die Lunzer Decke am Alleeberg so tief gekappt, daß ihr schmaler Front-Streifen unter dem Frankenfelser Bereich zu liegen kommt.

Das Entwässerungs-Netz führt diesen Beisatz zu Recht. Im NW-Sektor ist das Prägung tektonischer Vergitterung, im O-Bereich kreuzen einander tektonische Anlagen im Streichen und quere Durchbrüche (Karte).

So viel W außerhalb der Karte bis jetzt gesehen, scheint die Mödlingbach-Talung im Stück unterhalb S Hubertushof-O Kote 406, Lutzfeld, durch westseitigen Vorstoß der Lunzer Decke bedingt zu sein. Die Strecke am Rohrkogel ist rückgeschrittener Durchbruch.

Die Inzision des östlichen Wildegger Tales ist aus der Grenz-Fuge Lunzer/Frankenfelser Decke in das Mulden-Zentrum der Frankenfelser Innen-Zone geraten.

Im Oberlauf des Jakobsquellen-Grabens, mit der Jakobsquell-Nische am Ursprung und "Q", dem tiefer gelegenen Wasseraustritt, O unter Kote 580, sind im Grabentiefsten nacheinander zwei in ihrer stratigraphischen und tektonischen Stellung völlig verschiedene Sandstein-Lagen zu spüren. Im obersten Grabenstück ist Frankenfelser innenrandlicher Cenoman-Sandstein der Sohle (Deckengrenze!) Wasserstauer der Jakobsquelle, ein Stück lang ab "Q", Lunzer Sandstein des Mitteltrias-Rahmens der Sohle Staulage für den unteren Austritt (Karte).

Drei Stellen mit "Voralpinen Karst"-Erscheinungen (GÖTZINGER) wurden angedeutet. Die Signatur S Rotes Kreuz, OSO Kote 516, steht für eine Gruppe von gegen O zu offenen Halb-Trichtern, "Halbdolinen", im Hauptdolomit, auf einem Schulter-artigen Verebnungsstutzen, N über der Senke im Kamm zwischen dem Alleeberg und der Kote 516, also wohl auf dem Stumpf einer älteren Sattelfläche gelegen. Auf ausgekolkten Hauptdolomit, knapp unter dem Verebnungsstutzen einer Altfläche, dem "Gipfel"-Kamm des Hausberges, weist die Signatur S Kote 559. "Dem Hauptdolomit aind Karstformen nicht fremd" (GÖTZINGER). Sichtlich anders geartet, ist der verhältnismäßig große, auffallende, gegen NW unten offene Halb-Trichter am oberen NW-Hang des Alleeberges, im Nahbereich des großen Rauhwacken-Schwarmes NNW unter dem Gipfel. Signatur SW an der Schneise, NW unter der Gipfelkote 543. Diese Ausnehmung ist keine morphologisch vorbedingte Bildung auf irgendeiner Altfläche, sondern wohl ein Einsturztrichter in Rauhwacken, also ein "Gipskarst", in genetisch weitestem Sinne.

³⁵) In dessen Gebiet der Anstoß die Wasserscheide des Höllensteinzuges quert und sich die Lunzer Front orographisch nur im Aufschwung zu Kote 630, OSO Kote 601, Kreuzsattel, zu erkennen gibt (Karte, Tafel 28, 1961).

Literatur

- 1905, TOULA, F.: Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und Mödlingbaches. Jahrb. Geol. R. A., Wien 1905, S. 243.
- 1910, SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. -- Mtlg. Geol. Ges. Wien, III. Bd., Wien 1910, S. 351.
- 1919, SFITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mtlg. Geol. Ges. Wien, XII. Jahrg., Wien 1919, S. 1.
- 1934, SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, XXVII. Jahrg. (Bd.), Wien 1934, S. 1.
- 1949, ROSENBERG, G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die "Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien" der Geol. B. A. im Raume Kalksburg— Sulzberg (Wien). — Verh. Geol. B. A., Wien 1949, S. 180.
- 1952, GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. Geol. B. A., Wien 1952.
- 1955, ROSENBERG, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. A. Kalkalpen-Nordostsporn bei Kaltenleutgeben (NÖ.) und am Mödlingbach zwischen Sulz und Sittendorf (NÖ.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1955, S. 197.
- 1956, Götzinger, G.: Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeiten. Mtlg. Geol. Ges. Wien, R. v. Klebelsberg-Festschrift, Bd. 48, 1955, Wien 1956, S. 33.
- 1961, ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande. — Jahrb. Geol. B. A., Wien 1961, S. 443.
- 1962 a, KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. — Erdoel-Zeitschr., Heft 11, Hamburg 1962, S. 3.
- 1962 b, MATURA, A.: Der Kalkalpennordrand bei Sulz im Wienerwald zwischen Mödlingbach und Sulzerhöhe—Sulzberg—Rotes Kreuz—Alleeberg. — Phil. Fak. Univ., Wien 1962.
- 1962 c, PLÖCHINGER, B.: Bericht 1961 über Aufnahmen im Bereich der Gosaumulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (Blatt Baden 58). — Verh. Geol. B. A., Wien 1962, S. A 46.
- 1964, PLÖCHINGER, B. mit Beiträgen von OBERHAUSER, R. und WOLETZ, G.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NÖ.). — Mtlg. Geol. Ges. Wien, 56. Bd., 1963, Wien 1964, S. 469.
- 1965 a, ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). — Jahrb. Geol. B. A., Wien 1956, S. 115.
- 1965 b, ROSENBERG, G.: Kammerstein (Ruine)—Bierhäuselberg (NÖ.). Verh. Geol. B. A., Wien 1965, S. 9.
- 1966, ROSENBERG, G.: Bericht 1964—1965 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. Kalkalpen im Bereiche Neuweg—Wildegg—Mödlingbach auf Blatt Kaltenleutgeben und Baden 58/3 u. 4, Ausschnitt, auf 1: 10.000 vergrößert. — Verh. Geol. B. A., Wien 1966, S. 44.

Belegmaterial aus dem dargestellten Gebiete befindet sich in der Geol.-Pal. Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien.

Erläuterungen zu Tafel 1

Die Frankenfelser und die Lunzer Decke im westlichen Höllensteinzug (NÖ.). Gerüst: Ausschnitt aus Blatt Kaltenleutgeben und Baden 58/3 u. 4, von der Geologischen Bundesanstalt auf 1:7500 vergrößert und umsigniert.

Auf den Grundlagen und unter Benützung der Darstellungen von SPITZ (1910 und 1919), SOLOMONICA (1934) und MATURA (1962), im Anschluß an die "Karte der Langenbergbucht etc." (1961, Tafel 28) zum Großteil in 1:5000 neu aufgenommen. Cenoman und Gosau des Südrahmens, im Raum Hochfeld—Kalkfeld—Kote 455, in der Großfläche, nach B. PLÖCHINGER (1964 und Original-Manuskript).

Die lange Störungssignatur durch den Ost- und Süd-Bereich gibt den Verlauf der Grenze Frankenfelser/Lunzer Decke an.
GEOLOGISCHE KARTE DES WESTLICHEN HÖLLENSTEINZUGES am Mödlingbach (N.Ö.) von G. ROSENBERG, 1967. Oberkreide des Südrahmens nach BENNO PLOCHINGER, 1964.



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 110. Band, 1967

Tafel 1

+
schwebend

LE	GENDE:
	Gutensteiner Schichten
	Reiflinger Schichten – Heller Partnachkalk
	Lunzer Schichten
	Opponitzer Schichten
X X X X X X X X X X X X X	Rauhwacken
	Hauptdolomit
	Rhät
	Rhåt, Schattwalder Schichten
	Kieselkalk
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	Kalksburger Schichten
2222	Allgåuschichten Liasfleckenmergel
4 4 H A A	Hierlatzkalk
VA AAA	Vilser Kalk
ジビン	Jurahornsteinkalk und Jurakalk i.A.
2 P/-	Plassenkalk und Malmkalk i.A.
	Tithonflaserkalk und Mühlbergkalk
	Schrambach - Neokomaptychenschichten
/	Alb-Mergelschiefer
教報務	Sandsteine, polygene Breccien und Exofikakongiomerat des Ober- Alb - Unter - Cenoman
<u>알</u> 오	Feinbreccien und Sandsteine des Globotruncanenmergel Cenoman
	Gosau sandige Bitumenkalke des Ober-Santon - Campan
	Gosau C Sandsteine des Campan (-Maastricht ?)
Y///s//	Gosau I. A. C Bunte Mergel des Campan (-Maastricht?) M Sandsteine des Maastricht?
8 8 0 8 0 0 0 0 0 9 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 9 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	Gosau Ober -Campan-Maastricht - Konglomerate und Breccien
ß.	Kalktuff
劉憲	Schuttfächer
6	Fossilien
6 W	Fundstelle der Worthenia contabulata
•	Mikroprobenentnahmestellen B. Plåchingers
C.	Voralpiner Karsttrichter

Jb. Geol. B. A.	Bd. 110	S. 135—168	Wien, August 1967	
			1 .	

## First Report on the Occurrence of Nannoplankton in Upper Cretaceous-Paleocene Sediments of Israel

#### S. Moshkovitz *)

With 6 plates, 5 text-figures and 1 chart

#### Contents

					Seite
Abstract				• • • •	135
Introduction					135
Acknowledgement					136
Methods of Study					137
Stratigraphical and paleontological	relations of th	e studied 1	naterial	• • • •	137
Safad Area		• • •			137
Other localities					140
Correlation and age assignment of	the Nannopla	ankton .			142
Systematic paleontology					146
Bibliography					16 <b>6</b>
Plates 1-6					

#### Abstract

The present study brings first information on the occurrence of nannoplankton from Upper Cretaceous-Paleocene sediments of Israel.

The different stratigraphic units, i. e. Maastrichtian, Danian and Paleocene, are easily distinguished by their nannoplankton contents, and biostratigraphic correlations with other regions of the world are indicated.

Forty three species are listed and discussed.

Two subzones in the Upper Paleocene, based on different faunal assemblages are observed. The respective *Discoaster multiradiatus* communities of these subzones are discussed and statistically analyzed. A decrease in the number of the rays can be shown as a possible evolutionary trend within this species.

#### Introduction

Investigation of the calcareous nannoplankton has been going on for more than a century (EHRENBERG, 1836; HUXLEY, 1858). However, it is

^{*)} Department of Geology, The Hebrew University of Jerusalem, Israel. UNESCO Training Center for Geology, Geological Survey of Austria, Vienna (1964-1965).

only recently that these tiny planktonic forms  $(2-30 \mu)$  have attracted the marked attention of both marine biologists and paleontologists. The numerical importance of these nannofossils, increasing to enormous abundance in some marly and calcareous rocks of the Mesozoic and the Tertiary systems, was demonstrated by many workers (A. ARKHANGELSKY, M. BRAMLETTE, G. DEFLANDRE, K. GAARDER, E. KAMPTNER, E. MARTINI, D. NOËL, H. STRADNER, TAN SIN HOK and others). The wide geographic and in many cases the restricted stratigraphic distribution of the calcareous nannoplankton has already proved to be of importance in stratigraphical investigations, especially in the Upper Cretaceous and the Lower Tertiary (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961; BRAMLETTE & MARTINI, 1964; DEFLANDRE, 1959; HAY, 1961, 1962; MARTINI, 1961; STRADNER, 1963; STRADNER & PAPP, 1961; SULLIVAN, 1964, 1965).

It is true that due to the tiny size of these forms they are much more apt to be redeposited in younger strata, a fact that detracts somewhat from their stratigraphical value, but on the other hand this factor opens new scopes for research in other geological fields such as paleogeomorphology, paleocurrents etc. During the last years problems concerning paleoclimatology (COHEN, 1964) and paleoecology (SULLIVAN, 1964, 1965) have also been approached.

Recent studies of the morphological characters by means of the electron microscope proved to be a turning point in our knowledge of this group of nannofossils.

It was possible to show that even the smallest forms, of  $2-3 \mu$  or so, are in many cases quite complicated, and are too small to be resolved by the optical microscope. It is true that the general pattern of crystal arrangement can be discerned with polarized light but the shape of the individual crystals and their superposition could be established only through the high magnification of the electron microscope.

For quick determinations for stratigraphical purposes the optical microscope with its polarizing equipment doubtlessly remains the most valuable instrument, but for more comprehensive investigation both the electron and the optical microscopes must be employed.

The fossil assemblages discussed in this paper were obtained from Upper Cretaceous-Paleocene samples from Israel. The aim of this report is to record the nannoplankton species and discuss their known stratigraphic distribution.

Sec. 2

#### Acknowledgement

The present investigation was carried out during a study term at the UNESCO-Course of the Post-Graduate Training Center for Geology, Vienna, under the direction of Prof. Dr. H. KÜPPER, the director of the Geological Survey of Austria, Vienna. A Fellowship was kindly granted by the Department of Education, the Austrian Government. The author is very much indebted to Dr. H. STRADNER of the Geol. Survey of Austria, Vienna, through whom he made his first acquaintance with this interesting group, for his supervision and advice throughout completion of this report.

The samples from the Safad area kindly supplied by Dr. A. FLEXER, the Hebrew University of Jerusalem, Israel. Part of his columnar section No. 1 of this area is reproduced (Fig. 2). Samples from other localities were supplied by the Geol. Survey of Israel, Ministry of Development, Jerusalem, mostly collected by Y. ARKIN & A. STARINSKY of the Mapping Division. They are also authors of the schematic sections (Figs. 3, 4) of the Paleocene. Age determinations of all the Geol. Survey Israel samples were made by Dr. Z. REISS of the Paleontology Division, on the basis of foraminifera. Mr. T. TAKAYAMA, Inst. Geol. Paleont., Tohoku University, Japan, supplied helpful general information. Mrs. I. ZAK of the Geol. Survey of Austria, Vienna, assisted the author with the arrangement of the plates. Mr. I. PERATH of the Israel National Oil Co. read and corrected some parts of the English manuscript.

The kind help of alle these persons is gratefully acknowledged.

#### Methods of Study

The samples were treated and examined according to the methods outlined by STRADNER & PAPP (1961) and COHEN (1964). A Reichert binocular polarizing microscope BIOZET was used, with oil-immersion magnification of 1000x. The microphotographs were taken with an EXAKTA Camera. For obtaining better relief when dealing with discoasterids, the author followed STRADNER'S (1963) method. In some cases, however, depending on the preservation conditions of the samples, a medium of castor oil (n = 1.48) was used instead of saturated CaCl₂ (n = 1.47). For the study of coccoliths, Caedax (n = 1.55) or Canada balsam (n = 1.54) were used, sometimes mixed with xylene (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961). When using media other than Caedax or Canada balsam, the edges of the cover glass were glued to the slide by Konstruvit Geistlich.

A simple statistical method was used for finding the relationship between two different Discoaster multiradiatus communities occurring in adjacent biostratigraphic subzones in the Upper Paleocene. In this case the diameter and the number of rays of the individual specimens were measured and counted. Results are shown in Fig. 5.

#### Stratigraphical and Paleontological Relations of the Studied Material

## Safad Area

Outcrops in this area, which is situated in Upper Galilee, north Israel (see reference map, Fig. 1), consist mainly of Upper Cretaceous-Eocene rocks. The area was geologically mapped by SHIFTAN (1952) and by FLEXER (1964). The latter author also made a detailed paleogeographical study of this area

1*

(unpublished Ph. D. thesis, The Hebrew Univ. Jerusalem, 1964). The material for the present nannoplankton study was taken from FLEXER's samples, represented in his Columnar Section No. 1 of the above work, and which, on the basis of foraminifera, had been assigned to Turonian-Paleocene. In



the present report the author has restricted himself to the study of the Maastrichtian — Paleocene samples. Most of the 11 supplied samples contained large amounts of nannoplankton, but usually their state of preser-



vation was not good enough for a thorough study and description, and therefore a few samples only were treated more thoroughly.

According to FLEXER the Maastrichtian-Paleocene section consists of white and limonitic chalks, calcareous shales and limestones. The Maastrichtian rocks, reaching a thickness of about 100 m., are overlain by Paleocene rocks of Landenian age composed of limestones and hard shales with bituminous and limonitic material. According to FLEXER their thickness reaches about 10 m. and the contact between the Maastrichtian and the Paleocene is found just above the soil cover. The following foraminiferal species were found in the Maastrichtian: Neoflabellina numismalis-efferata, Praebulimina kickapooensis, Angulogavelinella abudurbensis, Reusella pseudospinulosa, Bolivinoides draco miliaris, B. draco draco, B. draco dorreeni, Globotruncana gagnebini, G. esnehensis, Praebulimina laevis, P. arkadelphiana, Cibicides voltziana, C. beaumontiana, Bolivina incrassata "gigantea", Anomalinoides rubiginosa, A. pseudoacuta, A. constricta, Allomorphina conica, Stensioina pommerana, Gyroidinoides naranjoensis etc. The Paleocene (Landenian) contains: Gyroidinoides naranjoensis Anomalinoides vanbelleni, Angulogavelinella "danica", Loxostomoides applinae, Truncorotalia angulata, Bulimina midwayensis.

According to the results obtained by nannoplankton from this section (Fig. 2), it is clear that the boundary between the Maastrichtian and the Paleocene is to be found immediately below the soil cover, so that the hard limestone (Sample S-110) must be already assigned to the Paleocene. Indeed, no indicative microfauna was found in this sample (FLEXER, 1964), and according to recent personal communication the author confirms that this sample contains in fact a somewhat different foraminiferal assemblage than those of the Maastrichtian and could be already related to the Danian-Paleocene.

## Other localities

Of the many outcrop samples supplied by the Geological Survey of Israel, only the marly specimens were treated owing to the relatively better preservation of their nannofossil contents. They include:

Sample	Age	Locality	Coordinates
A. S. 229	Paleocene	Nahal Atadim, The Negev	1295/0498
	(Landenian)	(Southern Israel)	
Y. A. 45	Paleocene (Landenian)	Nahal Zin, The Negev	1289/0278
Y. A. 35	Paleocene (Landenian)	Nahal Zin, The Negev	1270/0275
No. 20265	Danian	Tel Aviv—Jerusalem Rd.	144/135
Y.A. 84	Maastrichtian	Nahal Zin, The Negev	1282/0289
Y.A. 74	Maastrichtian	Nahal Zin, The Negev	1282/0289

Sample A. S. 229 was taken from a higher stratigraphical level than Y. A. 35 and Y. A. 45 (see Figs. 3 and 4). This is also confirmed in the results. All three samples are of Upper Paleocene (Landenian) age and belong to the Hafir Member which occurs in the higher part of the Taqiye Formation (see Lexique Stratig. Internat. Vol. III, fasc. 10 C 2, Israel, 1960). The ages were determined on the basis of foraminifera, by Dr. Z. REISS of the Geol. Surv. Israel. The Maastrichtian samples contain, among others: Bolivinoides draco draco, Praebulimina laevis, Bolivina incrassata, Stensioina pommerana, Globotruncana contusa, G. gansseri, G. esnehensis, Racemiguembelina spp., Neoflabellina reticulata, Pseudotextularia spp., Pseudoguembelina spp., Rugoglobigerina spp.

The Danian sample contains among others: Globoconusa daubjergensis, Globigerina (Subbotina) triloculinoides, G. (S.) pseudobulloides, Globorotalia (Turborotalia) compressa, Angulogavelinella avnimelechi, Alabamina midwayensis, Bolivina midwayensis, Pseudoclavulina globulifera, Spiroplectammina plummerae, Tappanina selmensis, Bolivinoides delicatula etc.



----- CHALK

____ MARL

The Upper Paleocene (Landenian) samples contain among others: Globorotalia angulata, G. simulatilis, G. pseudomendardii, G. velascoensis, G. aequa, Siphogaudryina aissana, Bolivinoides curtus, Angulogavelinella avnimelechi etc. According to the nannoplankton, the different stratigraphic levels were easily observed. Furthermore, two biostratigraphic subzones in the Upper Paleocene can be distinguished. These subzones are based on different faunal assemblages and also on different characteristics of *Discoaster multiradiatus*.



Fig. No. 4

## Correlation and Age Assignment of the Nannoplankton

Chart 1 summarizes the vertical distribution of the calcareous nannoplankton species recorded in the present paper. It does not, however, indicate redeposited specimens, full findings of which are already mentioned in the text and in the chapter of systematic paleontology. From this chart it is seen that the three stages, i. e. Maastrichtian, Danian and the Paleocene differ from each other by their faunal assemblages and are easily distinguishable. The most diversified assemblage is that of the Maastrichtian. This fact is in good accordance with the results of BRAMLETTE & MARTINI (1964) and STRADNER (1963). The following forms were recorded:

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA Coccolithus cf. C. barnesae (BLACK) Zygodiscus? amphipons BRAMLETTE & MARTINI Discolithina cf. D. numerosa (GORKA) Deflandrius intercisus (DEFLANDRE) Kamptnerius magnificus DEFLANDRE Parhabdolithus embergeri (Noël) Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE Z. chelmiensis GORKA Z. Crux (DEFLANDRE & FERT) Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) Thoracosphaera cf. T. imperforata KAMPTNER Cylindralithus cf. C. serratus BRAMLETTE & MARTINI Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE Lucianorhabdus caveuxi DEFLANDRE Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE M. cf. M. stradneri BRAMLETTE & MARTINI Micula staurophora (GARDET) Tetralithus gothicus form. trifida Stradner Cretarhabdus decorus (DEFLANDRE)

No important differences in species were noted between the Maastrichtian samples from northern Israel (Safad area) and those from southern Israel (The Negev), and the distribution of the species was about the same.

According to BRAMLETTE & MARTINI (1964) and STRADNER (1963) most of these forms appear already before the Maastrichtian and are known throughout most of the Senonian. Their exact distribution awaits further study. Some of the most typical forms encountered regularly in the Maastrichtian samples described here are:

Micula staurophora, Arkhangelskiella cymbiformis, Coccolithus cf. C. barnesae, Zygolithus diplogrammus, Lithraphidites carniolensis, Microrhabdulus decoratus, Discolithina cf. D. numerosa, Eiffellithus turriseiffeli.

The forms found in the Maastrichtian samples of Israel have been registered in equivalent stratigraphic levels in different parts of the world (U. S. A., Europe, North Africa, U. S. S. R., Poland etc.) by BRAMLETTE & MARTINI (1964), DEFLANDRE (1959), GORKA (1957, 1963), STRADNER (1963) and VEKSHINA (1959).

A sharp boundary between the nannoplankton faunas of the Maastrichtian and the Danian was already noted by BRAMLETTE (1958), BRAMLETTE & MARTINI (1964) and STRADNER (1963). The rich and diversified faunal association of the Maastrichtian suddenly changes to an entirely different meagre community with only few dominant forms, such as Coccolithus helis Stradner, C. crassus Bramlette & Sullivan, Zygolithus concinnus Martini, Zygodiscus sigmoides Bramlette & Sullivan and some others.

This remarkable phenomenon is also noted in the Danian sample from Israel. Though only one sample of Danian rock was available to the author in the present report, it was enough to show the big difference from the older Maastrichtian assemblages. This seems to be in accordance with a similar foraminiferal brake in this country already marked by REISS (1955).

The prevailing Danian forms in Sample 20265, from the central part of the country, are:

Zygodiscus sigmoides BRAMLETTE & SULLIVAN Z. concinnus MARTINI Coccolithus helis STRADNER C. danicus (BROTZEN) C. crassus BRAMLETTE & SULLIVAN Thoracosphaera cf. T. imperforata KAMPTNER T. cf. T. deflandrei KAMPTNER

All these forms are unknown in older geological formations (except for *Thoracosphaera* spp.) and appear for the first time in Danian sediments. Some rare occurrences of redeposited Maastrichtian forms, such as *Micula staurophora*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Deflandrius intercisus*, were noted, but on the whole the change is very evident and easily recognized. The general appearance of the coccoliths is already that of the Lower Tertiary forms, and is quite different from the Upper Cretaceous forms. They are reported in Danian rocks from Europe and the U. S. A. (BRAMLETTE & MARTINI, 1964; BROTZEN, 1959; MARTINI, 1964; STRADNER, 1963).

A turning event seems to have taken place in the evolution of the calcareous nannoplankton during the Paleocene, with a sudden explosion of a new group — the Discoasterids. These star-shaped forms, whose taxonomic position is still undetermined, are owing to their bigger size and simpler construction, much easier to study when compared with the coccoliths.

Five samples from Paleocene rocks were examined. Sample S-110 from the Safad area, regarded by FLEXER (1964) as uppermost Maastrichtian, yielded among others the following forms:

Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) Discoaster cf. D. gemmeus STRADNER Discoaster spp.

Preservation of this sample is relatively bad and no definite determination of other species was possible. According to present knowledge Coccolithus crassus appears for the first time in the Danian, whereas Discoaster gemmeus is known from the Middle to Upper Paleocene. The presence of Discoasterids in this sample excludes the possibility of Maastrichtian age of this sample and points to a Middle — Upper Paleocene age. Figure 2 represents part of FLEXER's columnar section of the Safad area. According to the above results the boundary between the Maastrichtian and the Paleocene has been moved downward by about 10 m. as shown on the right-hand diagram of Fig. 2.

Sample S-111 of the above section, some 15 m. above the previous sample, yielded already the Upper Paleocene fossils:

Discoaster diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN D. delicatus BRAMLETTE & SULLIVAN D. ornatus STRADNER D. multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN C. bidens BRAMLETTE & SULLIVAN

Of special importance is the presence of *D. multiradiatus*. This species, which was described for the first time from the Paleocene, Velasco-shale, Mexico, has been reported meanwhile by different authors from various parts of the world in upper Paleocene strata.

A similar faunal assemblage is found also in the Landenian samples (Y.A. 35 and Y.A. 45) of the southern part of the country (Fig. 4). Among other species they contain:

Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN Discoaster diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN D. ehrenbergi TAN SIN HOK D. multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN

Sample A. S. 229, also of Landenian age from a somewhat higher stratigraphic level (Fig. 3), bears a different faunal assemblage, and Discoaster multiradiatus is found to be associated with Marthasterites bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER, M. contortus (STRADNER) and M. robustus (STRADNER), which are lacking in the other Landenian samples (Y. A. 35; Y. A. 45; S-110; S-111).

HAY (1961, 1962) in his works on the Discoasterids of the Schlierenflysh of Switzerland, already suggested that the zone with Discoaster multiradiatus which characterizes the base of the Schonisandstein, could be subdivided into two subzones: a lower — D. multiradiatus subzone in which the latter species predominates, and a higher — Marthasterites contortus subzone which is distinguished by the first appearance of this species and of M. bramlettei. According to our results, it seems that these subzones of the Landenian are present at least in part of Israel.

A further study of the *D. multiradiatus* communities that appear in these subzones was attempted by a statistical method. In each subzone a

hundred specimens of *D. multiradiatus* were measured, and their rays were counted.

The results clearly demonstrate a reduction in the number of rays in the individuals of the upper subzone. It is possible that this tendency is the expression of an evolutionary trend, in which case it may be used as a criterion for recognizing redeposited material; however ecological reasons must be considered as well before reaching definite conclusions.

#### Systematic Paleontology

## FAMILY COCCOLITHOPHORIDAE LOHMANN Genus Arkhangelskiella Vekshina, 1959, emend. BRAMLETTE & MARTINI

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA

(Pl. 1, figures 6, 6 a, 7, 8; pl. 5, figures 1, 2 a, 2 b)

- 1912 "Coccolith of unknown affinities" ARKHANGELSKY, Material zur Geol. Russlands, vol. 25, pl. 6, fig. 24.
- 1959 Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA Sibir. Nauchn. Issled. Inst. Geol. Geof. Syriya, Trudy, no. 2, p. 66, pl. 2, figs. 3 a-b.
- 1963 Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA STRADNER, Sixth World Petrol. Congress Frankfurt, Sect. 1, paper 4 (preprint), p. 12, pl. 1, figs. 4 a-c.
- 1964 Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina Bramlette & Martini, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 297, pl. 1, figs. 3–9.

R e m a r k s: This form is easily distinguishable by its central part with the straight cross and the minute perforations, especially when observed between cross nicols.

D is t r i b u t i o n: Though not so frequent, this form is found in all the examined samples of Safad area and the Negev, (S-86; S-89; S-96; S-102; S-103; S-105; S-109; Y. A. 74; Y. A. 84) of Maastrichtian age. Some rare reworked specimens were found also in the Danian and the upper Paleocene samples. According to different authors this species is typical in the Maastrichtian and in equivalents in many countries (Denmark; France; Austria; U. S. S. R.; Tunesia; U. S. A.).

> Genus Coccolithus SCHWARZ, 1894 Coccolithus cf. C. barnesae (BLACK)

1964 Coccolithus cf. C. barnesae (BLACK) — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 298, pl. 1, figs. 13-14.

R e m a r k s: Our specimens are similar to the one figured by BRAM-ETTE & MARTINI (1964). This form is very much pronounced between cross nicols, however, it seems that further study of its elements with the electron microscope is indispensible. Distribution: Very typical in the Maastrichtian samples of Safad area (S-86, S-89, S-96, S-102, S-103, S-105, S-109) and the Negev (Y. A. 74).

## Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 2, figure 4; pl. 5, figure 13)

- 1961 Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, no. 2, p. 139, pl. 1, fig. 1.
- 1963 Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN STRADNER (in: GOHRBANDT), Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 56, H. 1, p. 72, pl. 8, figs. 1–2.
- 1964 Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN SULLIVAN, Univ. California Publ., Geol. Sci., vol. 44, no. 3, p. 180, pl. 1, figs. 10 a—b.

R e m a r k s: The small projections into the central opening were not observed, but this may be due to bad preservation of the sample.

D is t r i b u t i o n: Upper Paleocene (Landenian) sample from Safad area (S-111) and the Negev (Y. A. 35). Known from Paleocene rocks of the U. S. A. (Lodo Formation-Unit 1; Anita Shale), Austria (Südhelvetikum zone north of Salzburg, zone E — Ilerdian, and zone F — Cuisian), England (in the type Thanetian) and in S.W. France.

#### Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 5, figure 9 a, 9 b)

- 1961 Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, no. 2, p. 139, pl. 1, figs. 4 a-d.
- 1963 Coccolithus crassus Bramlette & Sullivan Stradner (in: Gohrbandt), Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 56, H. 1, pl. 8, figs. 13—15.
- 1964 Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN SULLIVAN, Univ. California Publ., Geol. Sci., vol. 44, no. 3, p. 180, pl. 3, figs. 4 a—b.

R e m a r k s : The central area of this form is very conspicuous between cross nicols, whereas the thin margins of the larger plate are indistinct.

D i s t r i b u t i o n : Common in the Danian sample (20265) and in the upper Paleocene (S-110, S-111, Y. A. 45, A. S. 229) of Israel. STRADNER (in GOHRBANDT, 1963) found it in the Danian and throughout the Paleocene in the Südhelvetikum north of Salzburg, Austria. Originally, it was described from the Lodo Formation (Unit 3 — Lower Eocene, and Unit 4 — Middle Eocene), California. It is known also from the Lutetian, Donzacq, France.

#### Coccolithus danicus (BROTZEN)

#### (Pl. 2, figure 2)

1964 Coccolithus danicus (BROTZEN) — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 298, pl. 1, figs. 15—16.

¹⁹⁵⁹ Cribrosphaerella danica BROTZEN — Sver. Geol. Undersök, ser. C, no. 571, p. 25, text-fig. 9 (no. 4-6).

1964 Coccolithus danicus (BROTZEN) — MARTINI, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 121, no. 1, p. 48, pl. 6, figs. 3-4.

R e m a r k s: These forms with the oblique cross show similarities with those of the Paleocene and the Eocene (C. bidens and C. grandis BRAM-LETTE & RIEDEL) but differ in details; the Danian forms being usually smaller. The original microphotographic descriptions of BROTZEN (1959, figs. 1-3; 7-8) are vague, however, figs. 4-6 and especially the descriptions of BRAMLETTE & MARTINI (1964) resemble our specimens.

Distribution: Rare in the Danian sample (20265) from central Israel. This form is known in the Upper Danian of Sweden, the type Danian and in equivalents in S.W. France, Tunisia and Alabama (Clayton Formation).

#### Coccolithus helis STRADNER (Pl. 2, figure 1, pl. 5, figure 11)

- 1961 Heliorthus tenuis STRADNER Erdoelzeitschr., vol. 77, p. 84, text-fig. 64-65.
- 1963 Coccolithus helis STRADNER (in: GOHRBANDT), Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 56, H. 1, p. 74, pl. 8, fig. 16; pl. 9, figs. 1–2.
- 1964 Coccolithus helis STRADNER BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 298, pl. 1, figs. 10–12.
- 1964 Coccolithus helis Stradner Martini, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 121, no. 1, p. 48, pl. 6, figs. 5-6.

R e m a r k s: Our specimens agree with the descriptions of the above authors. This species seems to be related to the group of C. staurion BRAM-LETTE & SULLIVAN of the Middle Eocene. The latter is however bigger in size while its crossed central area is smaller.

Distribution: Present in the Danian sample (20265) of central Israel, where it is more common than *C. danicus*. The species is known in the type Danian and its equivalents in Austria, S.W. France, Tunesia and in the U.S.A. (Alabama, Clayton Formation).

## Genus Cretarhabdus BBRAMLETTE & MARTINI, 1964 Cretarhabdus decorus (DEFLANDRE)

1954 Rhabdolithus decorus DEFLANDRE — (in: DEFLANDRE & FERT), Ann. Pal., vol. 40, p. 159, pl. 13, figs. 4—6, text-fig. 87.

1964 Cretarhabdus decorus (DEFLANDRE) — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 300, pl. 3, figs. 9–12.

D i s t r i b u t i o n: Found in the Maastrichtian samples of Safad (S-102) and the Negev (Y. A. 84). Recorded in the Maastrichtian rocks in S.W. France, Siberia, Tunisia and in the U. S. A. (BBRAMLETTE & MARTINI, 1964). DEFLANDRE (in DEFLANDRE & FERT, 1954), described it from evidently reworked material in the Lower Lutetian of Donzacq, France.

## Genus Deflandrius BRAMLETTE & MARTINI, 1964 Deflandrius intercisus (DEFLANDRE) (Pl. 1, figure 18)

- 1954 Rhabdolithus intercisus DEFLANDRE (in: DEFLANDRE & FERT), Ann. Pal., vol. 40, p. 159, pl. 13, figs. 12-13; text-figs. 91-92.
- 1959 Zygrhablithus intercisus (DEFLANDRE) DEFLANDRE, Rev. Micropal., vol. 2, p. 136, pl. 1, figs. 5–20.
- 1964 Deflandrius intercisus (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 301, pl. 2, figs. 13–16.

R e m a r k s: This form is easily distinguishable in apical view by its diagonal crossbars and the peripheral 16–18 knobs. Dimensions: Length  $10-13\mu$ .

D i s t r i b u t i o n : Common in the Maastrichtian of Safad area (S-86, S-105) and the Negev (Y. A. 74, Y. A. 84). Known in the type Maastrichtian and equivalents in Denmark, France, Tunisia and the U. S. A. Originally recorded by DEFLANDRE from the Campanian of the Basses-Pyrénées, France.

## Genus Discolithina LOEBLICH & TAPPAN, 1963 Discolithina cf. D. numerosa (GORKA) (Pl. 1, figures 2, 2 a, 3-5; pl. 5, figure 4)

1957 Discolithus numerosus GORKA — Acta Pal. Polonica, vol. 2, p. 257, pl. 4, fig. 5.
1964 Discolithina? cf. D. numerosa (GORKA) — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 301, pl. 1, figs. 23–24.

R e m a r k s: All the checked specimens show only one plate in side view. A range of variations in the form is noted. The general outlines is usually elliptical but sometimes it is nearly triangular. Some have smooth margins while many others bear radial striations.

Distribution: This form is very typical and occurs in all the studied Maastrichtian samples from Safad area and the Negev. Some rare specimens were found also in the Danian Sample (20265) from central Israel and in the Upper Paleocene of Safad (S-111).

Found in the type Maastrichtian and common in Maastrichtian equivalents in Denmark, France, Tunisia, U. S. A. and Poland (BRAMLETTE & MARTINI, 1964).

## Genus Parhabdolithus DEFLANDRE, 1952 Parhabdolithus embergeri (NOËL) (Pl. 1, figures 15, 16)

1963 Parhabdolithus embergeri (NOËL) — STRADNER, Sixth World Petr. Congress, Frankfurt, Sect. 1, paper 4 (preprint), pl. 4, fig. 1.

¹⁹⁵⁸ Discolithus embergeri Noël — Publ. Serv. Carte Geol. Algérie, Bull. 20, p. 164, pl. 1, figs. 5—8.

R e m a r k s: The general features are much the same as described by the author, though the forms found in the Maastrichtian samples are smaller. Dimensions: Lenght 14-20  $\mu$ .

D i s t r i b u t i o n: Maastrichtian of Safad area (S-96) and the Negev (Y. A. 74). Originally described from the Portlandian, Berriasian and Valanginian of Alger.

# Genus Kamptnerius Deflandre, 1959

#### Kamptnerius magnificus DEFLANDRE (Pl. 5, figure 5)

1959 Kamptnerius magnificus DEFLANDRE — Rev. Micropal., vol. 2, p. 135, pl. 1, figs. 1—4.
1963 Kamptnerius magnificus DEFLANDRE — GORKA, Acta Pal. Polonica, vol. 8, no. 1, p. 16, text-pl. 3, figs. 1—3.

1964 Kamptnerius magnificus Deflandre — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 301, pl. 2, figs. 1–2.

R e m a r k s: Our specimen resembles especially figures 1-2 of BRAM-LETTE & MARTINI (1964) which they regard as a variant owing to the exceptional assymetry in the flange.

Distribution: Rare in the Maastrichtian sample (Y. A. 74) of the Negev. Known from the Maastrichtian of France, Denmark, Tunisia, U. S. A., Poland, the upper Campanian of Poland, the Santonian of Texas and the Cretaceous of Australia. Originally recorded from the Maastrichtian of France.

> Genus Zygodiscus BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 Zygodiscus? amphipons BRAMLETTE & MARTINI (Pl. 1, figures 9, 10)

1964 Zygodiscus? amphipons BRAMLETTE & MARTINI — Micropal., vol. 10, no. 3, p. 302, pl. 4, figs. 9–10.

R e m a r k s: A small form (Length 5-10  $\mu$ ) which generally agrees with the descriptions of the authors, however, further electron microscopic examinations are needed for the study of this small form.

D i s t r i b u t i o n: In the Maastrichtian samples of Safad area (S-103, S-105) and the Negev (V. A. 74).

### Zygodiscus sigmoides BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 2, figure 5)

- 1961 Zygodiscus sigmoides BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, p. 149, pl. 4, figs. 11 a-e.
- 1961 Zygrhablithus simplex BRAMLETTE & SULLIVAN Ibid., p. 151, pl. 6, figs. 19-22.

- 1964 Zygodiscus sigmoides Bramlette & Sullivan Bramlette & Martini, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 303, pl. 4, figs. 3—5.
- 1964 Zygodiscus sigmoides BRAMLETTE & SULLIVAN MARTINI, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 121, no. 1, p. 50, pl. 6, figs. 11–12.

R e m a r k s: Z. simplex seems to be identical with Z. sigmoides (see BRAMLETTE & MARTINI, 1964; MARTINI, 1964). Our specimens which are not rare in the Danian sample (20265) from central Israel are similar with the original descriptions  $(10-14 \mu)$ .

Distribution: Common in the type Danian and equivalents in S.W. France, Tunisia, U. S. A. Recorded also from various Paleocene rocks (BRAMLETTE & MARTINI, 1964).

#### Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI

1964 Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI — Micropal., vol. 10, no. 3, p. 303, pl. 4, figs. 6–8.

R e m a r k s: The strongly curved extinction lines along the margins distinguish this small species from others (Length  $4--6 \mu$ ).

Distribution: Common in the Maastrichtian samples of Safad area (S-86, S-89, S-102, S-103, S-105). Known from the type Maastrichtian and equivalents in Denmark, S.W. France, Tunisia and the U.S.A.

## Genus Zygolithus MATTHES, 1956 Zygolithus chelmiensis GORKA (Pl. 1, figure 14)

#### 1963 Zygolithus chelmiensis GORKA — Acta Pal. Polonica, vol. 8, p. 9, text-pl. 1, figs. 2-4.

R e m a r k s : Our specimens show the same arrangement of the arcuate bars and the general appearance is similar to the original descriptions. It differs from Z. *diplogrammus* which has parallel bars. Length:  $12-18 \mu$ .

Distribution: Found in the Maastrichtian of the Negev (S-74). Known from the Campanian, Emscherian and upper Maastrichtian of Poland (GORKA, 1963).

#### Zygolithus concinnus MARTINI (Pl. 2, figure 3; pl. 5, figure 12)

1961 Zygolithus concinnus MARTINI — Senckenberg. leth., vol. 42, p. 18, pl. 3, fig. 35; pl. 5, fig. 54.

1964 Zygolithus concinnus MARTINI — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 304, pl. 4, figs. 13–14.

2

Remarks and distribution: Small forms (dimensions:  $5-12 \mu$ ) with the general appearance as described by MARTINI (1961) are encountered in the Danian sample (No. 20265) of Israel. Known from the Danian of Denmark and equivalents in the U.S.A. Originally described from the upper Paleocene of S.W. France; according to BRAMLETTE & MARTINI (1964) the Paleocene forms are generally larger than the Danian types.

#### Zygolithus crux (DEFLANDRE & FERT) (Pl. 1, figure 1)

- 1952 Discolithus crux Deflandre & Fert C. R. Acad. Sci., vol. 234, p. 2101, fig. 8.
  1954 Discolithus crux Deflandre & Fert Deflandre & Fert, Ann. Pal., vol. 40, p. 143, pl. 14, fig. 4; text-fig. 55.
- 1961 Zygolithus crux (Deflandre & Fert) Bramlette & Sullivan, Micropal., vol. 7, p. 149, pl. 6, figs. 8–10.
- 1963 Zygolithus crux (DEFLANDRE & FERT) STRADNER, Sixth World Petr. Congress, Frankfurt, Sect. 1, paper 4, p. 9, pl. 4, figs. 6–7.
- 1964 Zygolithus cf. Z. crux (DEFLANDRE & FERT) BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 304, pl. 4, figs. 19–20.

R e m a r k s: Though very small (Dimensions:  $(4-7 \mu)$  our specimens are of the same appearance as described by the authors.

Distribution: Occurs in our Maastrichtian samples of Safad (S-89, S-102; S-103) and the Negev (Y. A. 74). Known in the type Maastrichtian and in equivalents in France, Tunisia, U. S. A. According to STRAD-NER (1963), this species occurs already from the Hauterivian.

#### Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE (Pl. 1, figures 11-13)

- 1954 Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE DEFLANDRE & FERT, Ann. Pal., vol. 40, p. 148, pl. 10, fig. 7; text-fig. 57.
- 1963 Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE GORKA, Acta Pal. Polonica, vol. 8, p. 8, text-fig. 1; pl. 1, fig. 1.
- 1964 Zygolithus diplogrammus Deflandre Bramlette & Martini, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 304, figs. 11–12.

R e m a r k s: Z. *chelmiensis* GORKA, with the arcuate bars is related to the above species with its parallel bars. Some of our specimens have intermediate form between these two species.

Distribution: Occurs in the Maastrichtian samples of Safad area (S-86, S-89, S-102) and the Negev (Y. A. 74). Known from the type Maastrichtian and equivalents in France, Tunisia. U.S. A. (BRAMLETTE & MAR-TINI, 1964); upper Cretaceous of Poland (GORKA, 1963). Originally recorded from the Miocene-Pliocene (Sahelian) of N. Africa (DEFLANDRE & FERT, 1954). STRADNER (1963) regards the distribution of this species as Hauterivian-Campanian.

## Genus Eiffellithus REINHARDT, 1965 Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) (Pl. 1, figure 17; pl. 5, figures 3 a, 3 b)

- 1954 Zygolithus turriseiffeli DEFLANDRE DEFLANDRE & FERT, Ann. Pal., vol 40, p. 149, pl. 13, figs. 15—16; text-fig. 65.
- 1959 Zygrhablithus turriseiffeli (Deflandre) Deflandre, Rev. Micropal., vol. 2, p. 135.
- 1964 Zygrhablithus? turriseiffeli (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 304, pl. 3, figs. 18–21; pl. 4, figs. 1–2.
- 1965 Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) REINHARDT, Monatsber. D. Akad. Wiss. Berlin, vol. 7, no. 1, p. 32.

R e m a r k s a n d distribution: This typical form, especially when observed between cross nicols is analogous with the original descriptions. It occurs in most of the studied Maastrichtian samples (S-86, S-89, S-102, S-103, S-105, S-109, Y. A. 74, Y. A. 84) of Safad area and the Negev. Some reworked specimens are found also in the Danian and the upper Paleocene samples. This species is common in the type Maastrichtian and in equivalents in Denmark, France, Tunisia and the U. S. A. (BRAMLETTE & MAR-TINI, 1964).

#### FAMILY BRAARUDOSPHAERIDAE DEFLANDRE

## Genus Biantholithus BRAMLETTE & MARTINI, 1964 Biantholithus aff. B. sparsus BRAMLETTE & MARTINI (Pl. 5, figures 10 a, 10 b)

- 1964 Biantholithus sparsus BRAMLETTE & MARTINI Micropal., vol. 10, no. 3, p. 305, pl. 4, figs. 21–25.
- 1964 Biantholithus sparsus BRAMLETTE & MARTINI MARTINI, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 121, no. 1, p. 50, pl. 7, figs. 1–2.

R e m a r k s: Owing to overcalcification specimens it is difficult to discern the peripheral groove, but otherwise our forms, which occur in the Landenian (A. S. 229) of the Negev, are very similar to figure 25 (B. aff. *sparsus*) given by the authors. This species is known in the type Danian and equivalents in S.W. France and U. S. A.

## Genus Braarudosphaera Deflandre, 1947 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)

- 1935 Pontosphaera bigelowi GRAN & BRAARUD Journ. Biol. Board Canada, vol. 1, p. 389, text-fig. 67.
- 1947 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, C. R. Acad. Sci., vol. 225, p. 439, text-figs. 1-5.
- 1954 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE & FERT, Ann. Pal., vol. 40, p. 165, pl. 10, figs. 8–13; pl. 13, figs. 7–9.
- 1961 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) BRAMLETTE & SULLIVAN, Micropal., vol. 7, p. 153, pl. 8, figs. 1; 2–5.

2*

1961 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) — STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Wien, Jahrb., Sonderband 7, p. 116, pl. 37, figs. 1–3.

1964 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 305.

R e m a r k s a n d d i s t r i b u t i o n: Very rare in the studied samples from Israel. Few specimens are encountered in the Maastrichtian sample (S-89) of Safad and the upper Paleocene (S-110) of the same area. According to different authors this species ranges from the Cretaceous to Recent.

#### FAMILY THORACOSPHAERIDAE KAMPTNER

## Genus Thoracosphaera KAMPTNER, 1927 Thoracosphaera cf. T. imperforata KAMPTNER (Pl. 1, figure 23)

1946 Thoracosphaera imperforata KAMPTNER — Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss., Kl., Anz., no. 11, p. 100.

1964 Thoracosphaera cf. T. imperforata KAMPTNER-BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 305, pl. 5, figs. 1-2.

R e m a r k s: Our specimens from the Maastrichtian are smaller than those of KAMPTNER and of BRAMLETTE & MARTINI, attaining only 8 to 10  $\mu$  in diameter, however, the spherical shell shows clearly, between cross nicols, the intricate arrangement of the small units and is similar especially to the descriptions of BRAMLETTE & MARTINI (1964). Our specimens differ from *T. deflandrei* by the intricate arrangement of the elements and by the smaller size. No opening was observed in the studied specimens.

Distribution: In the Maastrichtian of Safad area (S-89; S-102; S-103; S-105; S-109) and the Negev (Y. A. 84), in the Danian (No. 20265) and the Paleocene samples of the Negev (Y. A. 35; Y. A. 45).

Thoracosphaera cf. T. deflandrei KAMPTNER (Pl. 5, figures 8 a, 8 b)

1956 Thoracosphaera deflandrei — KAMPTNER — Österr. Botan. Zeitschr., Bd. 103, H. 4, p. 448—456, figs. 1—4.

1963 Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER — STRADNER (in: GOHRBANDT), Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 56, no. 1, p. 78, pl. 10, figs. 9–10.

R e m a r k s: Only broken fragments were found. In spite of the calcified elements, the original arrangement in some specimens is still discerned, showing the simple pentagonal or quadrangular elements. The simple structure and the size of the individual elements  $(1 \mu)$  are similar to KAMPTNER'S description (1956, fig. 3).

Distribution: Rare in the Danian sample (No. 20265) of central Israel. This species is known in the Mesozoic and the Tertiary.

154

#### INCERTAE SEDIS

## Genus Cylindralithus BRAMLETTE & MARTINI, 1964 Cylindralithus cf. C. serratus BRAMLETTE & MARTINI (Pl. 1, figure 21)

1964 Cylindralithus serratus BRAMLETTE & MARTINI — Micropal., vol. 10, no. 3, p. 310, pl. 5, figs. 18-20.

R e m a r k s: Very small forms (diameter  $3-7\mu$ ) were found in the Maastrichtian samples, which are similar to the original descriptions, however, the basal delicate porous plate was not observed.

D i s t r i b u t i o n: Sparsely found in the Maastrichtian of Safad area (S-86) and the Negev (Y. A. 74 and Y. A. 84). Known from the lower Maastrichtian of Holland and equivalents in Tunisia and the U. S. A.

## Genus Lithraphidites DEFLANDRE, 1963 Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE Pl. 5, figures 7 a, 7 b

1963 Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE — C. R. Acad. Sci., vol. 256, p. 3486, figs. 1-8.

R e m a r k s: Our specimens are usually thicker than those of DEFLAN-DRE, (Length 17  $\mu$ ; thickness 2  $\mu$ ), but are much more delicate and elongate than *L. quadratus* BRAMLETTE & MARTINI.

Distribution: Very typical in the Maastrichtian sample (Y. A. 74) of the Negev, and especially in the lower Maastrichtian sample (S-89) of Safad.

## Genus Lucianorhabdus DEFLANDRE, 1959 Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE

1959 Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — Rev. Micropal., vol. 2, p. 142, pl. 14, figs. 11–23.

1964 Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 312, pl. 5, figs. 10–12.

R e m a r k s: Few incomplete specimens show a comparatively wide interior canal and are similar to the descriptions of BRAMLETTE & MARTINI (ibid). The holotype and paratypes of DEFLANDRE (1959) have on the other hand much thinner openings, but this may be due to calcification and filling.

D is t r i b u t i o n: Lower Maastrichtian of Safad area (S-89). According to BRAMLETTE & MARTINI (1964), this species which is widespread in most of the Senonian disappears at the end of the Lower Maastrichtian.

#### Genus Marthasterites DEFLANDRE, 1959

#### Marthasterites bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER

#### (Pl. 4, figure 7; pl. 6, figure 8)

- 1960 Marthasterites bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER Erdoelzeitschr., Jg. 76, no. 10, p. 366, figs. 17–20; 23–24.
- 1961 Rhomboaster cuspis BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, no. 2, p. 165-6, pl. 14, figs. 17—19.
- 1961 Marthasterites bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Jahrb., Wien, Sonderband 7, p. 113, text-fig. 11/9 and 19/5.
- 1964 Marthasterites bramlettei Brönnimann & Stradner Stradner, Erdoelzeitschr., no. 4, p. 5, fig. 31.

R e m a r k s: The border lines of our specimens are more straight than in the original descriptions, thus resembling a low-bipyramidal body which has been shifted  $60^{\circ}$  upon the symmetry plane. Dimensions:  $10-25 \mu$ .

D istribution: In the Upper Paleocene (Landenian) Sample (A. S. 229) from the Negev, (in the *M. contortus* subzone). This species is known from Upper Paleocene rocks in Cuba (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960); in California-Lodo Formation (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) and Switzerland (in the Schlierenflysch) where HAY (1961, 1962) reports its appearance in the *Marthasterites contortus* subzone, above the *Discoaster multiradiatus* subzone.

Marthasterites contortus (Stradner)

(Pl. 4, figure 8; pl. 6, figure 6)

- 1958 Discoaster contortus STRADNER Erdoelzeitschr., Jg. 74, no. 6, p. 187, figs. 35-6.
- 1959 Discoaster contortus STRADNER Fifth World Petrol. Congress, Sect. 1, paper 60, p. 1084, fig. 10.
- 1959 Marthasterites contortus (STRADNER) DEFLANDRE, Rev. Micropal., vol. 2, no. 3, p. 139.
- 1961 Marthasterites contortus (STRADNER) STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Jahrb., Wien, Sonderband 7, p. 112, pl. 36, figs. 1—8.
- 1963 Marthasterites contortus (STRADNER) (in: GOHRBANDT) Mitt. Geol. Ges., Wien, Band 56, no. 1, p. 80, pl. 11, figs. 11–13.

R e m a r k s: Our sample shows variations in the form of this species and also different degrees of shifting upon the connecting plane, thus suggesting some relations with *M. bramlettei*.

D i s t r i b u t i o n: Found in the upper Paleocene (Landenian) sample of the Negev (A. S. 229) in the *M. contortus* subzone. This species is known in the upper Paleocene rocks of Austria (STRADNER & PAPP, 1961), in Cuba (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) and in Switzerland where HAY (1961, 1962) found it together with *Discoaster multiradiatus*. In the above works, HAY suggested a subdivision of *D. multiradiatus* zone into a lower — D. *multiradiatus* subzone devoid of *M. contortus* and a higher — *M. contortus* subzone in which is noted the first appearance of *M. contortus* and also *M. bramlettei*.

## Marthasterites robustus (STRADNER) (Pl. 4, figures 4---6; pl. 6, figures 7, 9)

1959 Discoaster tribrachiatus robustus STRADNER — Erdoelzeitschrift., Jg. 75, no. 12, p. 477, figs. 4—9.

1961 Marthasterites robustus (STRADNER) — STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst. Wien, Jahrb., Sonderband 7, p. 109, pl. 34, fgs. 6—8.

R e m a r k s: Similar to M. tribrachiatus (BRAMLETTE & RIFDFL) but the latter is more delicate, the three arms are more elongate and are thinner. According to STRADNER (in STRADNER & PAPP, 1961) M. robustus is the direct forerunner of M. tribrachiatus.

D i s t r i b u t i o n: Occurs in the *M. contortus* subzone in the Landenian sample of the Negev (A. S. 229). Known from upper Paleocene rocks in Austria.

## Genus Microrhabdulus DEFLANDRE, 1959 Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE (Pl. 5, figure 6 a)

1959 Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE — Rev. Micropal., vol. 2, p. 140, pl. 4, figs. 1—5.

1964 Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI, Micropal., vol. 10, p. 314, pl. 6, figs. 1–2.

Distribution: Very typical in the Maastrichtian samples of Safad area S-86; S-89; S-96; S-102; S-105). Known in the lower Maastrichtian sediments of Holland and Tunisia, and from the Senonian of France, Poland, England and Australia. Originally recorded by DEFLANDRE (1959) from the Maastrichtian of France.

## Microrhabdulus cf. M. stradneri BRAMLETTE & MARTINI (Pl. 5, figure 6 b)

1964 Microrhabdulus stradneri BRAMLETTE & MARTINI — Micropal., vol. 10, no. 3, p. 316, pl. 6, figs. 3–4.

R e m a r k s: This form is usually thicker than *M. decoratus*, bears straight striae along the walls and is truncated at the end. The alternate segments are intermediate in form between quadrangular and triangular. Dimensions: Length 20  $\mu$ ; thickness 2  $\mu$ .

Distribution Common in the Maastrichtian samples of Safad (S-86; S-89; S-96; S-102; S-105; S-109). This species was reported by the authors from the type Maastrichtian and equivalents in Denmark, S. W. France, Tunisia, Alabama and Arkansas, U. S. A.

## Genus Micula VEKSHINA, 1959 Micula staurophora (GARDET) (Pl. 1, figure 19, 20)

- 1955 Discoaster staurophorus GARDET Serv. Carte Geol. Algerie, Bull. 5, p. 534, pl. 10, fig. 96.
- 1959 Trochoaster staurophorus (GARDET) STRADNER, Erdoelzeitschr. vol. 75, p. 480, textfigs. 49—50.
- 1960 Nannotetraster staurophorus (GARDET) MARTINI & STRADNER, Erdoelzeitschr. vol. 76, p. 266, textfig. 1.
- 1961 Nannotetraster staurophorus (GARDET) STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst. Wien, Jahrb. Sonderband 7, p. 101, pl. 31, figs. 2-4.
- 1963 Micula staurophora (GARDET) STRADNER, Sixth World Petrol. Congress, Frankfurt, Sect. 1, paer 4, (preprint), p. 14, pl. 4, figs. 12 a-c.
- 1964 Micula staurophora (GARDET) STRADNER, Erdoelzeitschr., no. 4 (April). p. 7, fig. 38.
- 1964 *Micula staurophora* (Gardet) Bramlette & Martini, Micropal., vol. 10, no. 3, p. 318, pl. 6, figs. 7—11.

R e m a r k s: Many of our well preserved specimens resemble the descriptions of BRAMLETTE & MARTINI (1964) whereas others, which seem to be overcalcified are similar to those figured by STRADNER (in STRADNER & PAPP, 1961, pl. 31, figs. 2—3).

D i s t r i b u t i o n: Widespread in the Maastrichtian samples of Israel (S-86; S-89; S-96; S-102; S-103; S-105, Y. A. 74, Y. A. 84). Some were recorded in the Danian (No. 20265) and in the upper Paleocene (S-111; Y. A. 45).

Very common in the type Maastrichtian and equivalents in Europe, U. S. A., Australia, U. S. S. R. and the upper Cretaceous of many regions. STRADNER (1963) recognizes it as from the upper Turonian. Reworked specimens are often found in Tertiary sediments (MARTINI, 1961; BRAMLETTE & MARTINI, 1964).

## Genus Tetralithus GARDET, 1955 Tetralithus gothicus DEFLANDRE forma trifida STRADNER (Pl. 1, figure 22)

1963 Tetralithus gothicus DEFLANDRE form. trifida STRADNER — Sixth World Petrol. Congress, Frankfurt, Section 1, paper 4 (preprint), p. 14, pl. 6, fig. 2.

R e m a r k s: One specimen so far was found. The general outlines are the same as described by the author, the only difference being the constricted tips at the end of the three arms. Dimensions:  $12 \mu$ .

Distribution: In the Maastrichtian sample No. Y. A. 74 from the Negev. The species *T. gothicus* DEFLANDRE (1959, p. 138) was described from the Maastrichtian of France.

158

## Genus Discoaster TAN SIN HOK, 1927 Discoaster delicatus BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 3, figures 10, 11)

1961 Discoaster delicatus BRAMLETTE & SULLIVAN — Micropal., vol.7, p. 159, pl. 11, fig. 3.

1964 Discoaster delicatus BRAMLETTE & SULLIVAN — SULLIVAN, Univ. California Publ., Geol. Sci., vol. 44, p. 190, pl. 10, figs. 10–12.

R e m a r k s: Very thin asteroliths with about 30—35 rays, however, some specimens especially from the *M. contortus* subzone may have only about 26 rays. Similar to *D. multiradiatus* from which it differs by the delicate ending of the rays, the raised central area which does not show the conjunction of the rays and by the smaller size. Diameter:  $10-15 \mu$ .  $10-15 \mu$ .

Distribution: Occurs in the upper Paleocene (Landenian) samples of Safad (S-111) and the Negev (Y. A. 35; A. S. 229).

#### Discoaster diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 4, figure 3; pl. 6, figures 5, 12)

- 1961 Discoaster diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, p. 159, pl. 11, figs. 6—8.
- 1961 Discoaster aff. D. diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, p. 159, pl. 11, figs. 9—10.
- 1964 Discoaster diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN SULLIVAN, Univ. California Publ., Geol. Sci., vol. 44, p. 190, pl. 10, figs. 3-4.

R e m a r k s: Both plane and side views of our specimens are very similar to those described by the above authors, however, some variations in the arrangement and size of the stem occur. Diameter:  $13-20 \mu$ .

Distribution: Typical in the Upper Paleocene (Landenian) samples of Israel (S-111; Y. A. 35; Y. A. 45; A. S. 229), i. e. in the *D. multiradiatus* and in the *M. contortus* subzones.

#### Discoaster ehrenbergi TAN SIN HOK (Pl. 4, figure 9)

1927 Discoaster Ehrenbergî TAN SIN HOK — Jaarb. Mijnwezen. Ned. Ind., p. 119, Textfig. II, fig. 3.

R e m a r k s: Few specimens with 9—11 rays which of all different descriptions resemble that figured by the author (TAN SIN HOK, 1927, fig. 3). Diameter:  $15-20 \mu$ .

D istribution: In the Upper Paleocene Sample Y. A. 35 from the Negev. Originally this form was described from the Isle of Rotti. (Moluccas).

#### Discoaster cf. D. gemmeus STRADNER

(Pl. 6, figure 14)

- 1959 Discoaster gemmeus STRADNER Fifth World Petrol. Congress, Sect. 1, paper 60, p. 6, fig. 21.
- 1961 Discoaster gemmeus STRADNER STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Jahrb., Wien, Sonderbd. 7, p. 77, pl. 12, figs. 1, 2, 4, 8.
- 1963 Discoaster gemmeus STRADNER (in: GOHRBANDT), Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 56, Heft 1, p. 79, pl. 11, figs. 4, 5.

R e m a r k s: Few badly preserved specimens shown similarities with the original characteristics: small thick asterolith with nine rays, united most of their length; an oblique view shows the high ridges along the rays and the thickening at the central area, however, because of the small size (diameter 5--6  $\mu$ ) and the bad preservation exact specific determination could not be reached.

D ist r i b u t i o n: In the Upper Paleocene sample S-110 from Safad area together with some other undeterminable discoasterids. *D. gemmeus* was described by STRADNER (1959) from the Paleocene of Mattsee, Austria and from the Ilerdian (lower part of Zone E) of the Südhelvetikum north of Salzburg, Austria.

#### Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL

(Pl. 3, figures 1-9; pl. 4, figures 1, 2; pl. 6, figures 1-3, 11, 13)

- 1927 Discoaster Ehrenbergi TAN SIN HOK, pro parte Jaarb. Mijnwezen. Ned. Ind., p. 119, Textfig. 2, fig. 2.
- 1954 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL Journ. Pal., vol. 28, no. 4, p. 396, pl. 38, fig. 10.
- 1959 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL STRADNER, Fifth World Petrol. Congress, Sect. 1, paper 60, p. 2, fig. 1.
- 1961 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL BRAMLETTE & SULLIVAN, Micropal., vol. 7, p. 161, pl. 12, fig. 10.
- 1961 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL MARTINI, Senck. leth. Bd. 42, no. 1, p. 9, pl. 2, fig. 19.
- 1961 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Jahrb., Wien, Sonderbd. 7, p. 98, pl. 29, figs. 1–7.
- 1964 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL SULLIVAN, Univ. California Publ., Geol. Sci., vol. 44, no. 3, p. 191, pl. 10, figs. 8—9.

Remarks and distribution: Rosette-like asteroliths consisting usually of 18—26 rays joint throughout their length. However, some may consist of only 15 rays whereas others may reach 31 rays; the central area is depressed with or without a small knob or a stem.

This species is very typical in Paleocene sediments in many parts of the world (Cuba; Velasco shale-Mexico; Lodo Fm.-California; Anita shale-California: Schonisandstein of the Schlierenflysch-Switzerland; Zone E of the Südhelvetikum north of Salzburg, Austria; Gan in S. W. France; Waipawan stage- New Zealand, etc.). Most of these occurrences are now recognized as of upper Paleocene age. In result of these findings, a provisional D. multiradiatus zone was suggested by BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960; HAY & SCHAUB, 1960; BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961). Later, HAY (1961, 1962) subdivided the D. multiradiatus zone into a lower — D. multiradiatus subzone (devoid of M. contortus) and a higher — M. contortus subzone (which still contains D. multiradiatus) based on first appearance of M. contortus and M. bramlettei.

In Israel, *D. multiradiatus* is encountered in the upper Paleocene (Landenian) samples as follows:

Safad area — (S-111) —D. multiradiatus subzoneNegev (Y. A. 35; Y. A. 45) —D. multiradiatus subzoneNegev (A. S. 229) —M. contortus subzone



STATISTICAL STUDY OF THE RELATIONS - CHAMETER / NUMBER OF RAYS - IN TWO DIFFERENT DISCOASTER MULTIRADIATUS POPULATIONS OF UPPER PALEOCENE (LANDENIAN) AGE.

• SPECIMENS FROM THE M. CONTORTUS SUBZDNE (A. S.229) • SPECIMENS FROM THE D. MULTIRADIATUS SUBZDNE (S.111)

A small statistical study of the different D. multiradiatus communities in these subzones was carried out. About one hundred individuals from each subzone were treated. Their size and number of rays are shown in Fig. no. 5. Owing to its better preservation, sample S-111 from Safad was chosen to represent the lower — D. multiradiatus subzone in comparison with sample A. S. 229 of the higher -M. contortus subzone. Results indicate that in the studied areas, the majority of the *D. multiradiatus* individuals with a diameter of  $12-15 \mu$  have:

in the *M. contortus* subzone — from 18 to 22 rays, and in the *D. multiradiatus* subzone — from 22 to 26 rays.

Furthermore, brief checking of sample Y. A. 35 also from the *D. multiradia*tus subzone has shown the same general conclusions. This mean reduction in the number of the rays may possibly express some evolutionary trend within this species, however, ecological reasons must not be excluded as well at this stage of investigation.

> Discoaster ornatus STRADNER (Pl. 3, figures 12–15; pl. 6, figure 4)

- 1958 Discoaster ornatus STRADNER Erdoelzeitschr., no. 6, p. 188, fig. 38.
- 1959 Discoaster ornatus STRADNER Fifth World Petrol. Congress, Sect. 1, paper 60, p. 8, fig. 30.
- 1961 Discoaster ornatus STRADNER STRADNER & PAPP, Geol. Bundesanst., Jahrb. Wien, Sonderband 7, p. 64, pl. 2, figs. 1—6.

R e m a r k s: Many of our specimens resemble the original description and especially that figured by STRADNER & PAPP (1961, pl. 2, fig. 5—6). As also here, no pores were ever distinguished at the distal part of the rays. Diameter:  $15-25 \mu$ .

Distribution: Typical in the upper Paleocene (Landenian) samples of Israel (S-111; Y. A. 35; A. S. 229). Known in the Paleocene of Austria.

#### Discoaster sp. 1 (Pl. 6, figure 15)

Description: Asterolith with eight short and pointed rays joint at a distance of about one third from the periphery; the central area with an uneven surface bears a small knob.

Remarks and distribution: This badly preserved specimen occurs in sample S-110 from the upper Paleocene of Safad.

#### Discoaster sp. 2

R e m a r k s a n d distribution: Incomplete specimen of a discoaster with about 12 rays. Diameter about  $10-12 \mu$ , found in the upper Paleocene sample (S-110) of Safad area. The reason of including here some badly preserved and insufficiently studied discoasters is on the first place to show their presence in the above sample which formerly was regarded as belonging to the upper Maastrichtian.

## Genus Fasciculithus BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 5, figures 14, 15)

- 1961 Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN Micropal., vol. 7, p. 164, pl. 14, figs. 1—5.
- 1963 Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN STRADNER (in GOHRBANDT) Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 56, no. 1, p. 79, pl. 10, figs. 14—15.
- 1964 Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN SULLIVAN, Univ. California Publ. Geol. Sci., vol. 44, p. 193, pl. 12, figs. 9 a—b.

R e m a r k s: Many specimens are very similar to the original descriptions but have a shorter cylinder. Dimensions: Diameter 5  $\mu$ ; length 4,5  $\mu$ .

D is tribution: Very typical in the upper Paleocene (Landenian) samples of Safad area (S-111) and the Negev (Y. A. 35; Y. A. 45); in contrast of their association in the *D. multiradiatus* subzone, these forms are lacking in sample A. S. 229 of the higher — *M. contortus* subzone from the Negev. Similar, unidentified forms when observed between cross nicols, are at first mistaken for *F. involutus*, but a close exmamination shows that they are rounded, not cylindrical and are smaller.

D is t r i b u t i o n: *F. involutus* is common in the Paleocene rocks of many regions including France; England (Thanetian); Austria (Zone D of the Südhelvetikum north of Salzburg) and the U. S. A. (Units 1 and 2 of the Lodo Formation).

## Genus Heliolithus BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 Heliolithus riedeli BRAMLETTE & SULLIVAN (Pl. 6, figures 10 a, 10 b)

1961 Heliolithus riedeli BRAMLETTE & SULLIVAN — Micropal., vol. 7, p. 164, pl. 14, figs. 9—11.

1963 Heliolithus riedeli BRAMLETTE & SULLIVAN — STRADNER (in: GOHRBANDT) Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 56, p. 78, pl. 10, figs. 11–13.

1964 Heliolithus riedeli BRAMLETTE & SULLIVAN — SULLIVAN, Univ. California Publ. Geol. Sci. vol. 44, p. 193, pl. 12, figs. 4 a—b; 6 a—b; 7 a—b; 8 a—b.

R e m a r k s a n d d i s t r i b u t i o n: Few specimens only were found in sample S-111 of the Landenian from the Safad area. According to the authors *H. riedeli* is widespread in various Paleocene localities of England, France, Mexico and the U.S. A. STRADNER (in: GOHRBANDT, 1963) reports its presence in zone E of the Südhelvetikum in Austria (Ilerdian).

	Stage	Maastrichtian									Danian		Paleocene			
	Substage									ande	enian					
Species:	Species:	Biostratigraphic zone										D.	muli zone	tiradiatus : (s. l.)		
	Biostratigraphic subzone												D. ra	mu idiat (s. s.	lti- us )	M. contort
	Sample no.	S-86	S-89	S-96	S-102	S-103	S-105	S-109	YA 74	YA 84	20265	S-110	S-111	YA 35	YA 45	AS 22
<ol> <li>Arkbangelskiella cy</li> <li>Coccolithus cf. C. b</li> <li>C. bidens</li> <li>C. crassus</li> <li>C. crassus</li> <li>C. danicus</li> <li>C. belis</li> <li>Cretarbabdus decor</li> <li>Deflandrius intercis</li> <li>Discolithina cf. D.</li> <li>Parbabdolithus embli</li> </ol>	mbiformis arnesae us us numerosa pergeri	x x x x	x	x x x x	x x x x	x x x	x x x x	x	x x x x x x	x x x x	x x x	x	x	x	x	x
<ol> <li>Kamptnerius magni</li> <li>Zygodiscus? amphi</li> <li>Z. sigmoides</li> <li>Z. spiralis</li> </ol>	ficus pons	x	x		x	x x	x x		x x		x					

	<u> </u>	1	1	1	1		1	1	1				1	1		ī
16. Z. concinnus										x						
17. Z. crux		x		x	x			x						1		`
18. Z. diplogrammus	x	x	ł	x	}			x			1			1.		ł
19. Eiffellithus turriseiffeli	x	x	,	x	x	x	x	x	x							
20. Biantholithus aff. B. sparsus								1			1				x	
21. Braarudosphaera bigelowi		x									x	: [ ~				
22. Thoracosphaea cf. T. imperforata		x		x	x	x	x		x	x			x	x		
23. T. cf. T. deflandrei										<b>x</b> [,]				12		1
24. Cylindralithus cf. C. serratus	x							х	x				1			
25. Lithraphidites carniolensis		x			1			. <b>x</b>								
26. Lucianorhabdus cayeuxi		x														
27. Marthasterites bramlettei															х	с. —
28. M. contortus				1									12	ł	x	
29. M. robustus															х	
30. Microrhabdulus decoratus	x	x	x	x		x										. [
31. M. cf. M. stradneri	x	x	x	x		x	x									
32. Micula staurophora	x	x	x	x	x	x		x	x							
33. Tetralithus gothicus forma trifida		ĺ		İ				x								
34. Discoaster delicatus			1									x	x		×	-
35. D. diastypus												x	x	x	x	
36. D. ehrenbergi		ļ						]					x			
37. D. cf. D. gemmeus	1				·						x	:	.[*			1
38. D. multiradiatus				-								x	x	x	x	
39. D. ornatus							2	1				x	x		X	
40. D. sp. 1											x					1
41. D. sp. 2					- × -						x	:   .		·		
42. Fasciculithus involutus												x	x	x		
43. Heliolithus riedeli	ſ	ĺ		ļ				- 2				x		1		
the second s	1						1.1				- 1 K.					

## Chart No. 1

165

- ARKHANGELSKY, A. D. (1912): Oberkreide-Ablagerungen des osteuropäischen Rußland. Mater. Geol. Rußl., vol. 25, pp. 1–631, pls. 1–10.
- BENTOR, Y., and collab. (1960): Lexique Stratigraphique Internationale, V. III. Asie, Fasc. 10 C 2, Israel. C.N.R.S., Paris.

BRAMLETTE, M. N. (1958): Significance of coccolithophorids in calcium carbonate deposition. — Bull. Geol. Soc. America, vol., 69, pp. 121–126.

- BRAMLETTE, M. N., & MARTINI, E. (1964): The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. — Micropaleont., vol. 10, no. 3, pp. 291-322, pls. 1-7, New York.
- BRAMLETTE, M. N., & RIEDEL, W. R. (1954): Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. — Journ. Pal., vol. 28, no. 4, pp. 385—403, pls. 38—39.
- BRAMLETTE, M. N., & SULLIVAN, F. R. (1961): Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. — Micropaleont., vol. 7, no. 2, pp. 129—174, pls. 1—14, New York.
- BRÖNNIMANN, P., & STRADNER, H. (1960): Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. — Erdölzeitschr., Jg. 76, H. 10, pp. 364—369, Wien-Hamburg.
- BROTZEN, F. (1959): On Tylocidaris species (Echinodermata) and Stratigraphy of the Danian of Sweden. Sver. Geol. Undersök., ser. C, no. 571, Arsbok 54, no. 2, pp. 3-81, pls. 1-3.
- COHEN, D. L. (1964): Coccolithophorids from two Carribbean deep-sea cores. Micropaleont., vol. 10, no. 2, pp. 231-251, pls. 1-6, New York.
- DEFLANDRE, G. (1947): Braarudosphaera nov. gen., type d'une famille nouvelle de coccolithophoridées actuels à éléments composites. — Acad. Sci., C. R., vol. 225, pp. 439—441, Paris.
- DEFLANDRE, G. (1959): Sur les nannofossiles calcaires et leur systematique. Rev. Micropal., vol. 2, no. 3, pp. 127—152, pls. 1—4.
- DEFLANDRE, G. (1963): Sur les Microrhabdulidés, famille nouvelle de nannofossiles calcaires. — Acad. Sci., C. R., vol. 256, pp. 3484—86, Paris.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C. (1954): Observations sur les coccolithophoridés actueles et fossiles en microscopie ordinaire et electronique. Ann. Paleont., vol. 40, pp. 117—176, pls. 1—15, Paris.
- FLEXER, A. (1964): On the Paleogeography of the Senonian and the Maastrichtian in Northern Israel (in Hebrew). — (Unpublished Ph. D. thesis, The Hebrew University of Jerusalem, Israel.)
- GARDET, M. (1955): Contribution à l'étude des coccolithes des terrains néogènes de l'Algerie. — Publ. Serv. Carte Géol. (nouv. ser.) Bull. 5, pp. 477—550, pls. 1—11, Alger.
- GOHRBANDT, K. (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil: Paleozän und tiefstes Untereozän. — Geol. Ges. Wien, Mitt., Bd. 56, H. 1, pp. 1—110.

GORKA, H. (1957): Coccolithophoridae z Gornego Mastrychtu Polski Srodkowei. – Acta Pal. Polonica, vol. 2, pp. 236–284, pls. 1–5, Warszawa.

- GORKA, H. (1963): Coccolithophoridés, Dinoflagellés, Hystrichosphaeridés et Microfossiles incertae sedis du Crétacé superieur de Pologne. — Acta Pal. Polonica, vol. 8, no. 1, pp. 3—90, pls. 1—11.
- GRAN, H. H., & BRAARUD, T. (1935): A qualitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. — Biol. Board Canada, Journ., vol. 1, pp. 279-465.
- HAY, W. W. (1964): Utilisation stratigraphique des discoastériés pour la zonation du Paléocène et de l'Eocène inferieur. Mem. du B.R.G.M. 28, Colloque sur le Paleogene (Sept. 1962, no. 1), Bordeaux.
- HAY, W. W., & SCHAUB, H. W. (1960): Discoasterides from the Schlierenflysch, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, no. 12, pt. 2, p. 1885.

KAMPTNER, E. (1946): Zur Kenntnis der Coccolithineen-Gattung Thoracosphaera. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., vol. 83, pp. 100—103, Wien.

- KAMPTNER, E. (1956): Thoracosphaera Deflandrei nov. spec., ein bemerkenswertes Kalkflagellaten-Gehäuse aus dem Eocän von Donzacq (Dep. Landes, Frankreich). — Osterreichische Botan. Zeitschrift, Bd. 103, Heft 4, pp. 448—456, Wien.
- MARTINI, E. (1961): Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. – Senckenbergiana Leth., vol. 42, no. 1–2, pp. 1–41, pls. 1–5.
- MARTINI, E. (1964): Die Coccolithophoriden der Dan-Scholle von Katharinenhof (Fehmarn). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 121, no. 1, pp. 47–54, pls. 6–7, Stuttgart.
- Noël, D. (1956): Coccolithes des terrains jurassiques de l'Algérie. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie (nouv. ser.) Bull. 8, pp. 305—345, pls. 1—5, Alger.
- NoëL, D. (1958): Etude des coccolithes du Jurassique et du Crétacé inferieur. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie (nouv. ser.) Bull. 20, pp. 155—196, pls. 1—11, Alger.
- REINHART, P. (1965): Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). — Monatsber. D. Akad. Wiss., Berlin, vol. 7, no. 1, p. 32.
- REISS, Z. (1955): Micropaleontology and the Cretaceous-Tertiary boundary in Israel. Bull. Res. Counc. Israel, vol. 5 B, no. 1, pp. 105–120, Jerusalem.
- SHIFTAN, Z. (1952): Geological map of Safad Region. Govern. Israel, Survey Dept., Tel Aviv.
- STRADNER, H. (1958): Die fossilen Discoasteriden Österreichs, I. Teil. Erdölzeitschr., Jg. 74, H. 6, pp. 178–188, 38 figs., Wien-Hamburg.
- STRADNER, H. (1959): First Report on the Discoasterids of the Tertiary of Austria and their stratigraphic use. — Fifth World Petrol. Congress, Sect. I, paper 60, pp. 1081—1095, 30 figs., New York.
- STRADNER, H. (1959): Die fossilen Discoasteriden Österreichs, II. Teil. Erdölzeitschr., Jg. 75, H. 12, pp. 472-488, 77 figs., Wien-Hamburg.
- STRADNER, H. (1961): Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. Erdölzeitschr., Jg. 77, H. 3, pp. 77–88, textfigs. 99, Hamburg-Wien.
- STRADNER, H. (1963): New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. — Sixth World Petrol. Congress, Frankfurt, Sect. I, paper 4 (preprint), pp. 1—16.
- STRADNER, H. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der OMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil III. Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen. — Erdölzeitschr., Jg. 80, H. 4, pp. 1—8, Wien-Hamburg.
- STRADNER, H. & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Geol. Bundesanst., Jahrb. Sonderband 7, pp. 1—160, pls. 1—42, Wien.
- SULLIVAN, R. F. (1964): Lower Tertiary Nannoplankton from the California Coast Ranges, I. Paleocene. — Univ. California Publ. Geol. Sci., vol. 44, no. 3, pp. 168—228, pls. 1—12.
- TAN SIN HOK (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van Krijt-en mergelgesteenten van de Molluken. – Jaarb. Mijnwezen Nederlandsch-Indie, val 1926, Verh. 3, Teil, pp. 1–165, pls. 1–16.
- VERSHINA, V. N. (1959): Kokkolitophoridi maastrikhtskikh otlozhenii Zapadno-Sibirskoi Nizmenosti. — Trudy SNIGGIMS, No. 2, pp. 56—77, pls. 1—2, Moscow.

## PLATE 1

## Nannofossils from the Maastrichtian beds

Figs.	
1	Zygolithus crux (Deflandre & Fert)
	Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
2, 2a, 3—5	Discolithina cf. D. numerosa (GORKA)
	(2) normal light; (2 a) x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74; (3) x-nic. Safad area, sample S-102; (4) normal light. Safad area, sample S-109; (5) nor-
	mal light. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
6, 6a, 7—8	Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
	(6) normal light; (6 a) x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74; (7) Safad area, sample S-103; (8) Nahal Zin, sample Y. A. 84.
9—10	Zygodiscus? amphipons BRAMLETTE & MARTINI Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
11-13	Zygolithus diplogrammus Deflandre
	(11) Safad area, sample S-102; (12) Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. (13) Safad area, sample S-89.
14	Z. chelmiensis GORKA
	Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
15—16	Parhabdolithus embergeri (Noël)
	(15) Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74; (16) Safad area, sample S-96.
17	Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
	Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 84.
18	Deflandrius intercisus (DEFLANDRE)
:	Safad area, sample S-105.
1920	Micula staurophora (GARDET)
	(19) Plan view; (20) Side view. Safad area, sample S-105.
21	Cylindralithus cf. C. serratus BRAMLETTE & MARTINI
	Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
22	Tetralithus gothicus DEFLANDRE forma trifida STRADNER
	Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74.
23	Thoracosphaera cf. T. imperforata KAMPTNER
20	x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 84.

PLATE 1



3*
Nannofossils from the Danian sample 20265, Jerusalem-Tel-Aviv Road, Central Israel (except fig. 4)

Figs.

1 Coccolithus helis STRADNER

2 C. danicus (BROTZEN)

3

Zygolithus concinnus MARTINI Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN, Safad area, sample S-111 4 (Landenian)

5 Zygodiscus sigmoides BRAMLETTE & SULLIVAN



Nannofossils from the Landenian beds (D. multiradiatus subzone)

Figs.

1-9 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL

(1) asterolith with 28 rays, Safad area, sample S-111; (2) asterolith with 26 rays, Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35; (3) asterolith with 21 rays, Safad area, sample S-111; (4) asterolith with 17 rays, Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 45; (5) asterolith with 21 rays, Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35; (6) asterolith with 18 rays, Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35; (7-9) side view. Specimens from Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35.

10—11 D. delicatus BRAMLETTE & SULLIVAN
 (10) asterolith with 26 rays; (11) asterolith with 29 rays. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35.

12-15 D. ornatus Stradner

(12) asterolith with 10 rays; (13) asterolith with 9 rays. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35; (14) asterolith with 10 rays; (15) asterolith with 8 rays. Safad area, sample S-111.



#### Nannofossils from the Landenian beds

Figs.

- 1-8 Nahal Atadim, the Negev, sample A. S. 229 (M. contortus subzone)
- 9 Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 35 (D. multiradiatus subzone)
- 1-2 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL
  - (1) asterolith with 24 rays; (2) asterolith with 18 rays.
- 3 D. diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN asterolith with 13 rays
- 4-6 Marthasterites robustus (STRADNER)
- 7 M. bramlettei Brönnimann & Stradner
- 8 M. contortus (STRADNER)
- 9 Discoaster ehrenbergi TAN SIN HOK



	PLATE 5
Figs.	
1, 2 a, b	Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA 1-x-nic.; 2a-normal light; 2 b-x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 84 (Maastrichtian).
3a, b	Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) 3 a-normal light; 3 b-x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 84 (Maastrich- tian).
4	Discolithina cf. D. numerosa (GORKA) normal light, Safad area, sample S-109 (Maastrichtian).
5	Kampinerius magnificus DEFLANDRE x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74 (Maastrichtian).
6 a	Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE x-nic. Safad area, sample S-102 (Maastrichtian).
6 b	M. cf. M. stradneri BRAMLETTE & MARTINI x-nic. Safad area, sample S-102 (Maastrichtian).
7 a, b	Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE 7 a-x-nic.; 7 b-normal light. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 74 (Maastrich- tian).
8a, b	Thoracosphaera cf. T. deflandrei KAMPTNER 8 a-normal light; 8 b-x-nic. Jerusalem—Tel-Aviv-Road, sample 20265 (Danian).
9a, b	Coccolithus crassus BRAMLETTE & SULLIVAN 9 a-normal light; 9 b-x-nic. Nahal Zin, the Negev, sample Y. A. 45 (Landenian).
10 a, b	Biantholithus aff. B. sparsus BRAMLETTE & MARTINI 10 a-normal light; 10 b-x-nic. Nahal Atadim, the Negeve, sample A. S. 229 (Landenian).
11	Coccolithus helis Stradner x-nic. Jerusalem—Tel-Aviv Road, sample 20265 (Danian).
12	Zygolithus concinnus MARTINI x-nic. Jerusalem—Tel-Aviv Road, sample 20265 (Danian).
13	Coccolithus bidens BRAMLETTE & SULLIVAN normal light, Safad area, sample S-111 (Landenian).
14—15	Fasciculithus involutus BRAMELTTE & SULLIVAN 14-plan view, x-nic.; 15-side view, x-nic. Safad area, sample S-111 (Lande- nian).



#### Nannofossils from the Landenian beds

Figs.

- 1, 10 a, b, Safad area, sample S-111 (D. multiradiatus subzone).
  - 11 Safad area, sample S-110 (Landenian undivided).
  - 14, 15 Nahal Atadim, the Negev, sample A. S. 229 (M. contortus subzone).
  - 1—3 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL 1-asterolith with 29 rays; 2-asterolith with 20 rays; 3-asterolith with 17 rays.
    - 4 D. ornatus STRADNER
    - 5 D. diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN
    - 6 *Marthasterites contortus* (STRADNER)
    - 7 *M. robustus* (STRADNER)
    - 8 M. bramlettei BRÖNNIMANN & STRADNER
      9 M. robustus (STRADNER) side view.
  - 10 a, b *Heliolithus riedeli* BRAMLETTE & SULLIVAN 10 a-normal light; 10 b-x-nic.
    - 11 Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL side view.
    - 12 D. diastypus BRAMLETTE & SULLIVAN side view.
    - 13 D. multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL side view.
    - 14 D. cf. D. gemmeus STRADNER oblique view.
    - 15 Discoaster sp. 1



Jb. Geol. B. A.	Bd. 110	S. 169—198	Wien, August 1967
	1		

# First Report on Nannoplankton of the Upper Tertiary and Quaternary of the Southern Kwanto Region, Japan

TOSHIAKI TAKAYAMA *) With 4 tables, 7 text-figures and plates 1–10

	ł		ĺ,	~					
			(	1	27	ıt.	eı	n	ts

										Seite
Abstract						· •	:			. 169
Introduction		. <b>.</b> ::						· · ·	• •	. 171
Acknowledgements	· • ·	•		• 2 • • •					• •	. 172
Methods of Study		÷.,		• •				• •	• •	. 172
Obitsu River Region		•		• •	• • •	• • •			• • •	. 172
Stratigraphy			• •	• •		•••	·		•••	. 172
Planktonic Foraminif	era .					•		· · ·		173
Geological Age		• •	• •				• • • •		• •	. 175
Nannofossils				•. •		,			• •	. 177
Choshi Region									• •	. 177
Stratigraphy		•		• •				• • •	• •	. 177
Planktonic Foraminif	era .	•	• • •		· · · ·				• •	. 178
Geological Age .										. 179
Nannofossils		•								. 180
Castell d' Arquato										. 180
Stratigraphy					·					. 180
Planktonic Foraminif	era .									. 182
Nannofossils				• •					• •	. 182
Discussion	• . • .			•		• • •			. ,	. 183
Systematic Paleontology	• • •	•				• •	• • •			. 187
References										196

### Abstract

The nannoplankton population from the upper Miocene, Pliocene and Pleistocene sediments of the southern Kwanto region, Japan are described. Their stratigraphic distribution and paleoclimatic changes are discussed

^{*)} Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University, Sendai, Japan. UNESCO Training Center for Geology, Geological Survey of Austria, Vienna (1964 to 1965).

on the basis of the planktonic foraminiferal fauna. It is possible that three species i. e. Coccolithus pelagicus (WALLICH), Coccolithus crassipons BOUCHÉ and Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER are sensitive with regard to the paleoclimatic environments. Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER and a Discolithina sp. are probably useful as stratigraphic indicators. In the studied sections, discoasters are almost extinct at the lowermost Pliocene. A total of 11 genera and 19 species of nannofossils are determined. One species is proposed as new to science. One sample from the well known Pliocene type locality, Castell d'Arquato, Italy, is examined for a comparative study.

#### Zusammenfassung

Nannoplankton-Vergesellschaftungen aus Sedimenten des oberen Miozäns, Pliozäns und Pleistozäns der südlichen Kwanto-Region, Japan, werden beschrieben und ihre stratigraphische Verteilung und paläoklimatisch bedingten Veränderungen auf der Grundlage der Faunen planktonischer Foraminiferen diskutiert. Drei Arten, und zwar Coccolithus pelagicus (WALLICH), Coccolithus crassipons BOUCHÉ und Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER sind möglicherweise empfindlich in bezug auf die paläoklimatischen Milieu-Gegebenheiten. Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER und Discolithina sp. scheinen stratigraphisch brauchbare Leitarten zu sein. In den untersuchten Profilen sind die Discoasteriden bereits im untersten Pliozän praktisch erloschen. Es wurden insgesamt 11 Gattungen und 19 Arten von Nannofossilien bestimmt. Eine Art wird als neu vorgeschlagen. Als Vergleichsmaterial wurde eine Probe aus dem bekannten Pliozän von Castell d'Arquato, Italien, untersucht.

#### Resumé

Le rapport décrit la population de nanoplancton des sédiments du Miocène supérieur, du Pliocéne, et du Pleistocéne de la région du Kwanto mèridional, au Japon. La répartition stratigraphique et les modifications paléoclimatiques de cette population ont été analysées sur la base de la faune planctonique foraminifére. Il est possible que trois espèces, à savoir *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Coccolithus crassipons* BOUCHÉ et *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER, soient sensibles aux milieux paléoclimatiques. *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER et une espèce de *Discolithina* constituent probablement des indicateurs stratigraphiques utiles. Dans les sections étudiées, les discoasters sont presque entiérement éteints au Pliocène inférieur. Au total, 11 genres et 19 espèces ont fait l'objet d'une détérmination. Une espèce est proposée commenouvelle pour la science. A titre de comparaison, un échantillon provenant de Castello d'Arquato, localité bien connue du type Pliocène, a également été étudiée.

#### АННОТАЦИЯ

В докладе описывается нанноплачктоновая популяция отложений верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена южного Кванто (Япония). Стратиграфическое распределение и палеоклиматические изменения этой популяции анализируются на основе плаиктонной фораминиферовой фауны. Возможно, что три вида, а именно Coccolithus pelagicus (Wallich). Coccolithus crassipons Bouché и Gephyrocapsa oceanica K amptner чувствительны к палеоклиматической среде. Gephyrocapsa oceanica K amptner и один из видов Discolithina вероятно могут служить полезным стратиграфическим индикатором. В изучаемых слоях, дисколстеры почти отсутствуют в нижнем плиоцене. Всего дано определение 11-тиродов и 19-ти видов наннопланктоновых окаменелостей. Один вид предлагается, как до сих пор неизвестный науке. В целях сравнения приводится изучение одного образца из хорошо известной местности плиоценого типа, а именно Кастелло д' Арквато (Италия).

#### Introduction

During the past few years, there has been an enormous increase in the recognition of the value of the nannofossils as good stratigraphic index fossils. Many papers have been published on the nannofossils of the early Tertiary and Mesozoic formations. In the very recent years, BRAMLETTE & SULLIVAN (1961), STRADNER & PAPP (1961), STRADNER (1963) and BRAMLETTE & MARTINI (1964) have recorded a number of significant observations. They discussed in detail the importance of the nannofossils and found out that both coccolithophorids and discoasters can be made use of as good time-indicators of Mesozoic and lower Tertiary marine sediments. MARTINI & BRAMLETTE (1963) published a paper on the nannoplankton from the experimental Mohole drilling and reported on the nannoflora of the late Tertiary. COHEN (1964) investigated the nannofossils of the two Caribbean deep-sea cores. He tried to find stratigraphic indicators in marine Pleistocene strata and studied the relationship of certain coccolithophorids species to the sea-water paleotemperatures. WRAY & ELLIS (1965) described the pattern of extinction of discoasters found in neritic sediments of very late Tertiary age in the northern part of the Gulf of Mexico. However, at the present time the value of the nannofossils of the younger Tertiary for stratigraphic correlation is still masked by incompleteness of knowledge.

The present article is the first report on nannofossils from Japan and is undertaken largely as a basis for future work. The main purpose of the present study is to describe the nannofossil population of the uppermost Miocene to Pleistocene system in southern Kwanto region, Japan. A total of 126 samples are examined, of which 15 are recognized as suitable for the present study. Of these one sample is considered belonging to the uppermost Miocene and fourteen to Pliocene-Pleistocene. Each horizon of these samples is checked by the planktonic foraminiferal fauna.

In addition to these materials, one sample from the well known type locality at Castell d'Arquato in Italy is examined for a comparative study.

#### Acknowledgements

The author wishes to express his appreciation to Prof. Dr. HEINRICH KUPPER, Director of the Geological Survey of Austria, for his encouragement and help during this investigation. The writer takes this opportunity to record his sincere thanks to Dr. HERBERT STRADNER, Geological Survey of Austria, for his guidance and critical suggestions throughout this work. He is also grateful to Dr. IYUNICHI IWAI, Dr. KOTORA HATAI, Mr. YASU-MOCHI MATOBA, Mr. MUTSUO HATTORI, Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University, and Dr. HIROSHI UJIIE, Department of Paleontology, National Science Museum of Tokyo, for kindly supplying the samples on which the present study is based. Valuable suggestions received from Dr. CAREL L. D. COHEN, University of Groningen, Netherland, Mr. SHIMON MOSHKOVITZ, Hebrew University, of Jerusalem, Israel and Mr. RAVIPATY V. R. RAU, Andhra University, India, were very helpful in this study. The advice and assistance received from Dr. KIYOSHI ASANO, Dr. YOKICHI TAKAYANAGI, the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University and Dr. TSUNEMASA SAITO, Lamont Geological Observatory, Columbia University, during the writer's study on planktonic Foraminifera are gratefully acknowledged. The author is also indebted to Mrs. YOSHIKO SUZUKI, for kind suggestions about the technique of drawing, and Mrs. IRIS ZAK for drafting and arrangement of text-figures and plates.

This work is carried out at the UNESCO Training Center for Geology, Geological Survey of Austria, Vienna, with the generous financial assistance of the Government of Austria and the UNESCO.

#### Methods of study

The treatment of samples is much the same as outlined by STRADNER & PAPP (1961) and COHEN (1964).

For the microscopic examination, a Reichert binocular polarizing microscope "Biozet" is used. A magnification of about 1000 times with oilimmersion lens is generally made use of.

For statistical analysis two hundred coccoliths specimens and two hundred discoasters (N-6, Castell d'Arquato) are determined in each sample. Many small-sized coccoliths which show little character for satisfactory specific identification are neglected. They could probably be studied with the electron microscope.

### Obitsu river region

#### Stratigraphy

The Pliocene-Pleistocene sediments of the central part of the Boso Peninsula are generally more than 1500 m. in thickness. The Pliocene-Pleistocene Kazusa group is one of the most important Japanese PliocenePleistocene sections and has been studied extensively. Many geological and paleontological works have been published on this region which date back to the early part of this century.

The Kazusa group overlies the Miocene Toyooka group. The relation between these two groups is a distinct clino-unconformity in the eastern part of the Boso Peninsula and nearly a disconformity in the western part. This geological setting is generally known as the Kurotaki unconformity.

The present writer studied the Pliocene-Pleistocene planktonic foraminiferal assemblages in 1961. The investigation was based on 37 samples collected from the Kazusa group exposed along the River Obitsu and River Sasa (a tributary of the River Obitsu), in the central part of the Boso Peninsula. These samples are examined for the nannofossils and only one them (sample 77) is found suitable for the present study.

The stratigraphic sequence of the upper Tertiary and Quaternary rocks of the central part of Boso Peninsula (TAKAYAMA 1961, MS.) is summarized as follows in descending order:

Stratigraphic unit Lithologic description	Thickness in meters
Kazusa group	
Kakinokidai formation	
Upper part: Alternation of siltstone and fine grained sa bedded thin layers of tuff.	ndstone with inter-
Middle part: Brownish grey medium grained sandstone.	1
Lower part: Bluish grey sandy siltstone with interbedded	thin layers of tuff.
	180 m.
Kokumoto formation	
Bluish grey sandy siltstone with interbedded thin layers of	f tuff.
	360 m.
Umegase formation	
Alternation of sandstone and siltstone with interbedded	thin layers of tuff.
	460 m.
Otadai formation	
Thin bedded alternation of sandstone and siltstone with	th interbedded thin
layers of tuff.	170 m.
Kiwada formation	•
Bluish grey siltstone with interbedded thin layers of tuff.	90 m.
Kurotaki formation	
Alternation of tuff and tuffaceous sandstone.	30 m.
Kurotaki unconformity	
Toyooka group	
Anno formation	

Alternation of tuff, tuffaceous sandstone and siltstone.

The locations of the samples collected for the present study from the Obitsu River region are shown in text-fig. 1.

### Planktonic Foraminifera

One sample (sample 77), containing nannofossils, is collected from the basal Kurotaki formation exposed along the Bokenosawa stream valley (a tributary of the Sasa River), and is at 1 m. above the Kurotaki uncon-



Fig. 1. The foraminiferal collection localities in the Obitsu River region.

formity. It also yielded many specimens of Foraminifera and its planktonic Foraminifera are listed in table 1.

#### Geological age

Many geologists regard the Kurotaki unconformity as the Miocene-Pliocene boundary in the Boso Peninsula.

BANDY (1963 a, b, 1964) selected the Sphaeroidinella dehiscens dehiscens datum as the Miocene-Pliocene boundary on the basis of his planktonic foraminiferal study of the deep-water conditions of the basin in southern Iloilo, Philippines. According to him, this level marks the upper limit of the Globoquadrina altispira globosa-Globoquadrina dehiscens dehiscens assemblage and the beginning or basal occurrence of Sphaeroidinella dehiscens dehiscens and Globorotalia truncatulinoides. And also according to him, the planktonic foraminiferal species Pulleniatina obliquiloculata becomes abundant and left-coiling specimens are dominant in the basal Pliocene. They then reverse abruptly to right-coiling for the remainder of their range.

Sample 77, which is collected from the basal Kurotaki formation, has Sphaeroidinella dehiscens dehiscens and Globorotalia truncatulinoides. According to BANDY (1963 a, b, 1964), the presence of these two species places the basal Kurotaki formation in Pliocene. In this sample, Pulleniatina obliguiloculata is rare, but the present writer could collect 50 specimens to determine the coiling-ratio of this species, and 96% are found to coil sinistrally. To follow the change of the coiling ratios of this species in the Kurotaki formation, the writer collected twelve more samples from this formation exposed along the Bokenosawa, and picked up 20 to 50 specimens of this species at random from each sample. The result obtained from this investigation is shown in text-fig. 2. A very rapid change of the coilingratio from 96% sinistral to 100% dextral in Pulleniatina obliquiloculata is observed. This change takes place within a short stratigraphical interval in the section studied, which is less than 4 m. It is possible that the environmental changes are the cause of such sudden shifts in the coiling-ratios. The low temperatures are known to affect the reproduction in the various genera of Foraminifera. The lateral distribution of the different test-coilings may also be due to the effect of the low temperature. ERICSON (1959) studied the coiling-ratios of Globigerina pachyderma in the northern part of the Atlantic and reported that the coiling in this species is dominantly sinistral near the Arctic region, whereas it is dominantly dextral in the temperate area. The change of coiling-ratio of Globigerina pachyderma from dextral dominant to the sinistral suggests a decrease in the temperature of the seawater. Text-fig. 2 shows the change of the coiling-ratio of Globigerina pachyderma in the Kurotaki formation. It shows that there is no great change in the coiling-ratio of this species, and so this suggests that there is no remarkable change of the seawater temperature through the Kurotaki formation. In Pulleniatina obliquiloculata, the reason for the change of the coiling-ratio is not clear at the present time, but this change



Fig. 2. The change of the coiling ratios of *Pulleniatina obliquiloculata* and *Globigerina pachyderma* in the Kurotaki Formation of the Obitsu River region.

could possibly be used as a good stratigraphic indicator which may place the basal Kurotaki formation in basal Pliocene.

#### Nannofossils

The following species of coccolithophorids are registered in sample 77.

Species	Percentage
Calcidiscus medusoides KAMPTNER	7
Calcidiscus sp.	2
Coccolithus crassipons BOUCHE	1.5
Coccolithus pelagicus (WALLICH)	7
Cyclococcolithus leptoporus (Murray & Blackman)	35.5
Discolithina japonica n. sp.	1.5
Discolithina sp.	14
Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER	2
Helicosphaera carteri (WALLICH)	18
Rhabdosphaera stylifer Lohmann	0.5
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)	0.5
Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER	3.5
Thoracosphaera heimi (LOHMANN)	2.5
Ceratolithus cristatus KAMPTNER	0.5
Miscellaneous	4

(Nannofossils smaller than  $3\mu$  are not registered.)

In this sample the present writer found only one specimen of Discoaster surculus and two specimens of Discoaster perplexus.

#### Choshi region

Stratigraphy

In Choshi region, located in the north-eastern part of the Boso Peninsula (text-fig. 3), the Pliocene-Pleistocene sediments are thinner than in the central part (generally less than 700 m. in thickness), but are well exposed with simple geological structures. Recently Y. MATOBA (1964, MS.) established the sequence and described the lithology of the stratigraphic units as follows, in descending order.

Stratigraphic unit Lithologic description Thickness in meters Gyobumisaki formation

Unconformity

Upper and middle part: Cross-bedded medium to coarse sandstone with granule pebbles.

Lower part: Yellowish brown fine to medium grained loose sandstone with interbedded layers of thin siltstone and basal conglomerate. 20 m.

Toyosato formation

Upper and middle part: Massive sandy siltstone and fine grained sandstone with interbedded thin layers of pumice and fine grained tuff. Lower part: Massive siltstone.

120 m.

Iioka formation

4*

Massive siltstone with interbedded thin layers of pumice and fine grained tuff. Alternation of siltstone and fine to medium grained sandstone at the base of this formation. 500 m.

Naarai formation

- Pumiceous sandy tuff with interbedded thin layers of fine grained tuff. Basal conglomerate with abundant molluscan and foraminiferal fossils. Tokowa conglomerate. 100 m.
  - ----- Clino-unconformity -----

Metogahana formation

- Alternation of tuffaceous sandstone, tuffaceous siltstone and tuff with interbedded layers of basaltic and andesitic lava at the base of this formation.
  - ----- Clino-unconformity ----

Choshi formation

Sandstone, conglomerate and shale.



Fig. 3. Index map of the Choshi region.

### Planktonic Foraminifera

The Metogahana formation has Foraminifera, Radioralia, Sponge spicules and Diatoms. From this formation, Y. MATOBA reported the occurrence of only one benthonic foraminiferal species, *Martinottiella communis* D'ORBIGNY. According to him, the sample from the Tokawa conglomerate yields abundant planktonic Foraminifera such as, Globigerina bulloides D'ORBIGNY Globigerina falconensis BLOW Globigerina nepenthes TODD Globigerina pachyderma (EHRENBERG) Globigerinita glutinata (EGER) Globoquadrina conglomerata (SCHWAGER) Globoquadrina dutertrei (D'ORBIGNY) Globorotalia menardii menardii (PARKER, JONES & BRADY) Globorotalia menardii miocenica PALMER Globorotalia scitula scitula (BRADY) Orbulina universa D'ORBIGNY Sphaeroidinellopsis seminulina (SCHWAGER)

Fossil planktonic foraminiferal faunas of the Naarai, Iioka, Toyosato and Gyobumisaki formations are also studied by Y. MATOBA (1964, MS.). His results are summarized and rearranged by the present author and shown in text-fig. 4 *). According to him, the Naarai, middle and uppermost Iioka formations are characterized by the abundance of *Globigerina pachyderma*, *G. bulloides* and *G. quinqueloba*, which are typical cold water species. Sample C-2 and C-3 which are collected from the basal Iioka formation have dominantly sinistral *Pulleniatina obliquiloculata*.

#### Geological age

The Choshi formation which unconformably overlies the Paleozoic formation is assigned to the Cretaceous age from the occurrence of Ammonites and Trigonias. The Metogahana formation is considered as Miocene even though no planktonic Foraminifera are found. Y. MATOBA suggested that the Tokawa conglomerate belongs to the Globorotalia menardii menardii/Globigerina nepenthes zone. As no guide species of planktonic Foraminifera are found in the Naarai formation except for Tokawa conglomerate, its exact geological horizon could not be determined, but the coiling-ratio of Pulleniatina obliquiloculata suggests that this formation may belong to the uppermost Miocene. MATOBA did not refer to the geological ages of Iioka, Tovosato, and Gyobumisaki formations. It is very difficult to draw the boundary between Pliocene and Pleistocene. ASANO et al. (1957, 1958) discussed the Pliocene-Pleistocene boundary of the Neogene sediments in the central Boso Peninsula, in consideration of the recommendations concerning the Tertiary-Quaternary boundary problem, made at the 18th International Geological Congress in London (1948). They collected many samples from the Yoro River section in the central part of the Boso Peninsula and studied the faunal change of the planktonic Foraminifera. They pointed out that the typical warm water planktonic foraminiferal species disappear at the middle horizon of the Umegase formation and they considered this horizon as the boundary between Pliocene and Pleistocene. Similar investigation was undertaken by the author at the Obitsu River section which is situated about 10 km. west of the Yoro River section (1961, MS.). The results are shown in table 1 *) and text-fig. 5 *).

*) In pocket.

He recognized the first remarkable faunal change at the middle Umegase formation and suggested that this horizon is the boundary. The following correlations of Choshi district and Obitsu River section are made: the lowermost Iioka formation with the lowermost Kurotaki formation due to the occurrence of abundant sinistral *Pulleniatina obliquiloculata*; the middle Iioka formation (sample C-5) with the middle Umegase formation (sample 227) because of the faunal changes from warm water to cold water fauna (this horizon is considered as the Pliocene-Pleistocene boundary), and the upper Iioka formation (sample C-11 and C-12) with the uppermost Kakinokidai formation by the abundant occurrence of sinistral coiling *Globigerina pachyderma*. It is considered that this horizon represents the coldest period of this section.

#### Nannofossils

200 specimens from each sample of the Naarai, Iioka and Toyosato formations are listed in table 2, and compiled in text-fig. 4. A sample from the Naarai formation contains such discoasters as:

Species	Percentage
Discoaster brouweri TAN SIN HOK with 6-rays	83
Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK with 5-rays	4
Discoaster surculus Martini & Bramlette	1
Miscellaneous	12

The present author cannot prove the existence of any nannofossils in the sample collected from the Gyobumisaki formation. The nannoplankton assemblages from the Pliocene-Pleistocene formations at Choshi region are characterized by the absence of discoasterids except in one sample from the Iioka formation (sample C-5: *Discoaster surculus*).

#### Castell d'Arquato

#### Stratigraphy

Marine sediments, exposed at Castell d'Arquato, Italy, are one of the most important type sections of marine Pliocene in Europe. Since the beginning of the last century, many investigators studied the geology and paleontology of this region. Recently DI NAPOLI (1952) and CUSHMAN (1945) have made valuable contributions to the knowledge of the stratigraphy and foraminiferal faunas of this region.

Pliocene sediments at Castell d'Arquato start with a neritic-littoralclastic facies, which represents a chaotic accumulation due to gravitative slumping. These are followed by sediments of clayey facies and ends with a more sandy facies showing a sharp passage into strongly littoral sediments.

	N 6	C 2	С 3	С 4	С 5	С 6	С. 7	С 8	C 9	C10	C11	C12	C13	C14
Calcidiscus medusoides	61	7	14	19	12	7	6	3	14	2	8		. 5; *	26
Calcidiscus sp.	29	7	16	24	12	19	32	7	7	4	12	1	1	11
Coccolithus crassipons	46	4	32	9	6	7	38	3	8	62	33	6		1
Coccolithus pelagicus	39	31	39	109	28	7	19	15	44	31	27	22	12	18
Cyclococcolithus leptoporus	5	16	15	9	25	• 7	21	34	3	8	4	2		5
Discolithina japonica	1. 1 1. 1	3	1		1	1	1	. 6		2			1	
Discolithina sp.	2	.20	10	4	18	3	7	5	2	5				
Gephyrocapsa oceanica				1	2	81	14	42	56	14	68	128	137	43
Helicosphaera carteri	8	88	51	9	69	49	34	78	39	49	8	19	13	29
Braarudosphaera bigelowi		3						3	1	1				
Thoracosphaera deflandrei	2	5	15	4	9	4	1			1	1		1	2
Thoracosphaera heimi	3	15	6	8	1.7	15	21	10	19	15	10	19	29	63
Ceratolithus cristatus	2	1		2			1					1	1	2
Reworked specimens	3				1						4			- -
Miscellaneous			1	2			5		7	6	25	2		
Total	200	200	200	200	200	200	200	200 *	200	200	200	200	200	200

Table 2. Distribution of Coccolithophorids and related nannoplankton in the Choshi section.

181

### Planktonic Foraminifera

From the type section at Castell d'Arquato, the following planktonic Foraminifera are noted.

Globigerinoides adriatica (FORNASINI) Globigerina bulloides D'Orbigny Globigerinoides ruber (D'Orbigny) Orbulina universa D'Orbigny

#### Nannofossils

One sample collected from this locality is examined for a comparative study. This sample is the same one from which discoasterids were studied earlier by STRADNER & PAPP (1961). From this sample the present writer ascertained the following larger nannofossils.

Species	Percentage
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina	4
Coccolithus pelagicus (WALLICH)	41.5
Crepidolithus crassus (DEFLANDRE)	3
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkhangelsky)	0.5
Cyclococcolithus leptoporus (Murray & Blackman)	3
Deflandrius intercisus (DEFLANDRE)	1.5
Discolithina sp.	3
Eiffellithus turriseiffeli (Deflandre)	1
Helicosphaera carteri (WALLICH)	17.5
Rhabdolithus angustus Stradner	1
Rhabdosphaera stylifer LOHMANN	3
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)	1.5
Cylindralithus? gallicus (STRADNER)	0.5
Micula staurophora (GARDET)	5.5
Miscellaneous	13.5
(Nannofossils smaller than $3\mu$ are not registered.)	

Besides these species, the present writer found a few specimens of Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE, Isthmolithus recurvus DEFLANDRE, Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE, M. aff. helicoides DEFLANDRE and Nannoconus colomi (DE LAPPARENT).

Discoasters from this sample are listed below, together with their frequencies.

Species	Percentage
Discoaster brouweri TAN SIN HOK with 4-rays	5
Discoaster deflandrei BRAMLETTE & RIEDEL	0.5
Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK	· 1
Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOR with 4-rays	2
Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK with 5-rays	54
Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE with 6-rays	31
Miscellaneous	6.5

This sample contains also a few specimens of *Discoaster brouweri* TAN SIN HOK with 5- and 6-rays; *D. challengeri* BRAMLETTE & RIEDEL; *D.* cf. currens Stradner; D. lodoensis Bramlette & Riedel and D. surculus Mar-TINI & BRAMLETTE with 3-rays.

#### Discussion

MARTINI & BRAMLETTE (1963) studied the nannoplankton of cores from the experimental Mohole drilling which penetrated the Pliocene and Miocene strata. According to them, *Discoaster brouweri* specimens with 5- or 6-rays are common in the middle and upper Miocene and with 3- and 4-rays are common in the lower Pliocene. *Discoaster surculus* is also particulary significant in the lower Pliocene unit. In the studied sections, 6-rayed specimens of *Discoaster brouweri* are dominant in the Naarai formation, uppermost Miocene (sample N-6). In the Pliocene-Pleistocene sediments, however, the writer cannot find any discoasters except in two samples (77 and C-5). Only two specimens of *D. perplexus* and one specimen of *D. surculus* in sample 77, and a few specimens of *D. surculus* in C-5 are found. In the sample from Castell d'Arquato, Italy, abundant *D. surculus* and 4-rayed specimens of *D. brouweri* are found. This abundant discoaster population may, however, be partly the result of reworking. An explanation to this point is given later on in this chapter.

ERICSON, EWING & WOLLIN (1963) defined the Pliocene-Pleistocene boundary in deep-sea cores from the Atlantic and Indian Oceans on micropaleontological evidences — the extinction of discoasters and the evolutionary changes of certain planktonic Foraminifera. According to them, this boundary is marked by the following faunal changes: at this level all discoaster species disappear; the planktonic foraminiferal species Globorotalia truncatulinoides appears and becomes abundant; below this level the planktonic foraminiferal species Globorotalia menardii exhibits two types of the test, above this level it shows only one type. The coiling-ratio of Globorotalia menardii also changes abruptly from 95% right-coiling to 95% left-coiling and the diameter of the test of this species increases suddenly at this boundary. This horizon which is first proposed by ERICSON et al. (1963) was subsequently discussed by RIEDEL, BRAMLETTE & PARKER (1963), BANDY (1963 b), JENKINS (1964) and WRAY & ELLIS (1965). According to BANDY (1963 b), this abrupt extinction of discoasters in Atlantic and Indian Oceans deep-sea cores may be due to an unconformity betwee nMiocene and Pleistocene sediments. WRAY & ELLIS (1965) studied the pattern of extinction of discoasters found in the neritic sediments of late Tertiary age in the northern part of the Gulf of Mexico and considered the zone of extinction of discoasters as approximating to the Pliocene-Pleistocene boundary. According to them, the zone of extinction of discoasters is marked by two separate discoasterid horizons. The lower one of the two horizons is characterized by the last occurence of Discoaster exilis, D. hamatus, D. pentaradiatus, D. surculus, D. variabilis and D. brouweri. Above this lower horizon, only D. brouweri extends into younger sediments, and the ultimate occurrence of this species defines the upper horizon.

In the Obitsu River section, Globorotalia truncatulinoides is already present at the base of Kurotaki formation which is generally regarded as lowermost Pliocene by many geologists. Throughout this section, the author recognized only one type of G. menardii which is dominantly left-coiling. The increase of the size of G. menardii is also recognized at the Kurotaki unconformity. In the studied sections, discoasters are almost extinct at the lowermost Pliocene. This is not in agreement with the observation of ERICSON et al. (1963), RIEDEL et al. (1963) and WRAY & ELLIS (1965).

The present author finds no remarkable change in the composition of coccolithophorid species throughout the studied sections and cannot recognize any changes at the Miocene-Pliocene and Pliocene-Pleistocene boundaries. Some species, however, show restricted ranges. *Gephyrocapsa oceanica* appears in basal Pliocene (sample 77) and suddenly becomes dominant at the middle Iioka formation (sample C-6). The autor assigns this horizon to the lower Pleistocene. It corresponds to the period after the first glaciation. *Discolithina* sp. disappears at the upper Iioka formation (sample C-11). This horizon corresponds to the coldest period in these sections. Therefore these two species are probably useful as stratigraphic indicators.

The reworking and redistribution of the nannofossils have already been discussed in detail by COHEN (1964). As mentioned above, the Pliocene sample from Castell d'Arquato has an abundant nannofossil population but it is partly the result of reworking. Many species which are shown in table 3 and 4 are considered to be derived from older sediments. The stratigraphical ranges of these species are also shown in these tables (based on STRADNER & PAPP, 1961, and STRADNER 1963). From these tables, it is clear that a part of the assemblage of Castell d'Arquato is reworked from the sediments of at least six different geological horizons of Pliensbachian-Bajocian, Hauterivian-Barremian, Cenomanian-Turonian, Maastrichtian, middle Eocene and upper Eocene.

The following derived forms are also recognized in the studied sections of the Kwanto region, Japan.

Sample N-6: Arkhangelskiella sp. Cylindralithus? gallicus (STRADNER) Sample C-5: Cylindralithus? gallicus (STRADNER) Sample C-11: Arkhangelskiella sp. Cylindralithus? gallicus (STRADNER)

The horizons of C-5 and C-11 correspond to the cold climate periods. As mentioned by COHEN (1964), it is possible that this phenomenon is due to a lower sea level and the intensification of currents and wave action during the cold glacial periods.

COHEN (1964) used the Caribbean deep-sea cores which have already been analyzed by the  $0^{18}/0^{16}$  paleotemperature method and dated by the Pa²³¹/Th²³⁰ method. The present author determined the geological ages and the paleotemperature by the planktonic foraminiferal assemblages. Recently many papers have been published on the areal distribution of the planktonic Foraminifera. BRADSHAW (1959) investigated the distribution of the planktonic Foraminifera in the northern and equatorial Pacific Ocean and recognized four assemblages, namely sub-arctic fauna (cold), transitio-

Discolithina crassa Discolithina crassa Nannoconus colomi Zygolithus diplogrammus Braarudosphaera bigelowi Rhabdolithus angustus Rhabdolithus? turriseiffeli Rhabdolithus? turriseiffeli Cribrosphaerella ehrenbergi Deflandrius intercisus Deflandrius intercisus Microrhabdulus decoratus Microrhabdulus aff. helicoides	Cylindralithus? gallicus
Danian	
Maastrichtian	L
Albian	
Aptian	
Barremian	
Hauterivian	
Valendisian	
Purbeckian	
Portlandian	
Kimmeridgian	
Sinemurian	

Table 3. Stratigraphic range chart of the reworked species which were found from the locality of Castell d'Arquato, Italy.

185

nal fauna, central fauna (warm) and equatorial west central fauna (warm). According to him, *Globigerina pachyderma* belongs to the sub-arctic fauna, and *Pulleniatina obliquiloculata* and *Sphaeroidinella debiscens debiscens* belong to the typical equatorial west central fauna. He also reported that



Table 4. Stratigraphic range chart of the reworked species which were found from the locality of Castell d'Arquato, Italy.

Globigerina guingueloba and G. bulloides are cold water species and Globorotalia tumida, Globigerinoides conglobatus, Globorotalia menardii and Globigerinoides sacculifer are warm-water species. PHLEGER (1952) and UCHIO (1960) reported the occurrence of Globigerina pachyderma and G. bulloides from the arctic and antarctic regions. ASANO (1957) studied many bottom samples collected from the adjacent seas of Japan and reported that Pulleniatina obliquiloculata and Globorotalia menardii were carried by the warm-water current and Globigerina pachyderma by the cold-water current. Similar investigations by SCHOTT (1935), WISEMAN & OVEY (1950), PHLEGER (1954), STONE (1956), Bé (1959) in the Atlantic Ocean, PARKER (1962), SMITH (1963) in the Pacific Ocean and POLSKI (1959) in the East China Sea gave similar results. According to them, Globigerina pachyderma and G. guingueloba are cold-water species and Sphaeroidinella dehiscens dehiscens, Pulleniatina obliquiloculata, Globigerinoides conglobatus, Globorotalia menardii. G. truncatulinoides. Globigerinoides sacculifer are warm-water species. These cold- and warm-water species show a tendency to increase or decrease in abundance in the studied sections of the Kwanto region. From these faunal changes, the writer considers that the upper Umegase, lower Kokumoto and uppermost Kakinokidai formations correspond to the cold periods in Obitsu river section. According to MATOBA's study (1964, MS.), the middle Iioka (sample C-5) and uppermost Iioka formation (sample C-11) correspond to the cold periods in Choshi section. It is the writer's opinion that the uppermost Kakinokidai formation in Obitsu River section and uppermost Iioka formation (sample C-11) in Choshi section represent the coldest period of these sections. This is based on the investigation of the coiling-ratio of Globigerina pachyderma as mentioned earlier.

The author also examined the effects of temperature on nannofossil distribution (text-fig. 4). Coccolithus pelagicus and C. crassipons are more abundant in "warm" samples. Gephyrocapsa oceanica also seems to be more abundant in "warm" samples. This fact is already indicated by KAMPTNER (1943). According to COHEN (1964), this species could have been temporarily reduced in abundance during the cooler periods in the two Caribbean deep-sea cores.

#### Systematic paleontology

### Family COCCOLITHOPHORIDAE LOHMANN

## Genus Calcidiscus KAMPTNER, 1950

#### Calcidiscus medusoides KAMPTNER

(Plate 1, figure 9)

1954 Calcidiscus medusoides KAMPTNER, Arch.Protistenk., vol 100, no. 1, p. 26, figs. 24, 34. 1963 Calcidiscus medusoides KAMPTNER, MARTINI & BRAMLETTE, Jour. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 849, pl. 102, figs. 1–2.

R e m a r k s: Japanese specimens have two types of this species. The larger one has a large central opening and striae are distinct. The smaller one has a small central opening and indistinct striae. Both types show only faint extinction, especially the latter one.

D is t r i b u t i o n: The larger type is rare to common in the Pliocene-Pleistocene section but the smaller type is abundant in the Naarai formation, upper Miocene. This species is common in the Quaternary and the late Tertiary in many regions of the world.

# Calcidiscus sp.

#### (Plate 1, figure 12)

R e m a r k s: The present specimens are similar to C. medusoides in the general outline and side view. But this form is usually small, less than 5  $\mu$ , and has a small central opening. The striae are more straight and the extinction cross is distinct.

Distribution: Rare to common in the studied sections.

# Genus Coccolithus SCHWARZ, 1894 Coccolithus crassipons BOUCHÉ (Plate 2, figure 6-10)

1962 Coccalithus crassipons BOUCHE, Revue de Micropaléontologie, vol. 5, no. 2, p. 83, pl. 1, fig. 14, text-fig. 3.

R e m a r k s: This species is characterized by the existence of the central bridge, crossing the centrally located opening. This bridge can be recognized easily in polarized light between crossed nicols. It shows three stages of growth. In the first stage, the bridge starts to grow from two small knob-like spines at opposite sides of the elliptical central area. In this stage, the top view gives the impression that knobs are present. These two knob-like spines tend to grow and in the final stage they touch each other and form a single bridge structure.

Distribution: Abundant throughout the studied sections. This species may show a greater abundance in "warm" samples.

Coccolithus pelagicus (WALLICH) (Plate 1, figure 10, 11)

- 1877 Coccosphaera pelagica WALLICH, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, vol. 19, p. 348, pl. 17, figs. 1-2, 5, 11-12.
- 1930 Coccolithus pelagicus (WALLICH); SCHILLER, in RABENHORST, Krypt.-Flora, Akad. Verl. Leipzig, vol. 10, p. 246.
- 1963 Coccolithus pelagicus (WALLICH); MARTINI & BRAMLETTE, Jour. Paleont., vol. 37, no. 4, pp. 849–850.

R e m a r k s: The present specimens have no bar across the central opening and some specimens have distinctly curved striae. The extinction cross at the outer rim is obscure.

D ist r i b u t i o n: Abundant throughout the sequence. This species is common in the Recent and the late Tertiary sediments of many regions. According to STRADNER (1963), this species starts from Callovian.

#### Genus Cyclococcolithus KAMPTNER, 1954

#### Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY and BLACKMAN)

#### (Plate 2, figure 1-5)

- 1898 Coccosphaera leptopora MURRAY & BLACKMAN, Roy. Soc. London, Philos. Trans., vol. 190, ser. B, p. 430, pl. 15, figs. 1-7.
- 1930 Coccolitus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN); SCHILLER, in RABENHORST, Krypt.-Flora, vol. 10, p. 245, text-fig. 10.
- 1954 Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN); KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 100, p. 23, fig. 20.
- 1961 Coccolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN), BLACK & BARNES, Roy. Micr. Soc. Jour., vol. 80, pt. 2, p. 143, pl. 24, figs. 3–4.
- 1963 Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN); MARTINI & BRAMLETTE, JOUR. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 850, pl. 102, figs. 4–5.
- 1964 Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN); COHEN, Micropaleont., vol. 10, no. 2, p. 237, pl. 1, figs. 6 a-e; pl. 2, figs. 4 a-b.

R e m a r k s: This species shows a wide variation in size and forms. Japanese specimens have four types of this species. One of these is the typical C. leptoporus, which shows a faint extinction cross, especially in the outer margin. The second type shows ery strong birefringence and the extinction cross is therefore remarkable. The rays are straight and the central area is broad. The third type is very small, shows very weak birefringence, and faint extinction cross, striae not distinct, central area broad. The last one has a very small central area, strongly curved striae and an almost obscure extinction cross.

D i s t r i b u t i o n: Rare to common in the studied sections. The third type is abundant in middle Iioka formation and the fourth type is found only in sample C-8.

#### Genus Discolithina LOEBLICH & TAPPAN, 1963

Discolithina japonica TAKAYAMA n. sp. (Plate 9: 10, figure 1, 2 a-d; Text-figure 7)

N a m e : *japonica* (lat.), Japanese.

Holotypes: IGPS coll. cat. no. 75144 (slide) and no. 2600/65 (Electron micrograph), from sample C-10, upper Iioka formation.

D e s c r i p t i o n : Discoliths consisting of a single thin elliptical plate, with the proximal side concave and the distal side convex. The central area is perforated with numerous pores in arrangement of so-called quincunx (text-fig. 6). The diameter of the pores is about 0.1  $\mu$  and the distance between the pores about 0.1–0.2  $\mu$ . The rim is broad, about one fourth of the shorter diameter of the plate. The central area is bisected by a longitudinal slit. Length: 10.5  $\mu$ .



Fig. 6. Quincunx arrangement.

R e m a r k s: The carbon replica shows that the central area of the plate is perforated by many tiny pores. These pores are too small to be recognized clearly under the normal microscope. Under the normal microscope, this species has an appearance of a thin elliptical plate without pores but with a longitudinal slit line. The central part of a well preserved specimen looks thinner than its outer margin, especially under negative phase contrast. This species differs from COHEN'S (1964) *Discolithus crassus* in having a broad rim and the regular arrangement of the penetrating holes.

D i s t r i b u t i o n: Locally present in the studied sections.

Deposition of the type specimen: Slides are deposited in the Institute of Geology and Paleontologiy, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan. The electronmicrographs were taken at the Elektronenmikroskopisches Laboratorium of the Medical Clinic of the University for Veterinary Medicine at Vienna by H. Stradner.



Fig. 7. Side view of Discolithina japonica Takayama n. sp.

# Discolithina sp. (Plate 1, figure 7 a, b; Plate 3, figure 1--19)

Remarks: Consisting of a single thin elliptical plate, with the proximal side concave and the distal side convex and with a thin marginal rim on the distal side. The platte is regularly perforated by conspicuous pores and with a longitudinal line. This species shows a wide variation in size and form. The largest diameter of this species ranges from 14 µ to 7 µ, averaging 10 µ. Generally this species has a very thin plate which is regularly perforated by numerous conspicuous pores, however, some small specimens are irregularly perforated by only few differently sized pores. In the side view the shape of the rim also shows a wide variation, but the author cannot find any relationship between the shape and the size of this rim and the arrangement of the pores. The author checked many specimens and recognized that these variations are gradually changing into each other. Therefore the author considers that all these variants must be included in one species. This species differs from D. numerosa in lacking the striae on the rim; from D. distinctus in having a lower and thinner rim and thinner basal plate; from D. punctosus in having a rim and from D. vescus in having a pronounced rim. KAMPTNER (1948, 1955) described many kinds of similar forms of this species. But the basal plates of these species are very thick. The ratios of the thickness to the length of these species are about 0.152  $(1.4 \,\mu/9.2 \,\mu$ : C. anisotrema), 0.220  $(2 \,\mu/9.1 \,\mu$ : C. pachymorphus), and 0.145  $(1.2 \,\mu/8.3 \,\mu$ : C. deflandrei), whereas the ratio of the present species is about 0.05. This species differs from C. anisotrema, C. pachymorphus, C. deflandrei, C. martini. D. vigintiforatus and D. multiporus in having a thinner basal plate; from C. trematotes in having a concave lower side of the plate; from C. attenuatus and D. sparsiforatus in having a lower rim. This species shows a wide variation in size and forms as mentioned earlier. But these variants have a much thinner basal plate than the above discussed species of KAMPTNER. The full interpretation of the relation of this species to Discolithina japonica n. sp. must await a more detailed study under the electron microscope.

D is tribution: Rare to common in the studied sections. But this species disappears at the upper Iioka formation. Many larger sized specimens of this species are recorded from the Pliocene sample at Castell d'Arquato.

# Genus Gephyrocapsa KAMPTNER, 1943 Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER

(Plate 1, figure 8)

- 1902 Pontosphaera huxleyi LOHMANN, (part), Arch. Protistenk., vol. 1, p. 130, pl. 4, figs. 1-9.
- 1943 Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER, Akad. Wiss. Wien, Anz., vol. 80, pp. 43-49.

5

1956 Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER var. typica; KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 101, no. 2, p. 179, pl. 16, figs. 4-5.

- 1961 Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER; BLACK & BARNES, Roy. Micr. Soc., Jour., vol. 80, pt. 2, p. 143, pl. 25, figs. 1–2.
- 1964 Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER; COHEN, Micropaleont., vol. 10, no. 2, p. 240 pl. 3, figs. 3 a—c; pl. 4, figs. 3 a—b.

R e m a r k s: The detailed morphology and micro-structure of this species have been shown by KAMPTNER (1956) and COHEN (1964). The present specimens are delicate forms and very difficult to see with transmitted light. But in polarized light the transverse bar (bridge) shows the peculiar extinction which is characteristic of this species.

D is t r i b u t i o n: In the studied sections, this species appears to start in basal Pliocene (sample 77) and becomes dominant at the basal Pleistocene (sample C-11). This species has been reported from Recent sediments in the Pacific and the South Atlantic. The living specimens are found in the Gulf Stream and the Mediterranean. According to KAMPTNER (1943) and COHEN (1964), this species is more abundant in "warm" samples.

Genus Helicosphaera KAMPTNER, 1954

Helicosphaera carteri (WALLICH)

(Plate 1, figure 5)

- 1877 Coccosphaera carteri WALLICH, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, vol. 19, p. 348, pl. 17, figs. 3-4.
- 1902 Coccolithophora pelagica (WALLICH); LOHMANN, (part), Arch. Protistenk., vol. 1, p. 138, pl. 5, figs. 58 a, c.
- 1954 Helicosphaera carteri (WALLICH); KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 100, no. 1, p. 21, text-figs. 17–19.
- 1961 Helicosphaera carteri (WALLICH); BLACK & BARNES, Roy. Micr. Soc., Jour., vol. 80, pt. 2, pp. 139–140, pls. 22–23.
- 1964 Helicosphaera carteri (WALLICH); COHEN, Micropaleont., vol. 10, no. 2, pp. 238–240, pl. 3, figs. 2 a–f; pl. 4, figs. 1 a–c.

R e m a r k s: This species is characterized by an asymmetrical plate appearing as a helicoid form. In the elliptical central shield, two conspicuous slit-like holes along the long axis are distinctive. Detailed descriptions and electron microscopic photographs are given by BLACK and BARNES (1961) and COHEN (1964).

D is tribution: Abundant throughout the studied sections. Similar forms have been reported from the early Tertiary. The species common in Recent deep-sea sediments from the South Atlantic. Living forms have been observed in all oceans (COHEN, 1964).

# Genus Rhabdosphaera HAECKEL, 1894 Rhabdosphaera stylifer LOHMANN

(Plate 1, figure 6)

1902 Rhabdosphaera stylifer Lohmann, Arch. Protistenk., vol. 1, p. 143, pl. 5, fig. 65. 1937 Rhabdosphaera stylifer Lohmann; Kamptner, Arch. Protistenk., vol. 89, p. 313, pl. 17, figs. 43—45.

192

- 1941 Rhabdosphaera stylifer LOHMANN; KAMPTNER, Ann. Naturhistor. Mus. Wien, vol. 51, p. 96, 115, pl. 15, fig. 149.
- 1955 Rhabdosphaera stylifer LOHMANN; KAMPTNER, K. Nedrl. Akad. Wetensch., Verh., ser. 2, vol. 50, no. 2, p. 37–38, fig. 106.

Distribution: Present in sample 77 from the basal Kurotaki formation.

#### Family BRAARUDOSPHAERIDAE DEFLANDRE

# Genus Braarudosphaera DEFLANDRE, 1947 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) (Plate 1, figure 1)

- 1935 Pontosphaera bigelowi GRAN & BRAARUD, Jour. Biol. Board Canada, vol. 1, p. 389, text-fig. 67.
- 1947 Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD); DEFLANDRE, C. R. Acad. Sci., vol. 225, p. 439, text-figs. 1-5.

R e m a r k s: The pentaliths of this species range greatly in diameter from  $6 \mu$  to  $23 \mu$ .

Distributed from the upper Cretaceous to Holocene.

#### Family THORACOSPHAERIDAE KAMPTNER

# Genus Thoracosphaera KAMPTNER, 1927

#### Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER

- 1956 Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER, Österr. Bot. Z., vol. 103, no. 4, pp. 448–456, figs. 1–4.
- 1961 Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER; STRADNER, Erdoel-Zeitschrift., vol. 77, no. 3, p. 84, fig. 74.

Distribution: Few in the Pliocene; rare in the Pleistocene. According to STRADNER (1963), this species ranges from the Albian to early Tertiary. Therefore it is considered that specimens of this species in the studied sections are reworked ones.

#### Thoracosphaera heimi (LOHMANN)

- 1927 Thoracosphaera pelagica KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 58, no. 1, p. 180.
- 1954 Thoracosphaera Heimi (LOHMANN); KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 100, no. 1, p. 40-42, figs. 41-42.
- 1961 Thoracosphaera heimi KAMPTNER; STRADNER, Erdoel-Zeitschrift., vol. 77, no. 3, p. 84, fig. 75.

Distribution: Rare to common in the studied sections.

5*

#### Family DISCOASTERIDAE TAN SIN HOK

# Genus Discoaster TAN SIN HOK, 1927 Discoaster brouweri TAN SIN HOK (Plate 4, figure 1-4; Plate 6, figure 1-5)

- 1927 Discoaster brouweri "Type" TAN SIN Нок, Jaarb. Mijnwezen Ned. Oost-Indie, p. 120, text-figs. 2 (8 a---b).
- 1954 Discoaster brouweri TAN sens. emend. BRAMLETTE & RIEDEL, Jour. Paleont., vol. 28, no. 4, p. 402, pl. 39, fig. 12, text-figs. 3 a-b.
- 1963 Discoaster brouweri TAN SIN HOK; MARTINI & BRAMLETTE, JOUR. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 851, pl. 102, figs. 9–10.

Distribution: Six-rayed specimens of this species are dominant in the uppermost Miocene, Naarai formation (sample N-6). Four-rayed specimens are common in Castell d'Arquato, Italy (Pliocene).

#### Discoaster challengeri BRAMLETTE & RIEDEL (Plate 4, figure 7)

- 1954 Discoaster challengeri BRAMLETTE & RIEDEL, Jour. Paleont., vol. 28, no. 4, p. 401, pl. 39, fig. 10.
- 1959 Discoaster challengeri BRAMLETTE & RIEDEL; STRADNER, 5th World Petr. Congr. Sect. I, Paper 60, p. 1088, fig. 26.
- 1963 Discoaster challengeri BRAMLETTE & RIEDEL; MARTINI & BRAMLETTE, JOUR. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 851, pl. 103, figs. 11-12.

D i s t r i b u t i o n: Only one specimen in the Naarai formation. This species has been recorded from late Tertiary in many localities of the world.

## Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK (Plate 4, figure 5, 8; Plate 7, figure 1-4)

- 1927 Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK, Jaarb. Mijnwezen Ned. Oost-Indie, 1926, p. 120, text-figures 2 (14).
- 1954 Discoaster pentaradiatus TAN sens emend. BRAMLETTE & RIEDEL, Jour. Paleont., vol. 28, p. 401, pl. 39, fig. 11, text-figs. 2 a, b.
- 1959 Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK; STRADNER, Erdoel-Zeitschrift.,- vol. 75, no. 12, p. 480, pl. 3, figs. 46, 48.
- 1961 Discoaster pentaradiatus TAN sens emend. BRAMLETTE & RIEDEL; STRADNER & PAPP, Jb. Geol. Bundesanst. Spec. Vol., no. 7, pp. 87–88, pl. 21, figs. 1–4.
- 1963 Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK; MARTINI & BRAMLETTE, JOUR. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 853, pl. 105, fig. 5.

R e m a r k s: Asteroliths are five-rayed in the Naarai formation and also occasionally four-rayed in the Pliocene of Castell d'Arquato (plate 7, figs. 4 a, b). The rays show a slight umbrella-like bending, which is also characteristic of D. brouweri.
D i s t r i b u t i o n: They are rare in the Naarai formation but common in the Pliocene of Castell d'Arquato. This species is widespread in the Miocene strata and typical forms have been recorded from the Lengua formation of Trinidad, Suva formation of Fiji, the Tagpochau limestone of Saipan and many other localities. According to MARTINI & BRAMLETTE (1963), they are rare in the upper part of the Miocene of the Mohole sequence but common in the lower Pliocene. The lower and upper limit of this species is still unknown. No specimens have been recorded from the lower Miocene and Recent sediments.

## Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL (Plate 4, figure 9)

- 1954 Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL, Jour. Paleont., vol. 28, no. 4, pp. 400-401, pl. 39, fig. 9.
- 1961 Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL; STRADNER & PAPP, Jb. Geol. Bundesanst., Spec. Vol., no. 7, p. 100, pl. 30, figs. 1–7.
- 1961 Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL; BLACK & BARNES, Roy. Micr. Soc., Jour., vol. 80, pt. 2, pp. 144–145, pl. 24, fig. 1.
- 1964 Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL; COHEN, Micropaleont., vol. 10, no. 2, pp. 246-248, pl. 5, figs. 4 a-c; pl. 6, figs. 4 a-b.

Distribution: Found in the lowermost Kurotaki formation. It is recorded from the upper Oligocene sediments of Trinidad and from Recent deep-sea sediments of the Pacific, South Atlantic and Mediterranean.

## Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE (Plate 4, figure 6, 10; Plate 5, figure 1-4)

1961 Discoaster brouweri TAN SIN HOK; STRADNER & PAPP, Jb. Geol. Bundesanst., Spec. Vol., no. 7, pp. 85–87, pl. 20, figs. 2–3, 6.

1963 Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE, Jour. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 854, pl. 104, figs. 10–12.

R e m a r k s: Asteroliths usually with 6-rays and rarely with 3-rays in the sample from Castell d'Arquato (plate 5, figure 4 a, b).

D is t r i b u t i o n: A single specimen of this species has been found in the Naarai formation and only one specimen is found in the basal Kurotaki formation, but they are in abundance in Pliocene sample from Castell d'Arquato in Italy. STRADNER (1961) reported the occurrence of this species from the Pliocene sediments at Castell d'Arquato and from deep-sea sediments of the Mediterranean. According to MARTINI & BRAMLETTE (1963), this species occurs only in the Pliocene section of the Mohole sequence and the lower limit of this species seems to extend into the latest Miocene.

## INCERTAE SEDIS

## Genus Ceratolithus KAMPTNER, 1954

## Ceratolithus cristatus KAMPTNER (Plate 1, figure 2—4)

- 1954 Ceratolithus cristatus KAMPTNER, Arch. Protistenk., vol. 100, p. 43, text-figs. 44-45.
- 1954 Ceratolithus cf. C. cristatus (KAMPTNER); BRAMLETTE & RIEDEL, Jour. Paleont., vol. 28, no. 4, p. 394, pl. 38, fig. 9.
- 1963 Ceratolithus aff. C. cristatus KAMPTNER; MARTINI & BRAMLETTE, Jour. Paleont., vol. 37, no. 4, p. 854.
- 1964 Ceratolithus cristatus KAMPTNER; COHEN, Micropaleont., vol. 10, no. 2, p. 246, pl. 5, figs. 5 a-d; pl. 6, fig. 5.

Distribution: Rare throughout the sequence. This species has been reported from the Miocene deposits and is common in Recent sediments.

## References

- ASANO, K. (1957): The Foraminifera from the adjacent seas of Japan, collected by the S. S. Soyo-maru, 1922–1930. Part 3 — Planktonic Foraminifera. Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.), vol. 28, pp. 1–26.
- ASANO, K., et al. (Boso Research Group), (1957): Chronological divisions of the Cenozoic stratal groups of the Boso Peninsula. Yûkôchû (Foraminifera), no. 7, pp. 32-37.
- ASANO, K., et al. (Boso and Miura Research Group), (1958): Cenozoic correlation of the Miura and Boso Peninsula by means of planktonic Foraminifera. Yûkôchû (Foraminifera), no. 9, pp. 34-39.
- BANDY, O. L. (1963 a): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and basinal development in Philippines. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 47, no. 9, pp. 1733–1745.

BANDY, O. L. (1963 b): Miocene-Pliocene boundary in the Philippines as related to late Tertiary stratigraphy of deep-sea sediments. Science, vol. 142, pp. 1290-1292.

BANDY, O. L. (1964): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. Micropaleont., vol. 10, no. 1, pp. 1–17.

- Bé, A. W. H. (1959): Ecology of Recent planktonic Foraminifera; part 1 Areal distribution in the western Atlantic. Micropaleont., vol. 5, no. 1, pp. 77—100.
- BLACK, M., & BARNES, B. (1961): Coccoliths and discoasters from the floor of the South Atlantic Ocean. Roy. Micr. Soc., Jour., vol. 80, pt. 2, pp. 137-147.
- Bouché, P. M. (1962): Nannofossiles calcaires du Lutétien du bassin de Paris. Revue de Micropaléontologie, vol. 5, no. 2, pp. 75-103.
- BRADSHAW, J. S. (1959): Ecology of living planktonic Foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean. Cushman Found. Foram. Research, Contr., vol. 10, pt. 2, pp. 25-64.
- BRAMLETTE, M. N., & MARTINI, E. (1964): The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. Micropaleont., vol. 10, no. 3, pp. 291-322.
- BRAMLETTE, M. N., & RIEDEL, W. R. (1954): Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent Coccolithophores. Jour. Paleont., vol. 28, no. 4, pp. 385-403.
- BRAMLETTE, M. N., & SULLIVAN, F. R. (1961): Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. Micropaleont., vol. 7, no. 2, pp. 129–188.
- COHEN, C. L. D. (1964): Coccolithophorids from two Caribbean deep-sea cores. Micropaleont., vol. 10, no. 2, pp. 231-250.

- CUSHMAN, J. A. (1945): The species of Foraminifera recorded by D'ORBIGNY in 1826 from the Pliocene of Castel Arquato, Italy. Cushman Lab. Foram. Research, Spec. Publ., vol. 13, 27 p.
- DEFLANDRE, G. (1947): Braarudosphaera nov. gen. type d'une famille nouvelle de coccolithophoridées actuels à éléments composites. Acad. Sci., C. R., vol. 225, pp. 439-441.
- ERICSON, D. B. (1959): Coiling direction of Globigerina pachyderma as a climatic index. Science, vol. 130, pp. 219-220.
- ERICSON, D. B., EWING, M., & WOLLIN, G. (1963): Pliocene-Pleistocene boundary in deepsea sediments. Science, vol. 139, pp. 727-737.
- GRAN, H. H., & BRAARUD, T. (1935): A qualitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. Jour. Biol. Board Canada, vol. 1, pp. 279-467.
- JENKINS, D. G. (1964): Location of the Pliocene-Pleistocene boundary. Cushman Found. Foram. Research, Contr., vol. 15, pp. 25-27.
- KAMPTNER, E. (1927): Beitrag zur Kenntnis adriatischer Coccolithophoriden. Arch. Protistenk., vol. 58, no. 1, pp. 173–184.
- KAMPTNER, E. (1937): Neue und bemerkenswerte Coccolithineen aus dem Mittelmeer. Arch. Protistenk., vol. 89, pp. 279---316.
- KAMPTNER, E. (1941): Die Coccolithineen der Südwestküste von Istrien. Naturhist. Mus. Wien, Ann., vol. 51, pp. 54–149.
- KAMPTNER, E. (1943): Zur Revision der Coccolithineen-Spezies Pontosphaera huxleyi Lohm. Akad. Wiss. Wien, Anz., vol. 81, pp. 43-49.
- KAMPTNER, E. (1948): Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl. Sitzber., Abt. I, vol. 157, pp. 1–16, Wien.
- KAMPTNER, E. (1954): Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. Arch. Protistenk., vol. 100, pp. 1-90.
- KAMPTNER, E. (1955): Fossile Coccolithineen-Skelettreste aus Insulinde. Eine mikropaläontologische Untersuchung. K. Nederl. Akad. Wetensch., Verh., ser. 2, vol. 50, no. 2, pp. 1—87.
- KAMPTNER, E. (1956 a): Das Kalkskelett von Coccolithus Huxleyi (LOHM.) KPT. und Gephyrocapsa oceanica KPT. (Coccolithineae). Arch. Protistenk., vol. 101, no. 2, pp. 171-202.
- KAMPTNER, E. (1956 b): Thoracosphaera Deflandrei nov. spec., ein bemerkenswertes Kalkflagellaten-Gehäuse aus dem Eocän von Donzacq (Dep. Landes, Frankreich). Österr. bot. Zschr., vol. 103, pp. 448—456.
- LOHMANN, H. (1902): Die Coccolithophoridae, eine Monographie der coccolithen-bildenden Flagellaten. Arch. Protistenk., vol. 1, pp. 89–165.
- MARTINI, E., & BRAMLETTE, M. N. (1963): Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole drilling. Jour. Paleont., vol. 37, no. 4, pp. 845-856.
- MATOBA, Y. (1964): The geology and paleontology of Choshi and its vicinity, Chiba Prefecture. Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal., Master Thesis (MS.).
- MURRAY, G., & BLACKMAN, V. H. (1898): On the nature of the coccospheres and rhabdospheres. Roy. Soc. London, Philos. Trans., vol. 190, sec. B, pp. 427-441.
- NAPOLI ALLIATA, E. DI, (1952): Nuove specie die Foraminiferi nel Pliocene e nel Pleistocene della zona di Castel-l'Arquato (Piacenza). Rivista Italiana, Paleont. & Strat., vol. 58, no. 3, pp. 95–109, pl. 5.
- PARKER, F. L. (1962): Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. Micropaleont., vol. 8, no. 2, pp. 219-254.
- PHLEGER, F. B. (1952): Foraminifera distribution in some sediment samples from the Canadian and Greenland Arctic. Cushman Found. Foram. Research, Contr., vol. 3, pp. 80-89.
- PHLEGER, F. B. (1954): Foraminifera and deep-sea research. Deep-Sea Research, vol. 2, pp. 1-23.
- POLSKI, W. (1959): Foraminiferal biofacies of the north Asiatic coast. Jour. Paleont., vol. 33, no. 4, pp. 569-587.
- RIEDEL, W. R., BRAMLETTE, M. N., & PARKER, F. L. (1963): "Pliocene-Pleistocene" boundary in deep-sea sediments. Science, vol. 140, pp. 1238-1240.

SCHILLER, J. (1930): Coccolithinease. In: RABENHORST, L., Kryprogamen-Flora. Leipzig, vol. 10, pt. 2, pp. 89-267.

SCHOTT, W. (1935): Die Foraminiferen in den Aquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. Deutsche Atlantische Exped., vol. 11, no. 6, pp. 411-616.

SMITH, A. B. (1963): Distribution of living planktonic Foraminifera in the northeastern Pacific. Cushman Found. Foram. Research, Contr., vol. 14, pt. 1, pp. 1–15.

STONE, W. S. (1956): Some ecologic data relating to pelagic Foraminifera. Micropaleont., vol. 2, no. 4, pp. 361-370.

STRADNER, H. (1959 a): First report on the discoasters of the Tertiary of Austria and their stratigraphic use. 5th Wld. Petrol. Congr., Sect. 1, Paper 60, pp. 1081-1095.

STRADNER, H. (1959 b): Die fossilen Discoasteriden Österreichs, II. Teil. Erdoel-Zeitschr., vol. 75, no. 12, pp. 472-488.

STRADNER, H. (1961): Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. Erdoel-Zeitschr., vol. 77, no. 3, pp. 77–88.

STRADNER, H. (1963): New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. Sixth World Petr. Congress, Frankfurt, Germany, 1963, Sect. 1, Paper 4 (preprint), pp. 1–16.

STRADNER, H., & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. Geol. Bundesanst. Wien, Jahrb., Sonderband 7, pp. 1–160.

TAKAYAMA, T. (1961): Chronological variation and its significance of the fossil planktonic Foraminifera assemblage from along the Obitsu River, Chiba Prefecture. Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal., Graduation Thesis (MS.).

TAN SIN HOK (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergel-gesteenten van de Molukken. Nederl. Oost-Indie, Jaarb. Mijnw. (1926), pp. 1–165.

UCHIO, T. (1960): Planktonic Foraminifera of the Antarctic Ocean. Special Publications from the Seto Marine Biological Laboratory. pp. 1-9.

WALLICH, G. C. (1877): Observations on the coccosphaere. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, vol. 19, pp. 342-348.

WISEMAN, J. D. H., & OVEY, C. D. (1950): Recent investigations on the deep-sea floor. Proc. Geol. Assoc., vol. 61, pp. 28-84.

WRAY, J. L., & ELLIS, C. H. (1965): Discoaster extinction in neritic sediments, northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 49, no. 1, pp. 98—99. Plates 1-10

Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) Figure 1 Distal view; sample 77, Kurotaki formation. Ceratolithus cristatus KAMPTNER Figure 2 Plan view; sample N-6, Naarai formation. Ceratolithus cristatus KAMPTNER Figure 3 Plan view; sample N-6, Naarai formation. Ceratolithus cristatus KAMPTNER Figure 4 Plan view; sample 77, Kurotaki formation. Helicosphaera carteri (WALLICH) Figure 5 Distal view; sample 77, Kurotaki formation. Rhabdosphaera stylifer LOHMANN Figure 6 Side view; sample 77, Kurotaki formation. Discolithina sp. Figure 7 a, distal view; b, side view; sample 77, Kurotaki formation. Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER Figure 8 Distal view; sample C-5, Iioka formation. Calcidiscus medusoides KAMPTNER Figure 9 Distal view; sample N-6, Naarai formation. Coccolithus pelagicus (WALLICH) Figure 10 Proximal view; sample N-6, Naarai formation. Coccolithus pelagicus (WALLICH) Figure 11 Proximal view; sample N-6, Naarai formation. Calcidiscus sp. Figure 12 Distal view; sample C-7, Iioka formation. (Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)



10

PLATE 1

Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) Figure 1 Distal view; sample C-8, Iioka formation. Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) Figure 2 Distal view; sample N-6, Naarai formation. Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) Figure 3 Proximal view; sample 77, Kurotaki formation. Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) Figure 4 Distal view; sample 77, Kurotaki formation. Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) Figure 5 Distal view; sample C-7, Iioka formation. Coccolithus crassipons BOUCHÉ Figure 6 Distal view; sample 77, Kurotaki formation. Coccolithus crassipons BOUCHÉ Figure 7 Proximal view; sample N-6, Naarai formation. Coccolithus crassipons Bouché Figure 8 Proximal view; sample N-6, Naarai formation. Coccolithus crassipons Bouché Figure 9 Distal view; sample N-6, Naarai formation. Coccolithus crassipons Bouché Figure 10 Proximal view; sample N-6, Naarai formation. Discolithina japonica ТАКАЧАМА, n. sp. Figure 11

Distal view; sample C-2, Iioka formation.

(Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)





10,11

Discolithina sp. Figure 1–19 Distal view: 3, 4, 7, 8, 12; sample 77, Kurotaki formation. 14, 15; sample N-6, Naarai formation. 1; sample C-5, Iioka formation. 2; sample C-9, Iioka formation. (Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)

5, 6, 9, 10, 11, 13, 16, 17, 18, 19; Castell d'Arquato. (Pliocene of Castell d'Arquato, Italy.)

PLATE 3



Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 1

Plan view; sample N-6, Naarai formation.

Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 2

Oblique view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster brouweri TAN SIN HOK

Figure 3

Side view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster brouweri TAN SIN HOK

Figure 4

Plan view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 5

Plan view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster surculus Martini & Bramlette Figure 6

Plan view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster challengeri BRAMLETTE & RIEDEL Figure 7

Plan view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 8

Plan view; sample N-6, Naarai formation. Discoaster perplexus BRAMLETTE & RIEDEL Figure 9

Plan view; sample 77, Kurotaki formation. Discoaster surculus Martini & Bramlette Figure 10

Plan view; sample N-6, Naarai formation.

(Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)



Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE Figure 1 1 a, Superior side. 1b, Inferior side. Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE Figure 2 2 a, Superior side. 2b, Inferior side. Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE Figure 3 3 a, Superior side. 3 b, Inferior side. Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE Figure 4 4 a, Superior side. 4 b, Inferior side.









**4**a





Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 1 1 a, Superior side. 1 b, Inferior side. Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 2 2 a, Superior side. 2b, Inferior side. Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 3 3 a, Superior side. 3b, Inferior side. Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 4 4 a, Superior side. 4 b, Inferior side. Discoaster brouweri TAN SIN HOK Figure 5 5 a, Superior side. 5 b, Inferior side.

















Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 1 1 a, Superior side. 1 b, Inferior side. Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 2 2 a, Superior side. 2b, Inferior side. Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 3 3 a, Superior side. 3 b, Inferior side. Discoaster pentaradiatus TAN SIN HOK Figure 4 4 a, Superior side. 4b, Inferior side. Discoaster sp. Figure 5 5 a, Superior side. 5 b, Inferior side.



Discoaster sp. Figure 1 1 a, Superior side. 1 b, Inferior side. Discoaster deflandrei BRAMLETTE & RIEDEL Figure 2 2 a, Superior side. 2 b, Inferior side. Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK Figure 3 3 a, Superior side. 3 b, Inferior side. Discoaster lodoensis BRAMLETTE & RIEDEL Figure 4 4 a, Superior side. 4 b, Inferior side.

PLATE 8

















Discolithina japonica TAKAYAMA n. sp. Holotype, no. 2600/65. Plan view; carbon replica; sample C-10, Iioka formation. (Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)



Discolithina japonica TAKAYAMA n. sp. Figure 1 Detail of plate 9.

Discolithina japonica Такачама n. sp.

Figure 2

Holotype IGPS coll cat. no. 75144; sample C-10, Iioka formation.

2 a, Positive phase contrast.

2b, Anoptral contrast (Reichert).

2 c, Crossed nicols,  $0^{\circ}$  90°.

2 d, Crossed nicols, 45°-135°.

(Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.)

PLATE 10





## TAKAYAMA: Figure 4. Planktonic Foraminifera and nannofossils from the Choshi region.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967

## TAKAYAMA: Figure 5. Planktonic foraminiferal assemblage from the Kazusa group in the Obitsu River region.



Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967

# TAKAYAMA: Planktonic Foraminifera from the Kazusa group in the Obitsu River region.

Sample	77	82	515	512	511	135	146	158	167	174	107	207	010	210	007	070	050	047	0.05	04		0.5.5			-		1000							Tur	ne.
Cloborotalia prassaformic (Calloway and Wineles)	1. 17	04	010	512	311	100	140	1.10	107	174	103	207	212	218	221	238	250	243	265	94	90	255	123	127	285	284	279	276	272	196	509	507	505	501	21
Globorotalia hirsuta (d'Orbigny) Globorotalia inflata (d'Orbigny) Globorotalia menardii (d'Orbigny) Globorotalia scitula scitula (Brady)	5	1 28 3	3 8 1	19 29 3	10 60 2	10 78	2 17 1	6 51	14 22 3	11 35 3	46 2	1 8 2	19 10	11 18	3 2 17 1	3 13	9 12 1 1	27	4 39 1	8 41 1	7 12 1	3 7	12 14	8 76 1	9 7 1	4 12	20 17 1	30 14 4	26 11 1	36 37 1	15 56	3 44 3	16 2	9 15 1	7 30
Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) Globigerina bulloides d'Orbigny Globigerina falconensis Blow Globigerina glutinata Egger Globigerina pachyderma (Ehrenberg)	4 40 63 2 24	8 35 3 51	2 17 52 11 63	2 7 28 11 29	12 30 2 44	10 32 3 9	28 50 18 34	1 6 9 64	8 24 26 2 14	2 7 34 2 29	6 33 7 2 30	1 7 25 15 84	2 16 15 1 55	22 59 8 11	34 24 17 39	5 29 4 97	15 9 3 69	5 19 3 97	1 4 4 2 87	1 6 12 6 49	49 9 2 42	1 32 5 91	17 1 2 97	1 8 15 20	13 34 67	50 34 1 40	3 12 15 1 29	10 37 1 31	14 28 2 42	1 11 24 1 23	2 10 42 2 26	3 5 15 2 34	2 6 21 35	2 8 17 2 36	28 7 8 75
Globigerina quinqueloba Natland Globigerinella siphonifera (d'Orbigny) Globoquadrina conglomerata (Schwager) Globoquadrina dutertrei (d'Orbigny) Globoquadrina cf. dutertrei (d'Orbigny)	6 4 18	8 2 10 2	1	1 3 11	1 1	9 4	3 13	8 15	1 1 14 20	33 13	1 1 4 1	4 2 4 16	7 3 12	3 1 6 1	1 9 14	1 1 9 11	1 1 18 7	1 14 11	1 2 16 1	3 2 24 5	2 16 8	9 8	1 8 36	2 20 7	3 7 7	1 2 7 11	1 3 6	2 2 5	1 1 3 10	1 3 13 21	1 2 3 10	1 1 13 23	1 22 12	1 5 6 52	2 2 4 10
Globoquadrina hexagona (Natland) Globigerinoides conglobatus (Brady) Globigerinoides elongatus (d'Orbigny) Globigerinoides immaturus LeRoy Globigerinoides obliquus Bolli	3	13	2	1 1	1 2 1	4 1 2	1 1	2 5	3 2 4	8 3	5 2	1 2 2	22		1 3	2	4 1 1	2	1 2	4 1	22	1 3 1	1	4 1	3 2		2 8	4 1 1	1 4	4	1 7	3 8	5	4 5	2
Globigerinoides ruber cyclostomus (Galloway and Wissler) Globigerinoides ruber ruber (d'Orbigny) Globigerinoides sacculifer (Brady) Globigerinoides tenellus Parker Globigerinoides trilobus (Reuss)	16 12	9 10 6	7	26 14 2 6	3 5	14 4 1 2	8 7	8 5 3	10 4 1	863	2 2 2 5	3	8 5 8	11 1 1	5 2 1 5	9 2 1	20 5 1	1	4 4	4 4 2	7 3 2 7	10	2 1	13 3	6 8 2	733	7 11	24 4	16 3	42	9 1	10 1	25 17 4	9 3	6 2
Pulleniatina obliquiloculata (Parker and Jones) Sphaeroidinella dehiscens dehiscens (Parker and Jones) Orbulina universa d'Orbigny Miscellaneous	1	7	1	7	1 2 23	17	2 1 14	1	2	1	45 2 2	2 1 18	9	9 1 37	4	1 2 10	2 3 3 14	3 15	1 1 25	6 2 18	7 3 19	7	1	1 5 1 14	2 5 12 14	3 1 24	19 4 29	14 2 8	7 9 21	35	11	9 15 1	2 2 24	3 16	1
Total	200	200	200	200	200	200	200 :	200	200	200 3	200 3	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200 3	200	200	200 :	200	200 2	200	200	200 :	200 :	200 :	200 2	200 2	200

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 110. Band 1967

Table 1

## Petrology and Structure of the Riebeckite Gneiss from the Area near Gloggnitz in the Graywacke Zone of Austria

With 3 text-figures and 7 photos

## By A. V. PHADKE

#### (Department of Geology, University of Poona, Poona, India)

## Zusammenfassung

Der Riebeckit-Gneis, der in der Nähe von Gloggnitz ansteht, ist das größte von 14 Vorkommen in der Grauwackenzone der Ostalpen. Dieser Gesteinskörper kommt in der Silbersberg-Serie vor, die mit Quarzporphyroiden, Quarziten, Phylliten und Lyditen die obere Grauwackenzone (Norische Decke) aufbaut. Der Riebeckit-Gneis scheint konkordant in die Nebengesteine eingeschaltet zu sein, jedoch konnte der Kontakt nirgends beobachtet werden, da es an Aufschlüssen fehlt.

Der Riebeckit-Gneis hat eine durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung von Quarz + Feldspat 90,8%, Alkalipyroxen 3,3%, Riebeckit 4,5%, Muskowit 0,6% und 0,8% Akzessorien. Gegen den nördlichen Kontakt mit der Grauwackenzone geht das Gestein in einen feinkörnigen, aplitischen Typus über, der nahezu keinen Riebeckit und Alkalipyroxen enthält und somit vorwiegend aus Quarz und Alkalifeldspat besteht.

Die Lineation ist gut entwickelt und verläuft parallel zur Längsrichtung der dunklen Gemengteile; die s-Flächen sind EW-orientiert und fallen nach N ein. Das Gestein ist postkristallin deformiert, und nach den Ergebnissen der Gefügeanalyse sind mehrere Deformationsakte möglich.

Die Bewegung ist gegen N gerichtet. Aus den Feldbeobachtungen und aus der Petrographie ist es wahrscheinlich, daß das Gestein als Meta-Alkalirhyolith zu betrachten ist. Die Untersuchung der Spurenelemente, besonders das K/Rb-Verhältnis bestätigt diese Ansicht.

#### Abstract

The riebeckite gneiss occurring near Gloggnitz is the biggest of the 14 occurrences in the Graywacke Zone of Austria. This body occurs within the Silbersberg serie of the Graywacke Zone of Upper Eastalpine of Austria. The Silbersberg serie, together with the quartz porphyroids, quartzites, slates and lydites, belongs to the Noric Nappe (Norische Decke). The riebeckite gneiss shows a more or less concordant relation to the country rocks but the true relation to the country rocks could not be known definitely due to the lack of exposures.

The riebeckite gneiss has an average mineralogical composition of quartz + feldspar 90.8%, alkali pyroxene 3.3%, riebeckite 4.5%, muscovite 0.6% and accessories 0.8%. Towards the northern contact with the graywackes this rock grades into a fine-grained aplitic type and is almost free from riebeckite and alkali-pyroxene and is mostly composed of quartz and alkali-feldspar.

The rock shows a well developed lineation due to the parallel arrangement of the longer directions of the mafic constituents; and the s-planes in general strike in an eastwest direction and dip towards north. The rock is strongly crushed and the results of the petrofabric analysis reveal a possibility of more than one phase of deformation and a movement in the north-south direction, may be, possibly towards north.

From the field occurrence, petrography and the chemical analysis of the rock it can be seen that the riebeckite gneiss is a metamorphosed alkali-rhyolitic (quartz-keratophyre) rock. Study of distribution of trace elements especially K/Rb ratio confirms this view.

## Introduction

This work is based on field and laboratory investigations carried out by the author about the riebeckite gneiss and the adjoining rocks occurring near Gloggnitz in the Graywacke zone of the Upper Eastalpine of Austria. The riebeckite gneiss forms a small body within the Silbersberg serie which belongs to the Upper Noric Nappe (Norische Decke) together with porphyroids, quartzites, slates and lydites. The Silbersberg serie consists of finegrained and conglomeratic graywackes, phyllites and greenschists. A comparatively larger body of quartz porphyroid lies a few hundred meters west of the riebeckite gneiss. Some minor outcrops of plagioclase porphyroid and diabase (?) also occur in the area. In the region of investigation there is little or no folding to be observed and in general all the rock types strike in the east-west direction and dip towards north. The rocks are much crushed and effects of cataclastic metamorphism are well displayed in the rock structure. The problem of origin and the structure of the riebeckite gneiss is mainly discussed in the following pages.

## Previous Work

The riebeckite gneiss from Gloggnitz was first described by G. H. KEYSERLING. According to him the riebeckite gneiss is a metamorphosed alkali-granite which was intruded after the emplacement of quartz porphyroids and diabases. SIGMUND (1911) studied the ore minerals from the riebeckite gneiss near Gloggnitz and has described sphalerite, löllingite, chalcopyrite etc. J. ZEMANN (1951) studied these rocks in a great detail and has recorded nearly 13 occurrences within a distance of 20 km. in an eastwest direction. He has described varieties ranging from light-coloured to dark coloured and strongly-deformed to very much less-deformed types. He assumed that sediments rich in silica and in potassium were transformed by contact metasomatism or under hydrothermal influences by the soda rich solutions given out by basic magma and resulted in a rock containing the alkali-amphibole and alkali-pyroxene. H. P. CORNELIUS (1951) has recorded one more occurrence in the same area — in addition to those studied by ZEMANN — in "Profil im Mitterbachgraben". At this locality he describes that the riebeckite-content gradually decreases from the center towards north and towards south and the rock grades into a white coloured finegrained aplitic gneiss bearing no riebeckite. He completely differs with ZEMANN and states that the riebeckite gneiss in the graywacke zone must be of magmatic origin; either as dykes parallel to the general strike or as tectonically deformed stocks.

## Area of Investigation

The area of investigation covers about 8 to 9 square kilometers roughly between latitudes  $47^{\circ} 40^{\circ}: 47^{\circ} 41^{\circ}$  N; and  $15^{\circ} 53^{\circ}: 15^{\circ} 56^{\circ}$  E. (Topo sheet No. 105 Neunkirchen) and lying west of Gloggnitz. No other important towns worthy of mention are located in the area though the north-west and the south-west portions are much more well inhabited. From point of view of pilgrimage Maria Taferl (760 m.) is the only important place located in the area.

Physiography is very simple and there is little of diversity. In the northern portion of the area the river Schwarza flows from west to east following a zig-zag course and near the eastern end of the area takes a turn towards South and after flowing for a short distance up to the western end of Gloggnitz resumes its easterly course. Small streams dessecting the east-west ranges of low-lying hills in the north and the south flow into the river.

Though in the area of investigation the natural outcrops are very acutely lacking — partly due to inhabitation and partly due to the thick covering of soil and development of agriculture — a quarry of riebeckite gneiss just west of Gloggnitz, road cuttings and natural cuttings by the streams and the river provide a valuable geological information.

## Method of Work

Mapping of the area on a scale of 1:10,000 was carried out in about three to four weeks time. A particular attention was given to the riebeckite gneiss and its relation to the country rocks. Most of the measurements of structural elements were done in the quarry of riebeckite gneiss west of Gloggnitz. Different rock-types were studied in detail from their thin sections and modal analysis was done by using an "integrating occular". Magnetite was separated from the rock at the northern boundary of riebeckite gneiss by using Franz Isodynamic Separator and the Ti-content in it was determined by colorimetric methods. Petrofabric analysis of the riebeckite gneiss was done by preparing thin sections of the samples — which were oriented in the field — and by plotting the poles of "c" axes of quartz grains. In order to get more information as regards the origin of the riebeckite gneiss, quantitative and semi-quantitative estimation of the distribution of trace elements was done by means of spectrochemical and X-ray fluorescence methods.



## General Geology

The riebeckite gneiss occurs within the Silbersberg serie (consisting of finegrained and conglomeratic graywackes, phyllites and greenschists) of the Graywacke Zone of the Upper East-Alpine. This series, together with the quartz porphyroids, quartzites, slates and lydites belongs to the Noric Nappe an the lower (younger) part of the Graywacke Zone belongs to the Veitscher Nappe. A comparatively large body of quartz porphyroid occurs near and to the west of the riebeckite gneiss. No sharp contact between the riebeckite gneiss and the graywackes which surround it from all sides could be observed. But a gradation to a fine grained type containing no riebeckite is exposed in the Wolfschlucht and a little to the north-west of it; and this may possibly be the northern contact with the graywackes. In the south-western portion of the area dark phyllites are in contact with the quartzporphyroids. Near the western boundary of the quartz porphyroid, partly digested xenoliths of dark phyllites could be observed. To the north of these dark phyllites there occurs a zone of worked over deposits of magnesite. This zone has a width of about two to three hundred meters in the north west direction and extends in the east west direction for about a kilometer or so. Some outcrops of greenschists occur in the northeast portion of the area but these have no direct contact with the riebeckite gneiss. Some minor outcrops of diabases (?) and plagioclase porphyroid occur near Prettenbach and Heufeld.

The true field relation of various rock-types could not be known quite exactly due to the lack of natural outcrops. The rocks in general strike in the east-west direction — though some local variations could be observed — and dip towards north and no folding is to be seen. In the quarry of riebeckite gneiss, mentioned earlier, two steeply inclined eastwest faults were observed. These faults are characterised by crushed zones in which highly micacious (65% muscovite) material has been developed. Thin quartz veins, apparently of much later origin, are seen to cross the riebeckite gneiss at various angles. The area has been much affected by crushing and even the quartz porphyroids have acquired a schistose appearance.

## Petrography

Of all the rock-types, riebeckite gneiss was the only one studied in detail.

1. Graywackes:

In this area these are gray or brownish-gray coloured rocks of distinctly sedimentary origin. Many times these rocks show a silver white lustre due to the development of sericite. These rocks are composed of poorly sorted sediments consisting chiefly of grains of quartz and quartzites, The grains are not much rounded and many times show irregular boundaries and show undulose extinction due to crushing. The matrix is chiefly composed of sericite and some dusty opaque ore, and sometimes limonite. Texturally these rocks vary from fine-grained phyllitic type to a much coarser grained conglomeratic type. At some places graded bedding could also be observed in field but the true relation to the finegrained types and conglomeratic types could not be studied. The rocks have clearly undergone cataclastic metamorphism and the author prefers to call these rocks as "meta-quartz graywackes".

## 2. Quartz Porphyroid:

It is a buff coloured light rock showing megacrysts of quartz in a finegrained ground mass. The rocks have been much deformed and have acquired a distinct foliation. In general the foliation surfaces dip towards north and strike east-west. The megacrysts of quartz are also much elongated and sometimes it is difficult to distinguish it from the graywackes. In thin sections the rock shows megacrysts of quartz embedded in a groundmass chiefly composed of sericite and a little limonite. The quartz grains are somewhat elongated and show severe effects of crushing (see Photo 1) with undulose extinction and even development of "Boehm lamellae". In some instances recrystallisation of quartz has also taken place along the fractures in the megacrysts. This may be after local melting along the fractures due to the development of heat fritting.



Photo 1. Effects crushing on quartz megacrysts in quartz porphyroid (× 15).

## 3. Riebeckite Gneiss:

It is a light coloured, strongly deformed, hard and well jointed rock. A more or less parallel arrangement of the longer directions of the dark constituents (alkali-amphibole and alkali-pyroxene) together with the lightcoloured constituents (quartz and alkali-feldspar) give rise to a well marked gneissic texture. On an average the rock has a medium to coarse fabric but towards the northern boundary of the outcrop it grades into a light-coloured fine grained aplitic type and which is almost devoid of dark constituents. This finegrained type is exposed in the Wolfschlucht, a little to the north-west of the quarry, and also near the north-western end of the outcrop. In thin sections the rock shows a medium to fine grained gneissic texture. The mafic constituents, along with quartz and feldspar, show a more or less linear arrangement with their longer directions parallel to each



Photo 2. Primary riebeckite in riebeckite gneiss (× 35).

other. This is not strictly observed — especially by alkali-pyroxene — and at times the mafic constituents are rudely oriented. The major constituents



Photo 3. Secondary riebeckite in riebeckite gneiss (× 35).

7

are quartz, alkali feldspar, riebeckite and alkali-pyroxene (aegirine and aegirine-augite) and the accessories include magnetite, muscovite, haematite and limonite. Quartz is present mostly in the form of elongated grains showing undulose extinction and development of "Boehm lamellae". Feldspar is mostly microcline and in rare cases plagioclase and at times alteration to kaolinitic and sericitic material. The rock is very much crushed and



Photo 4. Aegirine with well developed outlines in riebeckite gneiss (× 35).

in most cases it is difficult to distinguish between the quartz and feldspar. As such quartz and feldspar were taken together in the modal analysis of



Photo 5. Aegirine showing inclusions of matrix in riebeckite gneiss (X 60).

the rock. In occasional instances tabular megacrysts of feldspar are noticeable. These megacrysts may perhaps be of primary magmatic origin. Riebeckite is bluishgreen and strongly pleochroic. It shows irregular form and
there is no development of crystal faces. Two generations of riebeckite could be clearly observed. The first type shows large irregular crystals with fractures and marginal corrosion and having some inclusions of magnetite.



Photo 6. Magnetite with well developed faces in the marginal zone of riebedkite gneiss ( $\times$  35).

(see Photo 2). These larger patches of riebeckite have given rise to the name "Forellenstein" or "Fischstein" to the rock (KEYSERLING, 1903). The second



Photo 7. Triangular section of magnetite from the marginal zone of riebeckite gneiss ( $\times$  350).

type shows small prismatic needles and smaller irregular plates which are also strongly pleochroic but do not show any inclusions of magnetite (see Photo 3). Riebeckite shows a large angle of 2 V and is optically negative. c/X = 3 to 7 degrees. The first type appears to be of primary magmatic origin and the second one seems to be the one that has grown during metamorphism. The alkalipyroxene is more or less in equal proportion as that of riebeckite. The pyroxene shows well developed crystal outlines (see Photo 4) with a strongly pleochroic core of aegirine which is surrounded by a narrow rim fo less pleochroic aegirine augite. The pyroxene in most cases in poikiloblastic with inclusions of quartz (see Photo 5). In many instances a narrow rim of limonite surrounding aegirine could be seen. In rare cases it is possible to see twinned pyroxene with a core of aegirine augite and having no inclusions of quartz (in this inclusions of quartz are restricted to the margins). This type of pyroxene may perhaps be representing the primary magmatic origin. The aegirine is optically negative and shows a 2 V of about 62 to 70 degress and c/X = 3 to 8 degrees.

Constituent	Phadke	Zemann
Quartz + feldspar	90.85%	92.2%
Riebeckite	4.50%	4.2%
Alk-pyroxene	3.25%	2.7%
Muscovite	0.6%	<u> </u>
Accessories	0.8%	0.9%
	100.0%	100.0%

Table 1. Modal Analysis of Riebeckite Gneiss from Gloggnitz

Table 1 shows the modal analysis (average of 40 settings of an "Integrating Occular") of the rock. This shows quite a good agreement with the one calculated by ZEMANN (1951). ZEMANN has also calculated the vol.%age of the various constituents from the chemical analysis of the rock (see Table 2).

	I	II	and the second	
SiO ₂	76.03%	76.60%	Mineral composition	calculated from the
TiO ₂	0.10%	0.09%	chemical analysis.	
Al ₂ O3	11.74%	10.75%		
Fe ₂ O ₃	2.44%	2.42%	Quartz	34.1%
FeO	0.65%	1.10%	Albite	32.8%
MnO	0.04%	0.03%	Alk-feldspar	25.2%
MgO	0.04%	0.08%	Riebeckite	4.7%
CaO	0.11%	0.19%	Aegirine	3.0%
Na2O	4.74%	4.68%	Titanite	0.2%
K₂O	4.07%	4.06%		
H₂O +	0.28%	0.27%		
H ₂ O —	0.04%	0.06%		
	100.28%	100.33%	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	

Table 2. Chemical Analysis of Riebeckite Gneiss from Gloggnitz

The fine-grained light coloured rock type (a gradation of riebeckite gneiss towards the margins), exposed in the Wolfschlucht, is almost composed of quartz and feldspar with a considerably increased (2 to 3 per cent) amount of perfectly euhedral magnetite (see Photo 6). ZEMANN (1951) has raised a doubt that this magnetite may be pseudomorphous after aegirine. This seems to be quite improbable and one can see even perfectly triangular sections (see Photo 7), which are certainly not representing the form of pyroxene. Table 3 gives the chemical composition of magnetite that was separated from the rock by means of "Franz Isodynamic Separator".

Table	3.	Chemical	Analysis	of	Magnetite	from	the	Marginal	Zone	of	Riebeckite	Gneiss
			-		near	Glogg	nitz					

	Constituent FeO Fe ₂ O ₈ TiO ₂ Silicate + water	Wt. % 23.71% 39.80% 0.36% 36.13	63.87% difference: Silicats + water
	Total:	100.00%	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
_			

### 4. Greenschists:

It is a greenish-gray coloured rock which is chiefly composed of albite, hornblende, chlorite and quartz and epidote. The accessories include sphene and black opaque ore. These rocks have some similarity with preddazites and the true nature of these greenschists cannot be known without a detailed study.

### 5. Diabase(?):

This occurs to the south of Prettenbach and another outcrop is observed south of Heufeld. The outcrops are very small and the true field relation of this rock could not be known. This rock is a dark coloured porphyritic rock and composed chiefly of plagioclase, chlorite and little quartz. The plagioclase forms more than 40% of the volume and its An-content is about 28 to 34 percent and is twinned mostly after complex laws such as Albite-Ala, Manebach-Acline complex and Albite-Carlsbad complex law. In some cases it is twinned after simple albite law. This rock may be a meta-quartz diabase.

### 6. Plagioclase Porphyroid:

Only one small outcrop of this rock was observed south of Heufeld. It is a light coloured rock composed mainly of quartz and phenocrysts of plagioclase which is in most cases albite or oligoclase. The quartz is much crushed and the feldspar phenocrysts show a linear arrangement. Some chlorite and a little secondary calcite is also seen.

The dark phyllites and Magnesite: Not studied.

#### Structure

The rocks in the area of investigation show a well developed lineation and foliation. The foliation planes in general have a strike in the east-west direction and a dip towards North. Some local variations from the general East-West strike are, of course, seen. The riebeckite gneiss is well jointed and dip-joints and joints striking north-by-north west-south-east — by south and dipping towards south-west — by-west with an amount of about  $50^{\circ}$  are prominent. Steeply inclined strike faults which are characterised by crushed zones are seen in the quarry of riebeckite gneiss; but these faults could not be traced any further from the quarry. These faults are characterised by crushed zones and the material in these zones resemble muscovite schist (mica 65% by volume). The arrangement of riebeckite and alkalipyroxene have given rise to a well marked lineation in the east-west direction. The s-planes, formed by the alkali-pyroxene and riebeckite, dip towards North with an amount of  $58^{\circ}$  to  $70^{\circ}$ . No folding is observed in the area and the rocks have a more or less concordant relation to the country rocks (graywackes).



Fig. 2. Map showing the localities from where samples for Petrofabric Analysis were collected.

### **Petrofabric Analysis**

In order to get more information about the structural elements of the riebeckite gneiss, petrofabric analysis with reference to the orientation of the optic axes of quartz grains was carried out. The poles of s-planes formed by the mafic constituents were also plotted on an equal-area net (lineation measurements done in the quarry of riebeckite gneiss, west of Gloggnitz).

#### Diagram 1:

50 poles of s-planes formed by the riebeckite and alkalipyroxene. Contours 35%, 25%, 10%, 5%, 3% and 1%. Quarry of riebeckite gneiss (just west of Gloggnitz) (7, 8, 9).

Neglecting the lower contours, one can see that the diagram shows an axial symmetry with a maxima having a density of 35% situated at a position  $176^{\circ}/36^{\circ}$ . As this represents the position of S-plane poles, it must be coinciding with the petrofabric coordinate "c". The interpretation of the diagrams 2, 3, 4, 5 and 6 is done with reference to the diagram 1 for the samples were collected in this guarry.

Diagram 2:

300 poles of Optic axes (0001) in quartz. Contours 5%, 4%, 2%, 1%. Quarry of riebeckite gneiss (7).

Locality:

Specimen No. and Section No.: 7 (a).

The diagram shows a girdle with monoclinic symmetry and having its pole at  $077^{\circ}/06^{\circ}$ . A maxima with a density 5% is situated at  $340^{\circ}/40^{\circ}$ . This must be the petrofabric coordinate "a" and hence it can be seen that the girdle is "a—c" girdle with its pole coinciding with "b" which also more or less coincides with the visible lineation.

Diagram 3:

300 poles of optic axes (0001) in quartz. Contours 6%, 4%, 2%, 1%.

Locality:

Specimen No. and Section No.: 7, 7 (b).

Quarry of riebeckite gneiss (7).

If the minor maxima situated at  $245^{\circ}/36^{\circ}$  is neglected the diagram shows an "a—c" girdle with "a" situated at  $350^{\circ}/35^{\circ}$  and having a density of 6%. The pole of the girdle is at  $258^{\circ}/05^{\circ}$ .

Diagram 4:

400 poles of optic axes (0001) in quartz. Contours 4%, 3%, 2%, 1%. Quarry of riebeckite gneiss (8).

Locality:

Specimen No. and Section No.: 8, 8 (a).

The diagram shows a girdle with three maximas having a density of 4% and having their positions at  $346^{\circ}/36^{\circ}$  the one coinciding with "a" and the other two being situated close to and symmetrically with "c". The pole of the girdle is at  $250^{\circ}/14^{\circ}$ .

Diagram 5:

300 poles of optic axes (0001) in quartz. Contours 5%, 3%, 2%, 1%. Quarry of riebeckite gneiss (8). Specimen No. and Section No.: 8, 8 (b).

Locality:

Locality:



Fig. 3. Petrofabric diagrams (for explanation see text).

The diagram shows a triclinic symmetry with three maximas of 5% density. Comparison with the diagrams 1, 2, 3 and 4 shows that the one situated at  $005^{\circ}/40^{\circ}$  must be coinciding with 'a'. The other two maximas are situated at  $053^{\circ}/42^{\circ}$  and  $084^{\circ}/65^{\circ}$ . The girdle hat its pole at  $240^{\circ}/36^{\circ}$ . This deviation from the other diagrams may be a very local variation or may be due to an inaccuracy in preparing a thin section.

Diagram 6:

300 poles of optic axes (0001) of quartz grains. Contours 7%, 5%, 3%, 1%. Quarry of riebeckite gneiss (9). Specimen No. and Section No.: 9,9.

Locality:

The diagram shows an "a—c" girdle with a monocline symmetry. A strong maxima with 7% density is situated at  $000^{\circ}/30^{\circ}$  which is "a". The girdle has its pole at  $260^{\circ}/10^{\circ}$ . A large concentration of 3% density at  $270^{\circ}/50^{\circ}$  distorts the symmetry.

Diagram 7:

400 poles of optic axes (0001) in quartz. Contours 6%, 4%, 2%, 1%.

Locality:

200 meters west of quarry of riebeckite gneiss (10). Specimen No. and Section No. 10,10.

The diagram shows a girdle with monoclinic symmetry. A maxima with 6% density and situated at  $000^{\circ}/25^{\circ}$  is representing the petrofabric coordinate "a". This interpretation is based on comparison with the other diagrams as the general attitude of the rock is the same as that shown in the quarry. The other maxima is situated at  $147^{\circ}/72^{\circ}$ .

In all the above diagrams the "a" direction is more or less well represented. This position of "a" — in most cases — is not coinciding exactly with the one interpreted from the diagram 1. This may perhaps be due to the fact that the diagramm 1 shows the poles of s-planes formed by the mafic constituents and the diagrams 2, 3, 4, 5, 6 and 7 represent the optic axes of quartz grains; and also due to the fact that the number of measurements done for the s-planes is small.

Another interesting thing is that the symmetry of the diagrams is not rigid and is in most cases distorted by lower concentrations. It is conceivable that these diagrams represent more than one phase of deformation and it would be necessary, with more samples, to carry out an axial distribution analysis, and study the different phases of deformation.

The quartz shows undulose extinction and also development of "Boehm-lamellae". This shows that the deformation in general is postcrystalline. Deformation during crystallisation as suggested by CORNELIUS (1951) is also possible. This may be seen from the diagrams Nos. 3, 4 and 7. All the diagrams show strong "a—c" girdles indicating a movement in the north-south direction. Considering the history and the general geology of the area it is possible to see that the movement may have taken place in a direction towards north.

### Study of Distribution of Trace Elements

In order to know more about the origin of the riebeckite gneiss study of the distribution of trace elements was undertaken. An average sample of this rock from the quarry near Gloggnitz and an average sample of finegrained type exposed in Wolfschlucht were analysed. An average sample of quartz-porphyroid from Maria Taferl was also analysed for comparison. The determination of K, Rb, Ca, Sr and Ti was done through X-ray fluorescence methods by using a Phillips equipment. The elements Mn, Cr, Ni, Co, V, Zr, Ba, Cu, Sc and Y were determined through spectrochemical methods by using the equipment of the "Jarrell Ash" firm. The details of this method are given below.

Finely crushed material was mixed with a 0.03% Pd-Coal mixture in a proportion of 1:1 by using an automatic Wig-1-bug. The conditions of exposure were as detailed below:

Range: 2400/4700 A°. Order: I. Gitter 600. Vorschub: 2 mm.

Spaltbreite: 20 µ. Höhe 1.9 mm. Filter: Sector 8/100%.

Focus 18 Camera 90 mm.

Belichtung: 150 seconds.

PLATES: Rotseitig - Gevaert std. 32 B-50

Blauseitig - Gevaert std. 32 B-50

Entwickler: Gevaert stientia.

Volt 220, Ampere: 10, Schaltung: Anodisch.

Electrode Form: 3, Art: Rw 1, Gegen Form 8 Art: Rw 1.

Calculating board was used to calculate the obtained values. The values were compared with the standard samples G-1, W-1 and S-1 of the Geological Bureau of Standards USA, the Canadian Association for Applied Spectroscopy and the French Standard Sample GR.

The results of the trace element studies are tabulated below:

Sample No. 7 p. Average riebeckite gneiss.

Sample No. 11 p. Northern contact of riebeckite gneiss with the graywackes.

Sample No. 46 p. Average sample of quartz porphyroid from Maria Taferl.

			_	
Elen	nent	7 P	11 P	46 P
K %	, D	3.70	4.00	3.10
Ca	76	0.036	0.031	1.30
Rb	ppm.	258	220	130
Sr	ppm.	10	10	195
Ti	ppm.	800	1100	3200
Mn	ppm.	180	80	156
Cr	ppm.	· · · ·	<u> </u>	35
Ni	ppm.	_		15
Co	ppm.		. —	4
v	ppm.	5	15	9
Zr	ppm.	250	820	65
Ba	ppm.	100	180	800
Cu	ppm.	32	30	11
Sc	ppm.	—	3	5
Y	ppm.	— · · ·	10	10

The above distribution of trace elements, especially the K/Rb and Ca/Sr ratios, indicate that the original rock may be a trachy liparitic type.

#### Origin of Riebeckite Gneiss

Before coming to any conclusions regarding the origin of the riebeckite gneiss following points should be considered.

1. Field association.

2. Petrography and texture of the rock.

3. Presence of large crystals of riebeckite showing no inclusions of the matrix.

4. A gradation of the rock into a fine-grained type towards the contact with the graywackes.

5. Absence of any evidence of alkali-metasomatism in the country rocks.

6. Chemical analysis of the rock.

7. Distribution of the trace elements.

8. The mineral composition of the rock.

As regards the origin of this rock two possibilities are to be considered.

A. That they are metasomatically altered sediments rich in  $SiO_2$  and alkalies.

B. That they are metamorphosed alkali granitic rocks.

A: ZEMANN (1951) has suggested that under the influence of soda rich solutions given out by the basic magmas (which are now green-schists), sediments rich in quartz and feldspar were metasomatically altered to riebeckite gneiss. Such an explanation is not quite satisfactory unless an association of this rock with basic rocks is clearly demonstrated. It is possible that under the influence of contact metasomatism brought about by soda rich solutions given out by basic rocks, sediments may alter and development of alkali mafic constituents such as alkali-pyroxene and riebeckite may take place as shown by JUN SUZUKI and YOSHIO SUZUKI (1959) in case of riebeckite-quartz schists in Kamuikotan Metamorphic Complex in Japan. But in the present case H. P. CORNELIUS (1951) has clearly shown that there is no such a relation and more over he points out that the geological connection with the partly soda rich diabases of the Werfener schist as assumed by ZEMANN is totally improbable. The diabases belong to the initial magmas of the alpidic cycle where as the riebeckite gneiss and the graywacke zone doubtless was affected by Variscian metamorphism or perhaps may be Caledonian (Pre-Siluric Sardic Phase). ZEMANN's theory also does not explain the presence of an aplitic marginal zone in which riebeckite and alkali-pyroxene are almost absent.

B: It is possible that these rocks are metamorphosed alkali granitic rocks. Presence of relict structures such as large fractured crystals of riebeckite and alkali-feldspar may be representing the primary porphyritic texture of the rock. The presence of fine-grained aplitic marginal zone is a very good indication for an assumption of an igneous origin of the rock. The chemical analysis of the rock points towards an alkali-aplitic magma type (BURRI-NIGGLI). The field occurrence, petrography, mineral composition and the texture of the rock indicate that this is a metamorphosed quartz-keratophyre rock. Alkali amphibole is stable during epizonal metamorphism and therefore in this case it is easy to consider the intercalation of greenschists and the riebeckite gneiss in the Silbersberg series as an example of epizonal metamorphic "Spilite-Keratophyre Association" as described by TURNER. The study of distribution of trace elements indicate that the original rock may be of trachyliparitic nature.

# Conclusion

From the above discussion it is clear that the riebeckite gneiss occurring near Gloggnitz is a metamorphosed quartz-keratophyric rock, a view confirmed from the study of distribution of trace elements.

### Acknowledgements

The author expresses his grateful thanks to the UNESCO authorities and the government of Austria and the O. A. S. for the award of fellowship and to the authorities of the university of Poona for the grant of "study leave" without which this work would not have been possible. The author expresses his thanks to Prof. Dr. H. KÜPPER, Prof. Dr. H. WIESEN-EDER, Prof. Dr. CH. EXNER and Prof. Dr. E. SCHROLL for their valuable guidance and encouragement during the period of the Training Course.

Thanks are due to Dr. STEPAN, Dr. JANDA and Mr. AGIORGITIS for their kind help in the study of trace elements. Thanks are also due to Doz. Dr. SCHARBERT, Dr. RICHTER, Mrs. Dr. SCHARBERT and Dr. MATURA for their guidance during the course of this work. The author also wishes to express his deep gratitude and thanks Dr. R. V. SATHE, Head of the Department of Geology, University of Poona, India, for his encouragement and guidance during the period of the Training Course.

### References

ZEMANN, J. (1951): Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 3, Folge II, 1—23.

KEYSERLING, G. H. (1903): Der Gloggnitzer Forellenstein. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt. XXII, 109-158.

CORNELIUS, H. P. (1951): Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 3. Folge II, 24—26.

SUZUKI, JUN & SUZUKI, YOSHIO (1959): Petrological studies of Kamuikotan Metamorphic Complex in Japan. — Jour. Faculty of Sc., Hokkaido University, Japan. Series IV, Geology and Mineralogy. Vol. X, No. 2, pp. 349.

Jb. Geol. B. A.	Bd. 110	S. 217—243	Wien, August 1967
and the second		1 · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
		1	

# Geology of Kirchberg am Wechsel and Molz Valley Areas (Semmering Window), Lower Austria

With 1 plate, 18 figures and 2 tables By A. G. ANGEIRAS

(Geological Survey of Brazil and Federal University of Rio de Janeiro)

#### Auszug

Diese Publikation behandelt petrographische, petrochemische und strukturelle Studien über die beiden metamorphen Serien im Semmering-Fenster. Besonderes Augenmerk wurde der Wechsel-Serie und ihren Unterteilungen zugewendet. Die Strukturuntersuchung zeigt, daß es zwei deutliche Deformationsachsen gibt, die auf die Schichten einwirkten. Die Achse des größten Drucks auf das Stress-System hat eine annähernde NNE—SSW-Orientierung mit Bewegungen in südliche Richtung. Das Bewegungsbild und der Strain haben monokline Symmetrie. Die petrographischen Untersuchungen haben ergeben, daß metamorphe Differentiation in der Entwicklung der Wechselschieferserie eine große Rolle gespielt haben. Die Art des Ursprungsmaterials, aus dem diese Gesteine unter tiefmetamorphen Bedingungen entstanden sind, wird diskutiert.

#### Abstract

This paper records petrographical, petrochemical and structural studies carried out on the two low-grade metamorphic series in the Semmering Window. Particular attention has been given to the Wechsel Series and its sub-members. The structural study reveals that there are two distinct axes of deformation with time lapse which have acted on the schists. The largest compressional axis of the stress system has a probable orientation of NNE—SSW with movements of southerly vergence. The movement picture and strain have a monoclinic symmetry. The petrographical studies have shown that the metamorphic differentiation has played a large part in the evolution of the Wechsel schist series. The nature of the original parent material which has given rise to these rocks under the conditions of low-grade metamorphism is also discussed.

### Introduction

The area under investigation lies between the Lat.  $47^{\circ}$  37' 13' and  $47^{\circ}$  39' 30" North and Long.  $15^{\circ}$  56' and  $16^{\circ}$  01' East, in the Lower Austria (Niederösterreich). It is bounded to the north by the Otterbach and to the south by the Molzbach. This region in general is mountainous, altitude varying from 600 m at Otterbach to 1000 m at the Saurücken ridge.

The two main river valleys which traverse this region are the Otter and the Molz. The floor of the former is covered to certain extent by Tertiary and recent fluviatile sediments. Low-grade metamorphic rocks belonging to two major series, Grob Gneiss serie and Wechsel serie, account for the most of the rocks which comprise the area under study. Some outcrops of Mesozoic limestones are recorded in the northern part of the area.

This work essentially concerns itself to the study of the structure and geology of the two above mentioned series of rocks and in particular deals with the Wechsel serie. The Mesozoic and the Tertiary and the recent sediments are beside the scope of the present study.

The general geological setting of the two above series is that they belong to the Lower East Alpine elements of the Central Alpine zone.

This work is carried out at the Geological Survey of Austria and at the Petrographic Institute of the University of Vienna.

### Previous Literature

There are very few detailed recordings of the Wechsel series and the area in general has not been studied in detail till now. The earlier works which deal in general with the regional study of the Semmering Window are from KOBER (1912), and MOHR (1910, 1912). The more recent investigations concern with the Grob Gneiss series around St. Jakob (Steiermark) (WIENEDER, 1932, 1960, 1961 and 1962). However, though primarily concerned with the geology around Aspang, it was RICHARZ (1911), who gave the first precise descriptions of the rocks of the region and the interrelationships between them. The first chemical analyses of the rocks are also due to him.

### Nomenclature:

The Wechsel schist was first described by BÖHM (1883), who named it as albite gneiss because of the large percentage of albite present in the rock. Latter different workers have given different names in the succeeding works among whom the main were RICHARZ (op. cit.) — Wechsel gneiss; MOHR (1912) — Wechsel schist; and WIESENEDER (1960) — albite gneiss. However, the most commonly accepted nomencluture is that of BÖHM (op. cit.) — albite gneiss. But the author is in preference to call the rock as Wechsel schist (after MOHR), as the rock in general does not fullfill the characteristics required for a rock to be termed as gneiss, and the observed features are more in agreement for the term schist. It is the author's contention that the designation of a rock as a gneiss or schist is more on fabric than on the mineralogical elements (see also WINKLER, p. 210, 1965). Such a designation reflects the character of the schistose or foliated fabric present in it as the

¹) In this respect, HARKER (p. 203, 1939) has made an attempt to distinguish schistose and foliated fabrics.

most important defining element in the mesoscopic sub-fabric¹). Moreover, the term gneiss is generally accepted to refer to the rocks belonging to the higher grades of the metamorphic facies, and is to be adopted for



Fig. 1. Geological map of part of the Semmering Window. Outlined the area covered by this paper. After WIESENEDER (1962).

those rocks coarse grained and regularly foliated, showing an absolute preponderance of equant and stubby minerals, like quartz and feldspar, conjugated in thick well marked bands, which characterizes the development and emphasis of foliation.

The rock unit exposed in the Molz valley has well developed schistosity and belongs to the greenschist facies. The segregation layering is present only locally in certain instances, and can not be recognized as a general feature. All these further affirm the author's contention to name the rocks as Wechsel schist rather than as albite gneiss, and this nomenclature is more in agreement with the observed data.

The Grob Gneiss serie generally seems to enclose the Wechsel serie in the Semmering Window (fig. 1). It was formerly designated as Northern System (RICHARZ, op. cit.) but subsequently has been changed to Kern series after MOHR's map (1912). The Kern series comprises a suite of rocks consisting of mica and garnet-mica schists intruded by a granite, hornblende schist and garnet amphibolites. These different members of the series are not deliniated in the MOHR's map. After the studies of WIESENEDER (1960, 1961 and 1962) the meta-granite with the enclosing country rocks have been made into a separate entity called the Grob Gneiss serie. The granite itself is termed Grob Gneiss because it shows the effects of the alpine epimetamorphism. The author favours the terminology of WIESENEDER of calling these granitic rocks as meta-granite as these rocks are massive in nature, are non-foliated and the effects of the metamorphism are only related to the indirect components. The granite is regarded probably as the result of an anatectic process and its emplacement is dated as late variscian. The associated metabasites containing corundum and spinel (around St. Jacob) are explained as the resistates of the anatexis (WIESEN-EDER, 1961, 1962).

# The Wechsel serie

Two main rock-types comprise the Wechsel serie domain in the Semmering Window. They are the Wechsel schist and several kinds of phyllites (quartz and graphitic phyllites). In the Molz valley only the schist is exposed. It shows local and structural and petrological variations. In general the rocks has well developed schistosity but also occasionally shows segregation layering of light minerals (quartz and albite). This segregation layering imparts a foliated character. The relative amounts of the minerals present also show marked variations — the more pronounced the segregation the more is the percentage of albite in the rock. MURTY & RAMAM (1966) have defined albite-poor, albite-rich and quartz-albite-chloritemuscovite schists according to the varying amounts of the minerals present in the rocks. These variations are, however, not recorded in the map as they lack lateral continuity and have no utility in evaluation of the stratigraphic sequence, either. However these variations could be regarded as proof of the important role played by the metamorphic differentiation in the evo-



Fig. 2. Banded albite-rich schist (Wechsel schist serie). Individualization of quartz-albite layers due to the metamorphic differentiation (Saurücken, N.-O.).



Fig. 3. Quartz-albite-muscovite-chlorite schist. Chevron fold, section normal to the axis "b". Disharmonic reverse folding at the left side of the main crest of the fold (explanation in the text) (Koglbauer, Molz valley, N.-O.).

lution of the Wechsel schist. Fabrics like that of the fig. 2, are a direct evidence of such differentiation on such a large scale. It also produced the fine separations of the quartz-albite layers and the micaceous layers. But the dominant fabric is that of the fig. 3, and this belongs to the sub-domain of quartz-albite-muscovite-chlorite schist, which has a fairly uniform composition and is exposed over a widespread area.

8

Petrography:

The Wechsel schist is a fine to medium grained, well schistose rock, locally exhibiting a coarser granulation due to the segregation layering of light minerals. The colour varies from light to dark green with eye-shaped albites along the s-planes. Quartz trains are common and the boudin-like appearance marks a well defined lineation. Mesofolding of the schistosities, with local development of latter cleavage, can also be seen especially near the stronger tectonic zones. The structural features are discussed elsewhere.

Albite is the typical mineral of the schist occuring as ballshaped porphyroblasts and are generally full of inclusions. They are, however, fresh and are unaltered. Untwinned and the single twinned grains outnumber the twinned by 10:1. The twinning is on the albite law and the lamellae do not run through the whole grain in certain cases. The anorthite content never exceeds 6% and the average is around 5%. Most of the porphyroblasts contain an impressive set of si-inclusions of muscovite, chlorite, quartz and graphite, which belong to the se-matrix. Due to this sieve structure the albite grains appear like poikiloblasts. In general the primary inclusions ²) do not show any recognizable orientation to the space lattice of the porphyroblast itself. It is only a coincidence when the {001} planes of muscovite are very nearly parallel to the {001} or {010} of the enclosing albite.

In most of the sections studied, it was possible to detect detrital feldspar which has an irregular shape. These show polysynthetic twinning with lamellae fading out and the anorthite content is around 13—15%. The presence of detrital feldspar is however difficult to discern as the grains are rather fine grained. But high magnification enables one to resolve them from the matrix consisting of the quartz and the porphyroblastic feldspar. Such feldspar are also reported from the rocks in Trattenbach region associated with detrital muscovite (MURTY & RAMAM, op. cit.).

Granulated quartz is abundant and shows wavy extinction. It occurs in the matrix and as lens shaped elongated aggregates with mosaic texture and interlocking saw-teethed boundaries, surrounded by the se-planes. These lenses, looking like augens, have been dragged out in the direction of the planar fabric, which is adjusted to them. The large porphyroblasts are sometimes surrounded by the granular quartz grains and also by the fragmentary albite grains derived from the porphyroblasts themselves. These cataclastic features are the imprints of a latter deformation which has affected the rocks.

The planar discontinuities which pervade the rocks are defined by the flaky minerals — muscovite and chlorite. Muscovite is colourless and shows high interference colours. It is coarsely crystalline and isobiaxial (2  $V_x =$ 

^a) This expression is used here to distinguish such inclusions from that ones of latter orogin formed by alteration of the enclosing feldspar.

20° to 40°). The elongated flakes and the {001} cleavages are parallel to the s-planes. The planar trends of muscovite and chlorite are well fitted to the porphyroblasts and show very often effects caused by the rotation of the porphyroblast. Parallel orientation of the micaceous minerals is therefore less developed in sections normal to the b-lineations. Some of the small muscovite grains observed could be detrital in nature. Chlorite tends to localise in patches or along side of the muscovites in the s-planes. The mineral is colourless to green, pleochroic from light green to dark green, interference colours are purple and brown and in some flakes Berlin blue. The 2  $V_Z$  ranges between 30° and 40°, and it is regarded as peninne as also supposed by RICHARZ (op. cit.).

Epidote is not an important mineral in the rocks of Molz valley though MURTY & RAMAM (1966) have described the mineral from Trattenbach as having inclusions of muscovite and chlorite. The minor constituents are the tourmaline (zoned basal sections), graphite (films paralleling the s-planes), zircon and apatite (detritals), pyrite, siderite and calcite.

#### Porphyroblastic Domains:

8*

The most predominant characteristic of the Wechsel schist is the disposition of the porphyroblastic albite (white augen-spots in the mesoscopic sub-fabric and untwinned, unaltered grains with inclusions in the microscopic domain). Such crystalloblasts constitute a microscopic domain, within which there is an internal sub-fabric defined by inclusions of quartz, muscovite, chlorite and graphite. These inclusions define an early set of internal s-planes (si in SANDER's terminology) that can be matched in time with the external s-planes (se) of the enclosing matrix. The growth of the porphyroblasts can not be older than the s-planes. The refraction of se-planes around the porphyroblasts is the shouldring aside effect of deformation latter than the porphyroblastic growth. The geometric relations between si and se together with the general fabric of the rock allow some inferences concerning the deformation-times which had effected the fabric:

1. S-shaped and/or spiral trends of si (here mainly graphite and muscovite) within albite indicate a rotation of the porphyroblasts during its development (syntectonic crystallization), as it has been pointed by WIESEN-EDER (1962).

2. A closer examination of the sections reveals that the crystallizationdeformation time-relationship is not so easy to be stated because the curved trending of si does not merge without breaking into the trend of similar lines of se. There is a sharp change in the trend of se at the boundaries betweeen the porphyroblasts and the matrix as well as the porphyroblasts which contain themselves si-inclusions (fig. 4). There are several features related to the subsequent rotation and deformation (post-crystalline) which are observed. These are the desintegration of albite porphyroblasts, granulation and undulose extinction in quartz grains, phenomena similar to a micro-boudinage among albite porphyroblasts with cataclasis and plastic



Fig. 4. Quartz-albite-muscovite-chlorite schist. Porphyroblastic albite showing post-crystalline rotation. Inclusions are mainly of graphite. Section parallel to N-S, L1-lineation (Fuchsloch, N.-O.).

flowage of the incompetent matrix. These above mentioned features are not feasibly explained if only para-crystalline deformation is present, as stated by earlier workers. It is possible to see that two distinct stages of deformation, with a timelapse, have been exerced on the Wechsel schist leaving their imprint on the porphyroblasts as well as on the whole fabric. The latter rotation have completely oblitered almost all the features of the earlier rotations. So arises a well marked post-crystalline rotation whose effects are better seen in sections parallel to the N-S axis, indicating that this rotation has evolved around an E-W axis. This is in conformity with the mesoscopic observations concerning the two different trends of linear structures.

The cataclasis was so intense that the schist had been transformed into a phyllonite devoid of albite porphyroblasts, which are visible in the schist fabric. Phyllonitic fabrics are best developed in the vicinity of the faults. Most of the vestiges of post-crystalline deformation have been described by RICHARZ (p. 318, op. cit.).

#### Petrochemistry:

The Wechsel schist is a quartz-albite-muscovite-chlorite-(epidote) schist according to the assemblage of rock-forming minerals. The mineralogical composition and the characteristics displayed by some of its crytical minerals viz., the extreme low content in An present in albite, the nature of muscovite (2 M polymorph), allied to the conspicuous absence of biotite and presence of the albite + epidote pair (WINKLER, p. 76, op. cit.) make this rock-type to be well fitted to the Barrovian Greenschist facies (quartzalbite-muscovite-chlorite subfacies). Chemical analyses of two rock-specimens from the Molz valley region (table I) have been recalculated to be plotted on ACF and A'KF diagrams, illustrated in the fig. 5.



Fig. 5. Quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies of the greenschist. Points A and B refer to the analyses of the table I. Outlined the field defined by graywacke analyses (cf. WINKLER, fig. 8, 1965). Quartz and albite are present in the paragenesis. (After WINKLER, p. 78, 1965.)

With exception of the alkalies, all the other components do not show any appreciable variation in the two chemical analyses presented here. The alkali content is variable throughout the domain of the Wechsel schist and it is the cause for the varying amounts of albite recorded in the different members of the series (cf. MURTY & RAMAM, op. cit.). The ratio FeO/MgO is more or less constant and the  $Al_2O_3$  is equally high in both samples. This prevents the formation of stilpnomelane (stilpnomelane was not detected in thin sections though it was earlier reported by some authors). But chloritoid is a possible phase to be found in the rocks since K₂O is generally low. However, this mineral was not observed in any section. It is possible that the necessary conditions to its formation were not attained. Perhaps it requires higher temperatures or special pressure conditions then those for the usual greenschist facies (BARTH, p. 315, 1962). Absence of calcite and dolomite point out that Pco₂ was insufficient for the development of such minerals.

By comparing the positions of the Wechsel schist's analyses on the ACF and A'KF diagrams one can see that the plotted points fall very near the field defined by graywacke analyses (cf. WINKLER, fig. 8, op. cit.). Spectrochemical investigations presented by MURTY & RAMAM (table 1) also point

towards the same conclusions in regard to the parent sedimentary material, from which the Wechsel schist was derived. The presence of detrital plagioclase with  $An_{15}$  in the schists of the Molz region and the phyllites and schists of Trattenbach is suggestive that the original sediment was a feldspar-rich and it could be a feldspathic graywacke. The albite porphyroblasts and the segregated quartz layers (with albite) are not considered to indicate a derivation from a magmatic source nor an ortho-nature of the original material. The porphyroblasts can be regarded as a resulting from the local migration of material derived intraformationally from the detrital plagioclase present in the sedimentary material, and not as a proof of introduction of soda. Albite porphyroblasts are a common feature in nonmetassomatic derivatives of graywackes (TURNER, p. 116, 1948), and along with the quartz layers are to be regarded as the most familiar resultants of metamorphic differentiation — endogenous secretion during metamorphism (TURNER & VERHOOGEN, p. 583, 1960).

Chemical Analyses			Spectrochemical analyses + (ppm)				
	A %	B %		S-83	S-21	R 612	
SiO ₂	70.37	71.53	K (%)	3.20	3.70	1.80	
TiO2	.61	1.09	Rb	120	170	60	
Al2C3	14.45	14.24	Ca (%)	2.80	2.18	3.00	
Fe2O3	1.91	2.21	Sr	180	100	176	
FeO	2.23	2.59	Ti	5600	6700	5600	
MgO	1.53	1.74	Mn	200	150	120	
CaŎ	.33	.54	Cr	60	50	32	
MnO	tr	tr	Ni	23	16	16	
K2O	.98	1.97	Co	18	10	12	
Na2O	4.56	1.30	v	13	38	9	
H ₂ O	.29 )	2.21	Zr	42	120	80	
H ₂ O+	2.04 🚶	2.31	Ba	900	300	280	
CO2	.04	_	Cu	42	42	65	
P2O5	.05		Sc	12		4	
S	.02	· _	Y	15	15	45	
BaO	.02						
Cr2O3	tr	_					
V2O3	tr	<u> </u>					
ZrO₂	.06						
Cl—	.03						
	99.52	99.52					

rapre r	Tal	ble	Ι
---------	-----	-----	---

A = Wechsel schist, Waldbach, Molz valley (NO). Laboratory of the Geological Survey of Austria, 1966.

B = Wechsel schist, Molz valley (NO), after RICHARZ (1911) + after MURTY & RAMAM (1966), from the area around Trattenbach:

S-83 = Quartz-albite-muscovite schist, between Pfaffen and Ochsenhof.

S-21 = Albite schist — Trattenbach (NO).

R-612 = Albite schist - Trattenbach, near the post-office (NO).

As ESKOLA (1932) has pointed out, the high solubility of quartz and albite is the main factor that facilitates segregation of these minerals in layers and veins. In fact, albite and quartz are very susceptible to be readily dissolved and redeposited, to be segregated in veins or layers in the conditions of low-grade metamorphism. Also it is possible for albite to have attained the porphyroblastic shape under the conditions of the low-grade metamorphism by means of concretionary growth. The primary source for the development of porphyroblastic albite (An₅) were the detrital plagioclasis (An₁₅), which became unstable under the operating metamorphism and underwent solution conducting to the further redeposition and enrichment in the stable minerals albite + epidote. Some lime might also be removed by the circulating solutions. This can explain the very low content in CaO.

Along with the chemical factors, deformation has also played an important role throughout the whole process. The indirect and direct componental movements have acted synchronously. The former facilitates the transport of the material by solution and further redeposition, and the latter the stress. The shearing stress created pressure gradients. The high pressure zones were the sources where the unstable material went into solution, and the low pressure zones functioned as receptacles for the material that was being redeposited. The differences between rock and open fissures and voids may also account (together with solution and redeposition) for the segregation and formation of quartz-rods and boudins-like quartz trains.

Since these linear elements are parallel to the N-S mesoscopic fold axes, they may be regarded as syngenetic lineations  $(L_1)$  with the cylindrical folds (chevron). These are produced by flexural-slip mechanism on the planes of schistosity which had been developed parallel to the surfaces of shear. Schistosity planes became the main channels by which the solutions percolated as it witnessed by the presence of both quartz layers (with or without albite) and by the porphyroblastic albite studding such planes.

## Mesoscopic Structural Analysis

# Penetrative Elements:

Schistosity ( $S_1$  and  $S_2$ ) is the most important penetrative structure recognized. In the Wechsel schist these represent a pervasive system of a family of statistically defined parallel or sub-parallel surfaces. Another important planar element regarded as penetrative is a late strain-slip cleavage ( $S_X$ ). The non-penetrative discontinuities can be divided into two groups, as per scale of observation (the domain amplitude). All the faults are categorized under major, macroscopically non-penetrative features, since they bound unlike domains (the Wechsel and the Grob Gneiss series); the minor, meso and microscopically non-penetrative planes are the kink zones affecting the folds.

The penetrative linear elements are: a) the lines of intersection of planar elements  $(S_1, S_2 \text{ and } S_X)$ ; b) regular mesofolding of  $S_1$  penetrative plane, defining fold axes B, and c) elongated domains of boudin-like quartz

trains. Quartz-rods, which are present only locally, are the linear non-penetrative features.



Fig. 6. Structural data from the Molz region. Quartz-albite-muscovite-chlorite schist. a) 50 poles to the schistosities S1 and S2. Contours, 20%, 15%, 10%, 5%, 1%, per 1% area. b) 40 lineations. X are L2-lineations (see text). Contours, 30%, 20%, 12%, 4%, 1%, per 1% area. Molz valley. Lower Austria.

## Schistosity:

The Wechsel schist as exposed in the Molz valley and adjacent regions, has as the most conspicuous element in the mesoscopic subfabric two sets of sub-parallel s-planes. The spatial behavior is NNW-SSE tending to NNE-SSW, and dipping towards W (Fig. 6 a). After HARKER (p. 203, op. cit.) these planes are considered to represent true schistosity rather than foliation. These s-planes are analogous with the slaty-cleavage, distinguished only by the larger size of the component minerals but resulting from the same process. The S₁ and S₂-planes are defined by a state of preferred orientation due to the external shape of the recrystallized flaky minerals — sub-parallel disposition of {001} planes of muscovite and chlorite. A general feature is the presence of graphitic films along them, imparting a blackish luster to the schistosity surfaces.

The schistosity extends through all the layers that build up the rock, and there appears to be very little variation in the perfection of it. The few excriptions noticed are in reponse to local lithologic changes due to segregation layering. The bedding was totally obliterated by the recrystallization of the minerals, and it is not observed in the Molz region. Such planar elements are developed parallel to the surfaces of shear. The slipping along them, which followed subsequently gave rise to a rock that looks like (in cross section) as a "augen-schist". This rock consists of white albitic spots ("Feinkörniger albit", BöHM, op. cit.), and boudins-shape mesoscopic quartz trains, with the matrix surrounding them. There is ample evidence to suppose that these features are mostly due to the process of deformation synchronously with the lowgrade metamorphic recrystallization. All the mesoscopic features and the rotated albite porphyroblasts bear witness to the microslipping on such planes. Furthermore, such could not be considered as fractures but only as slip-planes (HILLS, p. 290, 1963) since the plastic deformation has not destroyed the coherence of the rock.

The schistosity shows widespread evidence of mesofolding and associated corrugation is observed on the microscopic scale. The folding is of the type angular (chevron) produced by flexural-slip.

# Metamorphic Segregation Layering:

Certain structures which could be mistaken for original relict bedding are observed at some locals. These are the quartz layers (more than 2 cm) and laminae (less than 2 cm thick) sometimes with albite Fig. 2). Such structures are always parallel to the "ab"-plane of the mesocopic fabric, and are considered to be of metamorphic origin. The parallelism of such layers to the latter strain-slip planes was never observed.

The alternation of these layers with the micaceous layers reflects the inhomogenity in the development of schistosity. The author believe that the original pre-metamorphosed rock was a non-layered one and the present banding was controled by the S₁ and S₂-planes of metamorphic origin. The individual layers on a close examination are a rather discontinuous lenses. These when involved in a folding process show a neat inhomogenity.

# Strain-slip cleavage:

Strongly developed strain-slip cleavage  $(S_x)$  appears to be restricted to a narrow zone at the northern boundary of the Wechsel schist paralleling, and in all probability related to the Kreuzbauern-Wilhelmshof upthrust. Such  $S_x$ -planes are surfaces of transposition dislocating the  $S_1$  and  $S_2$ -planes. They are mechanically induced and independent of any planar orientation of muscovite and other minerals, which are present in the schist. The development of strain-slip cleavage shows closely spaced (0.5 cm) narrow slipzones, in which the schistosity is seen to fold in the vicinity of the slip-planes.



Fig. 7. Phyllonitic quartz-albite-muscovite-chlorite schist. S1 folded with the strain-slip cleavage (S_X) parallel to the axial surfaces of the folds. North of Fuchsloch, Molz valley. Lower Austria (section normal to "b"-axis).

They define sliced domains compressed between and extended parallel to the slip-planes (Fig. 7) — these are the so called microlithons (DE SITTER, p. 97, 1956). These features show that movement (transposition) of  $S_1$ between the slips was strong enough to produce folds ( $B_{\rm S1}/_{\rm SX}$ ), whose style is completely different from that of chevron folds. The folds with cleavage are formed by slip-folding process (fracture-cleavage folding, DE SITTER, p. 185, op. cit.).

The development of  $S_X$ -planes has produced a preferrential partingplanes parallel to them, which show a silver shadow surface luster. Very often (near the upthrust) the  $S_X$ -planes are so closely spaced that they could be mistaken for  $S_1$ -planes. In this zone the schist becomes a real phyllonite due to the intense shearing produced by the faulting. The strain-slip cleavage always cut the older planes (schistosity). However, they die out without any refraction when they came across a competent quartz layer.

The  $S_1$ - and  $S_x$ -planes are easily identified. The  $S_x$ -planes, however, tend to dominate towards the fault zone and elsewhere in the region are weakly developed. Their presence in such places are only due to the local disturbances accompanying the upthrust. The following criteria are offered to enable one to classify the  $S_1$  and  $S_x$  with certain limitations: strain-slip cleavage is always unrelated to chevron folds: graphit is never present on these planes and; the orientation (strike ESE-WNW, and dip towards S, is in antithetic relation with the upthrust which dips towards NNE) is in complete divergence to the schistosity  $S_1$ . This last criterion should never be used alone The  $S_1$ - and  $S_2$ -planes of the region in general have parallel quartz layers or laminae and cleave in graphitic dirty surfaces (the rockparting is parallel to the  $S_x$ -planes where present). In the microscopic subfabric no preferred mineral orientation with the  $S_x$  is seen (present only as kink zones).

Linear Elements:

Uniformly oriented, sub-horizontal lineations are present in the Wechsel schist along the Molz valley. It was possible to distinguish two different trends in the linear elements, each one having its own zone of dominance. The lineations have in general a N-S trend and plunge towards S (5-20°). The mesofold axes  $B_{S1}$ , the boudins-like quartz trains, which occur in association with the traces of the intersection of S₁- and S₂-planes and quartz-rods, constitute the different elements of N-S lineations. These are here labelled L₁ to distinguish from the L₂, which symbolize the nearly E-W trend of the latter lineations (Fig. 6 b).

The N-S fold axis  $B_{S1}$  is the most important lineation and it defines a chevron style of folding on the planes of schistosity (Fig. 8). The main features of the folds are the very straight limbs and the sharply curved sometimes pointed crests. The axial plane cleavage and the crumpling of the s-planes are lacking. Though the folds are similar in form, a few dishar-



Fig. 8. Synformal and antiformal chevron folds. The pencil parallels the fold axis, which plunges towards south. Qzr = quartz-rods. Saurücken, Lower Austria.

monic features are present at some places. Fig. 3 illustrates a disharmonic pattern where a neat reverse folding is developed in respect to the underlying layers. The thin quartz laminae, as a competent body, has prevented the obliteration of the individual identity of the fold. The porphyroblasts of albite lie with their longest axes (0.2 cm) oriented in the plane of schistosity ("ab") and subparallel to the "a"-axis of the fabric. This pattern of orientation for the porphyroblasts is present elsewhere, too. They are bilaterally asymmetric, plunging normal folds, monoclinic in symmetry and are produced by flexural-slip mechanism.

The quartz trains (Fig. 9) are a very important lineation parallel to the chevron fold axis. Although such structures do not resemble boudins in shape, they are the typical competent elements enclosed in an incompetent rock. The term "competent bed" is not used here because these monomineralic trains were formerly not real beds, as it is possible to observe in undisturbed regions outside the Molz valley. These structures were primarily monomineralic stringes or strips of quartz, which have been formed by the same process responsible for the development of the segregation layering. More or less synchronously with the segregation of the quartz stringes, deformation caused the bulging and the thinning due to stretching. The more mobile host-rock has squeezed on either sides into the spaces so formed. The pinched intersections between the competent segments show incipient recrystallization of quartz.



Fig. 9. Boudins-like quartz trains in quartz-albite-muscovite-chlorite schist. Koglbauer, Molz valley, Lower Austria.

Quartz-rods parallel to the chevron fold axis occur only locally near the hinges of certain folds (Fig. 8), and they are not a common linear feature in the region. They belong to the group of the "segregated rods" from the host-rock itself.

Lineations L2, trending nearly E-W, have a plunge either towards E or W. They are defined by sub-parallel orientation of mesofold axes B_{S1/SX} of the cleavage folds. These fold-types are restricted to a narrow zone bordering the upthrust of Kreuzbauern-Wilhelmshof region, and one of the best places to study them is around Fuchsloch. The prime cause for the formation of these folds are the strain-slip cleavage planes. The schistosity is almost completely obliterated on small scale between the cleavages. These are thin domains of very intense strain. The obliterated schistosity is apressed between the Sy-planes and extended parallel to them, maintaining the same dimensions along the lines paralleling the slip-planes. The hinges are thickened in relation to the limbs (Fig. 7) which are attenuated and slipped out. S1planes were clearly the passive elements, which have undergone folding due to a laminar gliding on periodically constant active surface of strainslip cleavage. When involved in this style of folding the normal schist was transformed to a phyllonite. These folds are bilaterally asymmetric, horizontal inclined and planar cylindrical. The fold symmetry is monoclinic.

The E-W direction for L₂-lineations is also very well observed in the microscopic sub-fabric, where it constitutes an axis of rotation around which the albite porphyroblasts have undergone a post-crystalline rotation.

### The Grob Gneiss Serie

A major non-penetrative fault surface demarcates the boundary between the Grob Gneiss serie an the Wechsel schist. This fault runs E-W, through Wilhelmshof and Kreuzbauern and dips more than  $50^{\circ}$  towards NNE, and it is called here as Kreuzbauern-Wilhelmshof upthrust. From the upper block of this fault, the Grob Gneiss series extends towards the NE corner of the region. The Kreuzbauern area, however, is a very important one for the understanding of the tectonic relations between these series, as it was stated by MOHR (1912). He was the first to recognize the thrust nature of the Grob Gneiss unit against the Wechsel schist. Moreover, the contacts between the former unit and the mesozoic limestones (Semmering Mesozoic) are also tectonic in nature. In this respect another upthrust fault was mapped near St. Wolfgang and it is very probable that this fault continues through Hermannshöhle und Eigenberg.

The Grob Gneiss serie is made up by a meta-granite named Grobgneiss and the enclosing country-rocks — phyllitic mica schists. The latter were observed as feldspathized inclusions (roofs) near Kreuzbauern and around Kirchgraben. Xenoliths are also noted in an old quarry near St. Wolfgang. Fabric variations in the meta-granite occurs along the fault zones. At these zones the deformation caused the metagranite to have a flaser and even gouged fabric. Slickensides are quite common.

Megascopically the meta-granite is a massive, almost porphyritic rock, where 3 cm long pink microcline, quartz, biotite and muscovite may be discerned. The mineralogical composition is similar to Wieseneder's description (1960) from the Grob Gneiss around St. Jakob, in the western part of the Wechsel region (table II). Microcline is always twinned on Carlsbad law, and vein-perthites are well developed in it. Microcline is, however, altered to sericite. Plagioclase  $(An_{12-16})$  generally shows a core crowded with secondary inclusions of clinozoisite and sericite (the so called "filled" plagioclase). The edges are otherwise clear and unaltered. Twinning is on albite or Manebach laws. The alteration when restricted to the core of the plagioclase points out the zoned nature of it. But "unfilled", unaltered albite  $(An_{2,6})$  where present, shows twin lamellae on albite law. Xenomorphic quartz appears in the annular spaces among the feldspars. Generally it is granular and show undulose extinction. In the flasertype the situation is rather different: the first stage of cataclasis is demonstrated by undulatory extinction in both quartz and feldspar, and also by microshearing and rounding of those minerals by granulation. In the flaser-fabric quartz shows a well-marked preferred orientation of (0001) axes.

The common mafic mineral is brown biotite, often altered to chlorite. Inclusions of zircon and, to less extent, apatite can be present in biotite. Muscovite occurs in small flakes. Both micas are non- oriented in the massive meta-granite, but become strongly so in the flaser-fabric, paralleling the surfaces of slip. Clinozoisite appears only as a secondary inclusion in the plagioclase.

-	•			-	
· .	0	DA.	8		
	-		- 21		
				-	

	Α	В
Quartz	35%	33%
Alkalifeldspar	27%	27%
Plagioclase	25%	24%
Biotite	8%	12%
Muscovite	3%	2%
Accessories	2%	2%

A = Massive meta-granite, quarry near St. Wolfgang (NO).

B = Grob Gneiss, around St. Jakob (Steiermark), WIESENEDER (1960).

There is a close similarity in the mineralogical compositions of the meta-granite of Kirchberg am Wechsel and the one near St. Jakob. The original character of it may be regarded as a normal granite (WIESENEDER, 1960). "Unfilled" albite, clinozoisite, muscovite and chlorite are clearly of more recent formation, related to the alpine age. The albite (and clinozoisite) is formed from the plagioclase, while chlorite by the retrograde alteration of biotite. It seems that the alpine effects on the granite are characterized by neomineralization, in which the indirect components greatly outweigh the direct. These are expressed in the development of locally strained fabrics, but could not transform the granite as a whole into a real gneiss according to the fabric requirements.

The development of flaser fabrics and zones of gouged rock is directly related to the faulting. The flaser granite retains the nature of the parent



Fig. 10. Flaser granite. Microfault dislocating an albite crystal. The plane of the microfault strikes E-W. (Wilhelmshof, NO).

rock, where fine-grained aggregates devoid of clastic structure wander irregularly between the large crushed crystals of feldspar. The latter are frequently dislocated by microfaults paralleling the macroscopic ones. The effects of these penetrative elements can be easily observed by the dislocation of twin lamellae in the crystals (Fig. 10). Development of foliation, in the flaser-fabric, is always parallel to the fault surfaces, and the deformed and disrupted tabular crystals of feldspar are oriented in a b-lineation trending E—W. The two main important zones of flaser-fabric are near Wilhelmshof and south of Kirchgraben. Gouged rock is mostly developed in minor fault planes. It is a greyish and loosely compacted material of very fine granulation, containing sometimes relicts of quartz and feldspar. Slickensides are very common around the fault zones, mainly in the vicinity of St. Wolfgang. They are plenty of striae, which trend  $5^{\circ}$ —15°, plunging with a high angle. They are parallel to the "a"-axis of the fabric.

Large inclusions (roofs) of phyllitic mica shists showing widespread evidences of feldspathization outcrop around Kreuzbauern and Kirchgraben. This rock is here called as "augen-migmatite". It is a rather foliated rock with numerous eye-shaped porphyroblasts of feldspar. These are well oriented in a conspicuous E—W, b-lineation. The mesoscopic fabric shows two sets of s-planes.  $S_1$  is the older, inherited planar surface already present in the almost unmetamorphosed country-rock, along which the porphyroblasts have grown.  $S_2$  is an imposed foliation and it is related to the thrust movements caused during the faulting. The porphyroblasts bear the effects of the deformation. They show perfect orientation and a post-crystalline rotation around an E—W axis. The sense of rotation as observed is from the NNE towards SSW.

Microcline occurs as porphyroblasts and it is sericitized. The grains are untwinned and perthite-free. Albite from the parent rock (very similar in features with that one of the Wechsel schist) occurs either as inclusions in microcline or as fragments in the matrix. Also frequent are the zoned inclusions of biotite and muscovite in the porphyroblasts. Quartz in elongated and undulant aggregates parallels the s-planes, showing a strong preferred orientation. Biotite and muscovite define the s-planes. Some epidote is also present along with chlorite, but aluminium silicates, which are common for contact metamorphism, are missing. Quartz and feldspar occur also in the matrix as fragments derived from the breaking up of the coarser grains.

Near Kreuzbauern a sequence of metamorphic changes, starting from the almost non-metamorphosed schist to the meta-granitic body could be followed. First are the fine-grained phyllitic mica schist, well laminated with diminute porphyroblasts (0.3 cm.). Nearer the metagranite the porphyroblasts become more numerous. The increase in size, together with the more pronounced recrystallization of the matrix, causes the rock to be coarser corresponding to the "augen-migmatite". Growth of porphyroblasts of microcline in the country-rocks around the mega-granitic bodies has been reported from several localities (RICHARZ, op. cit.; WIESENEDER, 1960, etc.). Pegmatites are not observed, but a small quartz vein is exposed at Kreuzbauern, cutting in a discordant way the "augen-migmatite".

Development of microcline in porphyroblasts is a very characteristic feature of the enveloping schists which have been affected by K-metasomatism through solutions supplied from the granite. As a matter of fact, feldspathization is a process of metasomatic origin, where the determining factor was the availability of K in the solutions. However, it is unlikely that the feldspar (microcline porphyroblasts) has been built up as a result of a simple molecular rearrangement of the host-rock, as is seen from the composition of the porphyroblasts.

Xenoliths of the country-rock has also been observed in an old quarry near St. Wolfgang. The xenoliths have a hornfelsic texture with a sugary arrangement of the equant, recrystallized quartz grains. Microcline porphyroblasts are developed, and the original s-planes remain undestroyed but somewhat obliterated.

The general features of the "augen-migmatite" point out that the metamorphism was not strong enough to destroy the s-planes of the parent rock. Muscovite and biotite remain stable with their preferred orientation -{001} in sub-parallel orientation to the original schistosity. This was intensified during the metamorphism resulting in a well defined foliation. The presence of both micas as stable minerals points out to a low temperature. In fact, the mineral assemblage muscovite, biotite, albite, microcline, epidote and chlorite is typical of the albite-epidote contact facies, the pair albite + epidote being the diagnostic (WINKLER, p. 59, 1965). The relations between the granite and the country-rocks, as they are observed around Kirchberg am Wechsel region, affirm WIESENEDER's view concerning the same features in the area around St. Jakob. Hence it is surmised here that the granite emplacement must have occurred during a latter stage of the variscian orogeny (WIESENEDER, 1962) at a somewhat high level of the crust (WIESENEDER, 1960). Supposition of a Mesozoic or even younger age for the intrusion seems to be unjustified, as the mesozoic rocks of the Semmering Window do not show any related and compatible evidences due to the granite intrusion and consequent metamorphism. The Mesozoic age can not be claimed in absence of concrete proofs.

# Petrofabric Investigations

# Wechsel Schist:

Microscopic work on recrystallized muscovites shows that the flakes tend to align with  $\{001\}$  planes parallel to the schistosity (S₁). Petrofabric diagrams for muscovite show that the  $\{001\}$  maxima commonly lie in complete or partial peripheric girdles whose axis coincide with the visible lineation L₁. Most of the sub-fabrics bear homotactic relations with the allied mesoscopic elements. The symmetry is perfectly monoclinic. Fig. 11 illustrates a common example where a conspicuous schistosity  $S_1$  and a late strain-slip cleavage  $S_X$  intersect in a common lineation, which is also the girdle axis of the peripheral mica girdle. The single strong maximum coincides with  $S_1$ , and it is expressed by the orientation of large muscovites. The bent micas reflect the latter influence of  $S_X$ . The plane of symmetry is that of the figure. Patterns of axial and near axial symmetry are also found. The important thing, however, that arises from the muscovite subfabric patterns is the perfect homotactic relations with the mesoscopic elements, which have their monoclinic symmetry duplicated on muscovite diagrams.

Quartz [0001] axes sub-fabric, on the other hand, bears a completely discordant relation with both mica and mesoscopic sub-fabrics. The only homotactic quartz sub-fabric found is that of Fig. 12, from the high slopes of the Waldbach. The four, well-developed maxima fall in a nearly E—W (70°) monoclinic quartz girdle, developed around L₁, which is parallel to the girdle axis. All the sub-fabrics have monoclinic symmetry and the plane of it is shared by all together. The overall fabric is homotactic and monoclinic.

The general picture is, however, by far different. While the quartz sub-fabrics have monoclinic, N—S oriented girdles, which are parallel to  $L_1$ -lineations (Fig. 13). The girdle axis, in this case, is nearly E—W, i. e., paralleling  $L_2$ -lineations. Such situation gave rises to a triclinic symmetry for the whole fabric. The plane of symmetry shared by the mica and the mesoscopic sub-fabrics is nearly normal to that one present in the quartz diagrams. These heterotactic relations are found elsewhere in the Molz valley (the unique exception being the case of Fig. 12). Triclinic quartz sub-fabric, though very seldom, were also found (Fig. 14).

Grob Gneiss Serie:

9

Petrofabric work carried on [0001] quartz axes in the "augen-migmatite" and in the flaser granite, have shown patterns similar to those illustrated in the Figs. 15, 16 and 17. Investigations on a slickenside mylonite showed a common pattern of orientation displayed by quartz axes, usually described in the literature for such domains. A strong populated maximum lies in the "ab"-plane of the fabric (foliation) and it is still parallel to the "a"-axis, and, of course, normal to a visible b-lineation. Besides, the orientation of the axial maximum is parallel to the striae that dominate the quartz slickensides of the area around. The symmetry is perfectly axial and the maximum trends NE, plunging  $50^{\circ}$  (Fig. 15).

Monoclinic, heterotactic and homotactic girdles are also shown in the quartz sub-fabric. In the latter (Fig. 17) five strong maxima fall in a vertical N—S girdle normal to a visible E—W, b-lineation characterized by the sub-parallel disposition of eye-shaped porphyroblasts. The lineation conforms, in this instance, with the girdle axis. The overall fabric symmetry



Fig. 11. Orientation diagram for [001] in muscovite. Quartz-albite-muscovite-chlorite schist. 200 [001] poles. Contours, 16%, 12%, 8%, 4%, 1%, 0,5%, per 1% area.  $S_1$ ,  $S_X$  = visible s-planes, L = visible lineation. Fuchsloch, Lower Austria.

Fig. 12–14. Orientation diagrams for [0001] in quartz. Quartz-albite-muscovitechlorite schist. Fig. 12: 200 axes. Contours, 4,5%, 3,5%, 2,5%, 1,5%, 0,5%, o, per 1% area (Waldbach). Fig. 13: 320 axes. Contours, 2,5%, 2%, 1%, 0,5%, 0,25%, per 1% area (Molzbach, road, km 1). Fig. 14: 400 axes. Contours, 2,5%, 2%, 1,5%, 1%, 0,5%, per 1% area (Saurücken). S1, S2 = visible s-planes; L = visible lineation; B = girdle axis. Molz valley, Lower Austria.

Fig. 15–17. Orientation diagramm for [0001] in quartz. Fig. 15: Slickenside mylonite in flaser-granite, 150 axes. Contours, 15%, 10%, 5%, 1%, per 1% area (near Kirchgraben); Fig. 16 Flaser-granite. 332 axes. Contours, 3%, 2,5%, 2%, 1%, 0,3%, per 1% area (near Wilhelmshof); Fig. 17: Augen-migmatite. 350 axes. Contours, 3%, 2,5%, 2%, 1%, 0,5%, per 1% area (Kreuzbauern). S = visible s-plane, L = visible lineation. Lower Austria.

Fig. 18. Joint diagram. 50 joints. Contours, 30%, 15%, 10%, 5%, 1% per 1% area. Kreuzbauern, Lower Austria. is monoclinic. In the same locality, joint measurements define a well developed set marking an angle of approximately  $90^{\circ}$  to the lineation (Fig. 18). They are the true cross or "ac" joints. These are widespread over the Grob Gneiss series.

Overall triclinic symmetry appears when a monoclinic quartz girdle is obliquely inclined to the symmetry plane of the mesoscopic and mica sub-fabrics. This is the situation presented in the Fig. 16, where three well populated maxima lie in a N-S girdle, oblique to L and S.

### Discussion:

9*

The overall triclinic symmetry of the Wechsel schist's fabric arises through the non-coincidence of the geometric elements of sub-fabrics, each having a monoclinic symmetry. As a matter of fact, the strong triclinicity is characterized by the presence of two groups of mesoscopic and microscopic geometrically concordant fabric elements:

- 1. quartz sub-fabric; E-W, L2-lineations, and strain-slip cleavage (Sx),
- 2. muscovite sub-fabric; N-S, L1-lineations, and schistosity (S1).

Related elements of each group share closely geometric concordant relations among themselves, but the relations between individual groups are completely discordants. The L₁-lineations, also the axes of chevron folds,  $B_{S1}$ , are conform with the girdle axes of {001} muscovite patterns. The monoclinic {0001} girdles in quartz diagrams are obliques (nearly parallel) to L₁, imparting a strong heterotactic picture to the whole fabric. Where the strain-slip cleavage has crumpled the former schistosity, cleavage (slips) folds, with a well defined E—W, L₂-lineations, are produced. These lineations are also the axes of mesofolding  $B_{S1}/_{SX}$ , and bear concordant geometric relations with the N—S quartz girdles, as the girdle axis. Far away from the Kreuzbauern—Wilhelmshof upthrust, quartz patterns still maintain the N—S girdles whose axis is then a non-visible lineation.

The completely different fabric picture showed in the Fig. 12 has a homotactic monoclinic symmetry, where  $L_1$  parallels the axis of the E—W quartz girdle. This is regarded, with some confidence, as a particular case, in which the quartz was prevented to undergo the latter strain. However, this is only an assumption and it needs further confirmation.

The triclinity is the result of two different episodes of strain — an asymmaetric overpint of a latter fabric upon a primitive one. After the investigations carried on the Molz region, it was found that the final fabric of the Wechsel schist is composed by two wholly discordant sub-fabrics: a) a sub-fabric consisting of active imposed elements, which include the ones belonging to the first group cited formerly; and b) a sub-fabric composed by inherited passive elements, which correspond to the structural elements formerly placed in the second group above mentioned. This last sub-fabric portrays the kinematically passive elements, which are referred to the initial fabric related to the earlier strain. Probably the passive  $L_1$ -

lineation was normal to the symmetry plane of the movement picture prevailing during the para-crystalline deformation, which is recorded in the homotactic combination of  $S_1$ ,  $L_1$  and muscovite sub-fabric. If the supposition already placed on the overall fabric of the Fig. 12 is correct, the earlier movement picture might have had a E—W symmetry plane, with a monoclinic symmetry. But this needs confirmations in zones proved to have undergone only the para-crystalline deformation.

The kinematically active and imposed elements bear direct and important relations with the latter, post-crystalline deformation. They may be resumed as:

1. L₂-lineations have the properties of a mesofold axis  $B_{S1/SX}$  and it is parallel to the kinematic axis b. Therefore, it is normal to the symmetry plane of the cleavage folds, and to the plane of symmetry of the latter movement picture. L₂ is an imposed active element that reflects the movement picture and the geometry of strain.

2. Strain-slip cleavage is a post-crystalline planar element that cuts the earlier schistosity, and it takes the form of an axial plane cleavage. The laminar domains formed are a rather common feature in triclinic fabrics, arising due to asymmetrically superposed deformations (TURNER & WEISS, p. 463, 1963). They represent the formation of slip-planes at high angles to the largest compressional stress  $\sigma_1$  and they can be progressively rotated towards the normal to  $\sigma_1$  (see TURNER & WEISS, fig. 12-8, op. cit.). The last rotational stage is found in the vicinity of the Kreuzbauern-Wilhelmshof upthrust, as it can be seen in the compressed microlithons (Fig. 7). The strain-slip surfaces are the prime cause for the development of cleavage (slip) folds on the S₁-planes, through a shortening normal to them. The movements on the slip domains are like small scale thrust faults, where the N block moved upward in relation to the S one. They are antithetic slip-planes.

3. The quartz sub-fabric has mostly a well patterned, monoclinic, N—S oriented quartz girdle, whose axis may coincide with  $L_2$ -lineation wherever they are present. As the quartz sub-fabric has a kinematically active nature, directly related with the movement picture, its symmetry is a very important element in the whole fabric. It guards the same monoclinic symmetry as the movement picture of the latter (post-crystalline) deformation overprinted upon the fabric.

The N—S orientation for quartz girdles are also found in the diagrams constructed for rocks of the Grob Gneiss series. Both "augen-migmatite" and flaser granite have well developed monoclinic girdle patterns in homotactic and heterotactic combinations with the mica and the mesoscopic subfabrics, respectively. In the former quartz fabric, E plunging b-lineation, due to the elongation and parallel disposition of eye-shaped porphyroblasts, coincide with the axis of the [0001] girdles. The monoclinic symmetry of the latter movement picture is also present in the rocks studied from the Grob Gneiss series. The suggestion that the  $\sigma_1$  axis of the stress system lie somewhere in the plane of the well marked quartz girdles, regardless of the fabric being homotactic or not (TURNER & WEISS, p. 432, op. cit.), is completely consistent with the tectonic elements observed in the region, either in the Wechsel or in the Grob Gneiss series. This situation is in favour of the supposed mechanism responsible for the development of the strain-slip cleavage (TURNER & WEISS, p. 465; DE SITTER, p. 182, op. cit.). It has undergone a rotation till the normal to the largest compressional axis  $\sigma_1$ , with a vertical dilatation and a lateral compression. This process has caused the cleavage folds in the region. Cross, "ac" joints, which are very abundant, are usually parallel to and normal to one of the remaining stress axes. In monoclinic homotactic fabrics of the "augen-migmatite" one of these may coincide with the direction of grain elongation, i. e., the b-lineation.

The axial maximum of the Fig. 15, and the orientation of a-lineations, represented by the striae from the slickensides, point out to the vergence of the latter and post-crystalline deformation. This has caused the faulting and the superimposed strain on the Wechsel schist, and very probably was developed through southerly vergence of movements. This is also in coincidence with the antithetic dip of the strain-slip cleavage.

### Conclusions

The Wechsel schist domain, which extends from the Molz valley towards south occupying a surface of nearly 300 sq. km., still poses a number of unanswered problems, while the Grob Gneiss series is under study continuously since 1932 by WIESENEDER. The present work offers certain conclusions in regard to the two episodes of deformation, and also some observations on the mutual inter-relationship of the different members of the Wechsel schist series.

The presence of two approximately normal tectonic axes is evident in both mesoscopic and microscopic domains of the Wechsel schist in the area around the Molz valley.

The N—S axis characterizes the earlier deformation, which is only recorded in the Wechsel schist. It was para-crystalline in nature as stresses have evolved synchronously with the low-grade metamorphism. Metamorphic differentiation has played an outstanding role in the development of the porphyroblastic albite and in the segregation layering of quartz and albite. Development of porphyroblastic albite is considered as a "in situ albitization" derived intraformationally from the detrital plagioclase already present in the parent sedimentary material, without the influence of any external supply of soda. The porphyroblasts are therefore much more older than the alpine age. Structurally, the homotactic combination of L₁-lineations, S₁-planes (schistosity), muscovite sub-fabric and the flexural-slip folding are parts of the observable fabric. These passive elements are inherited from the earlier strain. Concerning the para-crystalline movements little can be said with certainity. However, it is clear that  $S_1$  surfaces are connected with the earlier lateral stresses that have produced chevron folds. The muscovite sub-fabrics show patterns about the fold axis  $B_{S1}$ , which also happens to be one of the L₁-lineations having a constant N—S trend. These features rule out a static load metamorphism. The para-crystalline deformation may probably be related to the variscian age.

The post-crystalline deformation is characterized by an E-W axis and it is well recorded in both series, being clearly related to the upthrust faults. This phase was accomplished by epi-metamorphic neo-mineralization that has affected only the Grob Gneiss series. In the Wechsel schist the features related with the latter movements are the strain-slip cleavage,  $L_2$ -lineations, quartz sub-fabrics and slip folding. These reflect the superimposition of the latter strain.

The structural elements that compose the actual fabric of the Wechsel schist and the Grob Gneiss series are consistent with strain and movement picture, both having a monoclinic symmetry. The plane of symmetry has a N—S orientation. This post-crystalline strain was superimposed on the already folded Wechsel schist, whose fabric had kinematically passive elements asymmetrically oriented with the latter movements. This accounts to the triclinic fabric. The post-crystalline deformation can be correlated with the alpine age, and its main axis of stress was probably NNE—SSW oriented. The prevailing movements have evolved through a southerly vergence.

### Acknowledgements

The author wishes to express his heartfelt thanks to Prof. Dr. H. WIESENEDER, Head of the Petrographic Institute for having suggested the problem for study and for the continued guidance received throughout the Work. Grateful thanks are offered to Prof. Dr. H. KÜPPER for his kind interest in the work and for all the facilities provided. Critical discussions and helpful assistance from Dr. A. MATURA and Mr. R. V. R. RAU contributed much to the success of this paper.

The scholarship from the Austrian Government (Post Graduate Training Center for Geology) and the bursary through CAPES (Rio de Janeiro) from the Brazilian Government are the most duefully acknowledged.

#### References

ВАRTH, T. F. W.: Theoretical Petrology. John Wiley & Sons, 2nd ed., New York, 1962. Вонм, A.: Über die Gesteine des Wechsels. Tsch. Min.-petr. Mitt., Bd. V, p. 197—214, Wien, 1883.

DE SITTER, L. U.: Structural Geology. McGraw-Hill, New York, 1956.

ESKOLA, P.: On the Principles of Metamorphic Differentiation. Comm. Géol. Finlande, Bull. 97, p. 69-77, 1932.
HARKER, A.: Metamorphism. Methuen & Co., London 1939 (reprinting 1960).

HILLS, E. S.: Elements of Structural Geology. Methuen & Co., London, 1962.

- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Wien 1912.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (NO). Mitt. d. Geol. Ges., Bd. III, p. 104-213, Wien, 1910.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, p. 633-652, Wien, 1912.
- MURTY, K. S., & RAMAM, P. A.: Studies on the Wechsel and Semmering Rocks. UNESCO's Post Graduate Training Center for Geology, Vienna, 1966 (inedited).

RICHARZ, P. St.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (NO). Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 61, Bd. 2, p. 285–338, Wien, 1911.

- TURNER, F. J.: Mineralogical and Structural Evolution of Metamorphic Rocks. Geol. Soc. of America, Memoir 30, 1948.
- TURNER, F. J., & VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill, 2nd ed., New York, 1960.
- TURNER, F. J., & WEISS, L. E.: Structural Analyses of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New York, 1963.
- WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Krystallin des Alpen-Ostrandes. Tsch. Min.-petr. Mitt., 42, p. 136—178, Wien, 1931.
- WIESENEDER, H.: Verbreitung und Entstehung der Korund- und Spinellführenden Gesteine der Oststeiermark. Anz. d. math.-naturw. Klasse d. österr. Akad. d. Wissensch. (Sonderabdruck), p. 1–11, Wien, 1960.
- WIESENEDER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. Miner. Mitt. Joanneum 1/61, p. 1-30, Graz, 1961.
- WIESENEDER, H.: Die Alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. Geol. Rundschau, 52, p. 238-246, Stuttgart, 1952.

WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, 1965.



Jb. Geol. B. A.	Bd. 110

# Die Foraminiferenfauna und Nannoflora eines Bohrkernes aus dem höheren Mittel-Alb der Tiefbohrung DELFT 2 (NAM), Niederlande

Von Werner Fuchs und Herbert Stradner *)

#### Inhalt

		Selle
Einleitung und Übersicht der Nannoflora von Herbert Stradner	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	245
Die Foraminiferenfauna eines Kernes des höheren Mittel-Alb d	ler Tiefbohrung	
Delft 2, Niederlande, von Werner Fuchs		255

# Einleitung und Übersicht der Nannoflora

# Von Herbert Stradner

(Mit 3 Abbildungen)

### a) Einleitung

Anläßlich der Vorbereitungen zu einem Referat über mesozoisches Nannoplankton (6th World Petroleum Congress, Frankfurt/Main, Sect. I/4¹⁰) wurden mehrere hundert Gesteinsproben und Bohrkernproben aus Jura und Kreide von verschiedenen Ländern, darunter auch mehr als 70 Bohrkernproben aus den Niederlanden, untersucht. Wegen des ganz außergewöhnlich guten Erhaltungszustandes sowohl der Foraminiferen als auch des Nannoplanktons sind die Proben aus dem Alb der Niederlande von besonderem Interesse. Erst durch die Analyse und Beschreibung von optimal erhaltenen Mikrofossilien und Nannofossilien wird nämlich der Mikropaläontologe in die Lage versetzt, auch weniger gut erhaltene Mikrofaunen und Nannofloren, wie sie im Routinebetrieb des Erdöllaboratoriums immer wieder anfallen, aufzuschlüsseln. Dies ist der Grund, warum wir uns alle, die wir dies überaus reichhaltige und bestens erhaltene Fossilmaterial dieser Bohrkerne untersuchten, von Anfang an einig waren, daß sich hier eine außergewöhnliche Gelegenheit bot, sowohl Nannoflora als auch Mikrofauna aus einem stratigraphischen Bereich zu studieren, der im

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dr. Werner FUCHS und Dr. Herbert STRADNER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien III.

Hinblick auf die Evolution von besonderem Interesse ist. Herrn Direktor Prof. Dr. H. KÜPPER, Geologische Bundesanstalt Wien, der den Bearbeitern die holländischen Kernmateralien vermittelte und von Beginn an das Untersuchungsvorhaben mit großem Interesse förderte, gilt der besondere Dank der Verfasser. Nachdem auch der Einsatz des Elektronenmikroskopischen Laboratoriums der Tierärztlichen Hochschule Wien für dieses Projekt von Herrn Univ.-Prof. Dr. E. GRATZL († 1965) zugesagt worden war, wurden von H. STRADNER und D. ADAMIKER, damals Assistent im Elektronenmikroskopischen Laboratorium *), mehr als 1000 Elektronenmikrogramme von Nannofossilien aus dem Alb der Niederlande hergestellt. Der holländischen Nederlandse Aardolie Maatschappij, im besonderen Herrn Dr. J. D. EMEIS, sind wir für die Freigabe der Kernmaterialien und für die 1962 erteilte Publikationsgenehmigung zu Dank verpflichtet.

Dem Hauptteil, der Bearbeitung der Foraminiferenfauna durch Herrn Dr. WERNER FUCHS, Geologische Bundesanstalt Wien, welcher sich speziell der Morphologie und Systematik zuwandte, mögen einige Worte über den geologischen Rahmen des Südholland-Beckens, aus dem das Probenmaterial stammt, und über die begleitende Nannoflora, welche volumsmäßig einen großen Teil der Gesamtmasse des Sedimentes einnimmt, vorausgeschickt werden.

#### b) Geologische Orientierung

Das Südholland-Becken stellt den nordwestlichen Teil des Südwest-Niederländischen Beckens dar (Abb. 1). Nach HAANSTRA¹, welcher in "A review of Mesozoic geological history in the Netherlands" ein umfassendes Bild des geologischen Geschehens in diesem Raume gibt, verdankt das Südholland-Becken seine Entstehung verschiedenen tektonischen Bewegungen. Der Untergrund des Beckens ist durch das Absinken der während der letzten Kimmerischen Phase über den Meeresspiegel gehobenen und daher teilweise erodierten Juraschichten gegeben. Der Mittelniederländische Rücken, welcher sich SE-NW erstreckt, bildet die NE-Begrenzung, das Massiv von Brabant mit seiner Nordostflanke die SW-Begrenzung des Südholland-Beckens. Die Erosion des ab unterem Malm freiliegenden Mittelholländischen Rückens war nicht überall gleich stark, in den Gegenden, wo er am meisten erhöht war, fand Abtragung bis in mittlere und tiefere mesozoische Schichten statt. Im südwestlichen Teil des Landes blieb in der Mitte des Troges Dogger weitgehend erhalten, im NE des Troges fehlt dieser infolge Erosion. Die auf die tektonischen Bewegungen der letzten Kimmerischen Phase folgende Senkung setzte nicht überall gleichzeitig ein. Die Sedimentation im abgesenkten Becken begann stellenweise bereits im Kimmeridge und dauerte bis in die Oberkreide, bis die

^{*)} Jetzige Anschrift: Österreichische Studiengesellschaft für Atomenergie, Reaktorzentrum Seibersdorf.





Laramischen Bewegungen wirksam wurden. Anfangs fungierte der Mittelniederländische Rücken als Barriere, welche die beiden sich senkenden Becken, das eine im NE des Landes, das andere im SW, trennte. Jedes dieser Becken hatte seine individuelle geologische und stratigraphische Entwicklung. Im Südwest-Niederländischen Becken setzte die Sedimentation bald nach der letzten Kimmerischen tektonischen Phase in den am wenigsten gehobenen Gegenden ein, und zwar im Zentrum der heutigen Provinz Nordbrabant. Dort liegen Schichten des unteren Kimmeridge transgressiv über schwach erodiertem Corallian. Nahe der heutigen Nordseeküste begann die Sedimentation erst mit dem unteren Purbeck. Ansonsten konnte man das spezifische Alter der transgressiven Schichten im Südwest-Niederländischen Becken im frühen Teil des Sedimentationszyklus nicht klären. Eine in kontinentaler oder in fluviatiler Delta-Fazies ausgebildete Folge von sandigen und tonigen Schichten, in der Fossilien äußerst selten sind, reicht bis ins tiefere Valanginian. Sie werden als "Intermediate series" (Zwischenschichten) und "Transitional Layers" (Übergangslagen) bezeichnet. Im Westen des Beckens gingen diese Schichten allmählich in paralisch-littorale Fazies über, welche auch während des unteren Valanginians vorherrschte. Nach der Ablagerung des unteren Valanginian kam es infolge mäßiger Hebung zu einer Schichtlücke, wodurch das mittlere und obere Valanginian und auch Sedimente des unteren Hauterive fehlen. Die zu dieser Zeit erfolgte Erosion



Abb. 2. Diagramm des stratigraphischen Aufbaues der Provinz Südholland. (Aus U. HAANSTRA 1963, S. 49, Fig. 10 b.)

reichte allerdings nicht tiefer als bis in Schichten des unteren Valanginian hinein.

Im Folgenden erfuhr der westliche Teil des Südwest-Niederländischen Beckens seine größte Senkung, während der östliche Teil des Landes nicht überflutet war. So entstand das Südholland-Becken, in welchem ein neuer Sedimentationszyklus mit Sedimenten des oberen Hauterive begann (Abb. 2). Schrittweise griff die Sedimentation mariner Schichten auf größere Gebiete über und breitete sich über den Rand des Beckens aus. Diese progressive Transgression kann in den jüngeren Teilen des oberen Hauterive und im Barrême nachgewiesen werden. Sie dauerte bis in die tiefere Oberkreide hinein an und füllte das Südholland-Becken im allgemeinen ohne Schichtlücke mit marinen Sedimenten auf. Die Dicke der Sedimente schwankt stellenweise beträchtlich, da entlang bereits vorhandener Bruchlinien, welche ESE-WNW verlaufen, Senkungen stattfanden. Die im westlichen Teile des Beckens ab oberem Hauterive abgelagerten marinen Sedimente zeigen eine vorwiegend tonige und mergelige Schichtfolge. Gröber klastische Sedimente, welche als Speichergesteine geeignet sind und in denen auch die wichtigen Erdöl- und Erdgaslagerstätten gefunden werden konnten, sind, abgesehen von den transgressiven Basalschichten, auf das obere Barrême und das untere Alb beschränkt 1, 2. Gegen Ende der Unterkreide wurde auch der Mittelniederländische Rücken schrittweise überflutet und verschwand als Barriere zwischen dem nordöstlichen und dem südwestlichen Becken. In der späteren Oberkreide wurden die Schichten gehoben und es erfolgte Erosion vom Großteil der Fläche des Mittelniederländischen Rückens, ebenso von den angrenzenden südlichen Gebieten, so daß dort mit Ausnahme des südwestlichsten Teiles, das ist im Gebiet der heutigen Südholländischen Inseln, Oberkreideschichten fehlen. Die tertiären und quartären Schichten, welche die älteren Formationen diskordant überlagern, haben kaum eine Kippung oder Faltung erfahren. Die Gesamtdicke der unterkretazischen Ablagerungen schwankt beträchtlich. Sie kann dort, wo die stratigraphische Säule vollständig ist und das Alb komplett vorliegt, über 1600 m erreichen, wie dies im Westen der Niederlande der Fall ist.

Die Kernprobe, welche der Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen ist, stammt aus dem höheren Mittelalb der Tiefbohrung Delft 2 (Kernprobe 12). Die dazugehörige Teufenangabe ist in den Bohrarchiven der NAM festgehalten. Die Tiefbohrung Leidschendam 1, von der ebenso eine Kernprobe, und zwar Probe Nr. 18 aus dem tieferen Mittelalb, in bezug auf Mikrofauna und Nannoflora bearbeitet wurde, liegt ca. 9 km NE der Tiefbohrung Delft 2, gleichfalls im Südholland-Becken (Abb. 3).

### c) Nannoflora

Nach den anorganischen Bestandteilen im Kernmaterial sind es die Nannofossilien, die den Großteil der Sedimentmasse liefern. Es sind die Gehäuseelemente von Kalkflagellaten (Coccolithineen), welche in einer Fre-



Abb. 3. Vorkommen von Ablagerüngen des Alb in den Niederlanden. (Aus W. A. VISSER & G. C. L. SUNG 1958, S. 1075, Fig. 5 D.)¹⁴

quenz von bis zu mehreren Millionen Stück pro ccm Sediment besonders in der Kreidezeit gesteinsbildend wirkten.

Im folgenden soll nur die bis jetzt über das Alb der Niederlande vorliegende Nannofossil-Literatur diskutiert werden und eine Vorausliste der im Bohrkern des Mittelalb der Tiefbohrung Delft 2 nachgewiesenen Coccolithen geboten werden.

1963 veröffentlichte STRADNER¹⁰ eine Liste und Strichzeichnungen von im Alb vorkommenden Nannofossilien, welche hauptsächlich auf Grund der aus dem Niederländischen Alb vorliegenden Bohrkerne zusammengestellt worden war. Sie enthält, in alphabetischer Reihenfolge, folgende Spezies:

	Tafel	Fig.	
Arkhangelskiella striata Stradner	1	1	
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)			
Deflandre	6	9, 9 a	
Coccolithus pelagicus (WALLISCH)			
Schiller	1	6, 6 a	
Discolithus asper Stradner	2	4, 4 a, 5	, 5 a
Lithastrinus floralis Stradner	2	8, 8 a	
Nannoconus dauvillieri Deflandre	3	8	
Nannoconus planus Stradner	3	7, 7 a, 7 l	5
Rhabdolithus angustus STRADNER	- 5	6, 6 a	
Rhabdolithus decussatus (MANIVIT)	5	8, 8 a	
Rhabdolithus litterarius (GORKA)	5	1, 1 a	
Thoracosphaera deflandrei KAMPTNER	. 3	2	
Zygolithus crux (Deflandre & Fert)			
BRAMLETTE & SULLIVAN	4	6, 6 a, 7	, 7 a
Zygolithus diplogrammus Deflandre	4	3, 3 a, 4	

Diese Assoziation von Nannofossilien wurde nach der leitenden Nannoconiden-Art als "Dauvillieri-Assoziation" bezeichnet. Da ausschließlich mit dem Lichtmikroskop untersucht worden war, beschränkten sich die damaligen Bestimmungen vornehmlich auf Arten mit größeren durchschnittlichen Dimensionen. 1966 wurden von STOVER⁹ neben anderen Proben aus der Kreide auch Bohrkerne aus dem Apt und Alb der Niederlande lichtmikroskopisch untersucht, und zwar von den Tiefbohrungen Nieuwekerk 1 (Apt), Staphorst 1 (Apt) und Delft 2 (Alb). Die von STOVER untersuchte Probe von Delft 2 stammte von Teufe 1970 ft (600 m). Aus den Tafelerläuterungen dieser Arbeit geht hervor, daß namentlich folgende Arten in Delft 2 vorkommen:

	Tafel	Fig.
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD)		
Deflandre	VII	28
Coccolithus britannicus Stradner	· I	12-14
Coccolithus circumradiatus Stover	V	3 ac
Deflandrius columnatus Stover	VI	8 a, b
Parhabdolithus? bitraversus STOVER	VI	20
Zygolithus angustus STOVER	III	14—15
Zvgolithus sp. cf. Z. concinnus MARTINI	IV	18

Auf Grund lichtmikroskopischer und elektronenmikroskopischer Aufnahmen beschrieben 1966 STRADNER & ADAMIKER¹¹ aus dem Alb der Tiefbohrung Delft 2 folgende Arten:

	Tafel	Fig.
Coccolithus horticus Stradner, Adamiker &		
Maresch	2	4
Zygo <i>lithus baldiae</i> Stradner & Adamiker	2	2
Zygolithus delftensis Stradner & Adamiker	2	3
Zygolithus rhombicus Stradner & Adamiker	2	1

Auf Grund der von STRADNER, ADAMIKER & MARESCH¹² angefertigten Elektronenmikrogramme von Nannofossilien aus dem von W. FUCHS als höheres Mittelalb eingestuften Sediment der Tiefbohrung Delft 2 (Kernprobe 12) ergibt sich folgende vorläufige Nannofossilliste, in der nur Coccolithen aufscheinen. Nannoconiden konnten elektronenmikroskopisch in dieser Probe nicht erfaßt werden.

Biscutum testudinarium BLACK & BARNES Braarudosphaera africana STRADNER Coccolithus barnesae (BLACK & BARNES) Coccolithus horticus Stradner, Adamiker & Maresch Coccolithus parvidentatus DEFLANDRE Rhagodiscus asper (Stradner) Reinhardt Cretarhabdus decussatus (MANIVIT) Cretarhabdus romani (GORKA) Rhabdolithina splendens (DEFLANDRE) REINHARDT Cricolithus multiradiatus KAMPTNER Cyclolithella inflexa (KAMPTNER) Deflandrius columnatus Stover Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE Lithastrinus floralis STRADNER Parhabdolithus angustus (STRADNER) Scapholithus fossilis DEFLANDRE Stephanolithion laffitei NOEL Zygolithus achylosus (Stover) Zygolithus crux (Deflandre & Fert) Bramlette & Sullivan Zygolithus delftensis Stradner & Adamiker Zygolithus diplogrammus Deflandre Zygolithus erectus Deflandre Zygolithus geometricus (GORKA) Zygolithus litterarius (GORKA) Zygolithus rhombicus Stradner & Adamiker Zvgolithus striatus (STRADNER)

sowie einige neue, hier noch nicht angeführte Arten¹².

O. MARESCH⁴ brachte 1966 Elektronenmikrogramme von Nannofossilien aus dem Alb der Tiefbohrung Leidschendam 1 nach dem Kohlehüllabdruckverfahren, und zwar

### Cretarhabdus romani (GORKA), Stephanolithion laffitei NOEL,

sowie drei Übersichtselektronenmikrogramme, Differentialthermoanalyse und thermogravimetrische Analyse des Sedimentes.

Für die Korrelation mit Frankreich ist die Bearbeitung der Nannofossilien des Stratotyp des Alb durch MANIVIT 1965³ von besonderer Wichtigkeit. Eine Gegenüberstellung und Abgleichung der von den verschiedenen Autoren verwendeten Artenlisten wird gesondert vorgenommen¹². Eine einwandfreie Klärung der Synonymie wird allerdings erst durch elektronenmikroskopische Untersuchungen der in Frage stehenden Arten aus den verschiedenen bis jetzt beschriebenen Alb-Vorkommen möglich sein.

Zusammenfassend kann zur Nannoflora des Alb, soweit diese bis jetzt bekannt ist, bereits gesagt werden, daß sie im Vergleich zu den älteren Nannofloren des Neokom und des Jura sehr artenreich ist und Vorläufer-Arten (progenitors) der Leitarten der Oberkreide aufweist. Deshalb wird durch das genaue Studium der Nannoflora und, wie W. FUCHs in der vorliegenden Bearbeitung der Mikrofauna zeigen kann, ebenso durch das Studium der Foraminiferen zusätzliches Informationsgut über die Evolution dieser Fossilgruppen in der Kreide erschließbar. Aus der gemeinsamen Dokumentation sowohl der Mikrofauna als auch der Nannoflora eines außergewöhnlich günstig erhaltenen Sedimentes, wie es das Alb der Tiefbohrung Delft 2 darstellt, ergeben sich interessante Ausgangspunkte für weitere Forschungen auf diesem Sektor der Mikropaläontologie und Stratigraphie.

### Literaturliste

- ¹) HAANSTRA, U. (1963): A review of Mesozoic geological history in the Netherlands. Verhandelingen van het Koningklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig genootschap. Geologische serie, deel 21–1, p. 35–56.
- ²) HOUTMAN, H. J. (1963): Aspects of the development of some oilfield in the Western Netherlands.
- Verh. v. h. Koninkl. Nederl. geol. mijnbouwk. genootsch., Geol. ser. 21–2, p. 131–146. ³) MANIVIT, H. (1965): Nannofossils calcaires de l'Albo-Aptien.
  - Rev. de Micropaleont., vol. 8, No. 3, p. 189-201.
- ⁴) MARESCH, O. (1966): Die Erforschung von Nannofossilien mittels des Elektronenmikroskops in der Erdölindustrie.

Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, 82. Jg., H. 9, S. 377-384, Taf. 1-4.

- ⁵) MULDER, A. J. (1953): The Netherlands in The Science of Petroleum, vol. VI, pt. 1, The World's Oilsfields. Oxford Univ. Press.
- ⁶) PRENT, D. (1963): Petroleum production in the Netherlands. Verh. v. h. Koninkl. Nederl. geol. mijnbouwk. genootsch., Geol. ser., deel 21-2, p. 73-84.
- ") STHEEMAN, H. A. (1963): Petroleum development in the Netherlands, with special reference to the origin, subsurface migration and geological history of the country's oil and gas resources.

⁸) STHEEMAN, H. A.,  $\alpha$  H. TER MEULEN (1959): Oil and gas production in the Netherlands.

World Petroleum, June 1959, Sect. II. Holland p. 4-12.

⁹) STOVER, L. E. (1966): Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands.

Micropaleontology, vol. 12, no. 2, pp. 133-167, pls. 1-9.

¹⁰) STRADNER, H. (1963): New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by means of Nannofossils.

Sixth World Petroleum Congress, Francfort/Main, Sect. I/Paper 4.

¹¹) STRADNER, H., & D. ADAMIKER (1966): Nannofossilien aus Bohrkernen und ihre elektronenmikroskopische Bearbeitung.

Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, 82. Jg., H. 8, S. 330-341, 2 Taf., 15 Textfig.

- ¹²) STRADNER, H., D. ADAMIKER & O. MARESCH (1967): Electron Microscopic Studies on Albian Calcareous Nannoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 Deep-wells, Holland.
  - Verh. d. K. Akad. d. Wetensch., Amsterdam (in Druck).
- ¹⁸) SWAIN, P., & R. GIBSON (1958): World-wide oil report.

Oil & Gas Journal, Dec. 29, 1958, p. 113.

¹⁴) VISSER, W. A., α G. C. L. SUNG: Oil and natural gas in Northeastern Netherlands. In: Habitat of Oil, a symposium conducted by A. A. P. G., Tulsa, 1958.

Verh. v. h. Koninkl. Nederl. geol. mijnbouwk. genootsch., Geol. ser., deel 21-1, p. 57-96.

# Die Foraminiferenfauna eines Kernes des höheren Mittel-Alb der Tiefbohrung Delft 2 - Niederlande

Von WERNER FUCHS *) (Mit 19 Tafeln)

### Meinen lieben Eltern in Dankbarkeit gewidmet!

#### Inhalt

																											Seite
Summary	•	•		•	•	•	•	•	•					۰.			•		•	•	۰.	•	•	•	.•	•	255
Vorwort			•		•	•	•									•									•	•	255
Einleitung		٠.		•	•	•	•	•			•	•	•			•				•	•	۰.	•			•	256
Zur Fauna	•			4							•								•		•	•			۰.		257
Zum Plank	to	n u	ınd	er	ste	Н	inw	reis	e a	uf	de	ssei	n n	nög	lid	he	Sta	mn	nfo	rm	en				•		257
Systematisc	he	Be	esch	rei	buı	ng	de	F	aur	na					•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	258
Literatur	÷		•		•	•		•	•	•	•	•	.•		4	÷.			•	•	•			•			338

#### Summary

The present paper deals with a very well preserved and rich Foraminiferal fauna of late Middle-Albian age from a deepwell-core of Holland. The high percentage of unknown specimens is surprising, there are one subfamily, seven genera and 31 species new, one genus was revised.

The represented plankton consisting of only a few species of *Hedbergella* in extraordinary large number of individuals with notable small size is very primitive considering that at the same time or even a little earlier the differentiation of the relatively simple built *Hedbergella* takes already place in the Tethys area, which leads there to the marvellous chain of Cretaceous and Caenozoic planktonic forms in explosive sequence.

It is the author's opinion that *Oberhauserina* n. gen. seems to deserve special interest; it is supposed to be the latest up to now known descendant of the so-called "Triassic and certainly of some of the Jurassic Globigerinas". The comparison of Triassic material from the Rhaetic of Austria with the present one shows the nearest relationship.

There are some evidences to derive as well *Gubkinella* in the Middle Jurassic as *Hedbergella* in the Lower Cretaceous from these Triassic "Globigerinas", which therefore might be considered as the still benthonic living precursors of the later true plankton.

#### Vorwort

Die zunächst nur als stratigraphischer Rahmen für die von Herrn Dr. H. STRADNER aufgefundene Nannoflora gedachte Arbeit lieferte darüber

*) Anschrift des Verfassers: Dr. WERNER FUCHS, Geol. Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1031 Wien.

255

10*

hinaus Ergebnisse, die über dieses eng gesteckte Ziel führen und somit eine eigenständige Veröffentlichung rechtfertigen, obwohl ja gerade in neuerer und neuester Zeit reichlich mikropaläontologische Publikationen, diesen Zeitabschnitt betreffend, erschienen waren.

Bemerkenswert ist der große, entwicklungsmäßige Rückstand des borealen Planktons gegenüber jenem des Tethysbereiches in der hohen Unterkreide.

Die vom Verfasser beim routinemäßigen Auswerten obertriadischer Schlämmrückstände durch ziemlich häufiges Anfallen sogenannter "Globigerinen" aufgenommenen Spuren, die zu den Stammformen des erst mit dem mittleren Jura erscheinenden, echten Planktons weisen könnten, gewannen durch die Entdeckung von *Oberhauserina* n. gen. in nachfolgend beschriebener Fauna an Deutlichkeit. Die bereits in großen Zügen erkennbaren Zusammenhänge sollen bald Gegenstand eingehenderer Untersuchungen sein.

Für die rege Anteilnahme, viele praktische Ratschläge, Hinweise, Diskussionen, für das Durchsehen des Manuskriptes und die jederzeit freundlich und gerne gewährte Unterstützung möchte ich an dieser Stelle den Herren Dr. R. GRILL, Dr. R. OBERHAUSER und Dr. M. SCHMID (alle Geologische Bundesanstalt Wien) ganz besonders danken. Frau I. ZACK verdanke ich drei Zeichnungen zu *Haplophragmoides latidorsatus*. Meine liebe Frau stellte mir die Tafeln zusammen und half bei den Korrekturarbeiten, wofür ich nochmals auch hier Dank sagen möchte.

Die Zeichnungen sind alle in einem Maßstabe ausgeführt worden, um durch Beibehalten der natürlichen Größenunterschiede ein lebendigeres Bild der schönen Fauna wiedergeben zu können.

#### Einleitung

In den Kernproben 12 (Tiefbohrung Delft 2) und 18 (Tiefbohrung Leidschendam 1) — siehe Einleitung — hatte H. STRADNER reiche und interessante Nannofloren festgestellt. Um ihre stratigraphische Position möglichst genau angeben zu können, erschien es notwendig, auch die Foraminiferenfaunen auszuwerten, was Aufgabe des Verfassers war.

Beide Schlammrückstände erwiesen sich als überaus fossilreich. Probe 18 war von der Erdölgesellschaft dem Unter-Alb zugerechnet worden. Nach Durchsicht der Foraminiferen konnte sie aber dem tieferen Mittel-Alb zugesprochen werden. Trotz des zwar seltenen, aber immer noch nachweisbaren Aufscheinens für das Unter-Alb typischer Faunenbestandteile, wie etwa Gaudryina dividens und Gavelinella cf. barremiana, trotz des nahezu völligen Fehlens des Planktons und des stark pyrithältigen Sedimentes, was noch auf die euxynischen Lebensverhältnisse während des Unter-Alb hindeutet, machen das Vorkommen von Spiroplectinata annectens und der Fossilreichtum oben gegebene Altersdatierung möglich.

Eine besonders gut erhaltene, schöne und zu einem überraschend hohen Prozentsatze noch unbekannte Foraminiferengemeinschaft in Probe 12 bewog den Autor, das aufgefundene Fossilmaterial des Kernes mit dieser Arbeit zur Darstellung zu bringen.

### Zur Fauna

Die recht charakteristische Foraminiferengemeinschaft des äußerst mikrofossilreichen Schlämmrückstandes der Kernprobe 12 der Tiefbohrung Delft 2 (NAM — Holland) gestattet die stratigraphische Zuordnung in das hohe Mittel-Alb. Die phylogenetische Entwicklungshöhe und prozentuelle Individuenzahl der drei Spiroplectinata-Arten, das Fehlen ancestraler Vorläufer aus dem Formenkreise der Gaudryina dividens, das Persistieren älterer Faunenelemente (wie Reophax minuta, Ammobaculites reophacoides, Saracenaria bononiensis, Dentalina distincta, Lenticulina gaultina, Vaginulina aptiensis und Protocythere tricostata) und das Massenvorkommen kleinwüchsiger Hedbergellen, sowie bereits das häufige Auftreten von Quinqueloculina antiqua verweisen auf diesen Grenzbereich. Der Ostrakodenreichtum und die dichte Streu von Inoceramen-Prismen in der Ausleseschale bestätigen des weiteren die Einstufung; denn im Ober-Alb sinkt die Artenzahl der Ostrakoden augenfällig ab und es fehlen die Inoceramen-Pfeilerchen.

Als Unterlagen für die stratigraphische Auswertung der Foraminiferenfauna standen dem Verfasser vor allem die in mehr als drei Jahrzehnten gesammelten und sorgfältig erarbeiteten Erkenntnisse der deutschen Mikropaläontologen zur Verfügung, deren Anwendungsbereich nicht allein auf Nordwestdeutschland beschränkt ist. In einer Reihe von Publikationen konnte die Gültigkeit der zeitlichen Reichweite der meisten typischen, benthonischen Foraminiferen auch außerhalb des Borealbereiches, in der Tethys und sogar interkontinental, nachgewiesen werden. Die weiträumige Transgression im Mittel-Alb griff gleichermaßen über Norddeutschland und Holland hinweg und schuf während dieses Zeitabschnittes in den küstenferneren Meeresteilen beider Länder gleiche, ökologische Verhältnisse, was in identen Faunen und gleichzeitig ablaufenden, phylogenetischen Abwandlungen bestimmter Arten zum Ausdrucke kam.

In der vorgelegten, 154 Arten und Unterarten umfassenden Fauna erwiesen sich ein Formenkreis als neue Unterfamilie, sieben Gattungen und 31 Arten bzw. Unterarten als bisher unbekannt, ein Genus wurde revidiert.

#### Zum Plankton und erste Hinweise auf dessen mögliche Stammformen

Beim Betrachten des Fauneninhaltes fallen die zwar sehr kleinwüchsigen, aber massenhaft vorkommenden "Globigerinen" auf, deren Kleinheit und Artenarmut bemerkenswert sind, vergleicht man Vergesellschaftungen aus dem höhere Wassertemperaturen aufweisenden Tethysgebiete, wo zur selben Zeit oder noch früher bereits jene Differenzierung der relativ einfach gebauten Hedbergella einsetzt, die in explosiver Folge den herrlichen Reigen des kretazischen und känozoischen Planktons einleitet.

Vom entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkte aus besonders interessant erscheint Oberhauserina n. gen. Der Verfasser vermutet in ihr den letzten bisher bekannten, nur wenig abgewandelten und in den Borealbereich abgedrängten Vertreter jener "Trias- und teilweise Juraglobigerinen", die mit großer Wahrscheinlichkeit die noch benthonisch lebenden Stammformen des im mittleren Jura erstmals auftauchenden, echten Planktons vorstellen.

Diese weitnabelige Gruppe kann in Österreich vom Ladin bis ins Rhät verfolgt werden, läßt sich auch, soweit dies eben Schliffbilder aus Publikationen zulassen, immer noch unter den jurassischen "Globigerinen" fassen, ist somit scheinbar dann schon im gesamten Tethysbereiche nachweisbar und konnte nun wieder, kaum verändert, in freien Exemplaren in der hohen Unterkreide — allerdings des Boreals — aufgefunden werden.

Bereits im Rhät kann aber der Übergang von den relativ weitgenabelten Prototypen zu Formen mit durch fortschreitendes Aufblähen nun allseits nahezu subsphärisch ausgebildeten Kammern und dadurch bedingtes Verkleinern des Nabels und Mündungsschlitzes festgehalten werden. Hier bahnt sich einerseits schon durch Hochziehen der Spira bis zu betont trochospiralen Individuen mit vier Kammern im letzten Umgange die Entwicklung zu der im Mitteljura auftretenden *Gubkinella* an, welche echtes Plankton repräsentiert.

Der konservativere, flachspirale Formenzweig aber führt andererseits nach allmählicher Ausbildung fast kugeliger Kammern und einer deutlichen Mündungslippe in der tieferen Unterkreide zu *Hedbergella*, jenem fruchtbaren Planktongenus, das Ursprung jedes rotaliid gebauten Planktons werden sollte.

### Systematische Beschreibung der Fauna

Familie Astrorhizidae BRADY, 1881 Unterfamilie Rhizammininae RHUMBLER, 1895 Gattung Rhizammina BRADY, 1879

Rhizammina indivisa BRADY, 1884

(Taf. 1, Fig. 4)

1884 Rhizammina indivisa BRADY, S. 277, Taf. 29, Fig. 5-7.

1898 Rhizammina indivisa BRADY — CHAPMAN, S. 11, Taf. 2, Fig. 4.

1902 Rhizammina indivisa BRADY – EGGER, S. 15, Taf. 2, Fig. 17–19.

1908 Rhizammina indivisa BRADY - EGGER, S. 15, Taf. 7, Fig. 31.

1933 b Rhizammina indivisa BRADY - EICHENBERG, S. 168, Taf. 17, Fig. 11.

1936 Rhizammina indivisa BRADY - EICHENBERG, S. 2, Taf. 7, Fig. 9.

1957 Rhizammina indivisa Brady — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 14, Taf. 2, Fig. 30–31.

Beschreibung: Mittelgroße Bruchstücke des einfachen, unverzweigten, röhrenförmigen Gehäuses. Schalenwand ziemlich grobkörnig mit etwas weißem Bindemittel. Selten.

### Familie Saccamminidae BRADY, 1884 Unterfamilie Psammosphaerinae Häckel, 1894 Gattung Psammosphaera Schulze, 1875

Psammosphaera fusca Schulze, 1875

(Taf. 1, Fig. 1)

1875 Psammosphaera fusca Schulze, S. 113, Taf. 2, Fig. 8 (fide Ellis & MESSINA).
1884 Psammosphaera fusca Schulze — Brady, S. 249, Taf. 18, Fig. 1-8.
1928 Psammosphaera fusca Schulze — Franke, S. 8, Taf. 1, Fig. 3.
1951 Psammosphaera fusca Schulze — Bartenstein & Brand, S. 265, Taf. 1, Fig. 2.
1964 Psammosphaera fusca Schulze — Grün & etc., S. 247, Taf. 3, Fig. 3.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, kugelig, einkammerig, nachträglich eingedrückt, was die Ursache der großen, zentralen Delle ist. Keine Mundöffnung beobachtbar. Schale mittel- bis grobkörnig-sandig. Sehr selten.

Unterfamilie Hemisphaerammininae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 Gattung Hemisphaerammina LOEBLICH & TAPPAN, 1957

### Hemisphaerammina obstinata n. sp.

#### (Taf. 1, Fig. 6)

Derivatio nominis: Obstinatus (lat.) = eigensinnig.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 6.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0253.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Hemisphaerammina LOEBLICH & TAPPAN, 1957, mit folgenden Besonderheiten: Sehr grob agglutinierende Form mit unregelmäßig subsphärischer Kammer.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, derb, grob agglutinierend, aus einer einzigen unregelmäßig subsphärisch geformten Kammer ohne deutlich ausgebildeten Saum bestehend. Die für die Schalenausmaße beträchtlich großen Quarzkörner sind in etwas grauem Zement eingebettet. Keine Mundöffnung erkennbar. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Höhe 0,20 mm, Durchmesser 0,25 mm.

Beziehungen: Unsere Form unterscheidet sich durch die etwas mehr als halbkugelige Schale und das überaus grobe Korn der Gehäusewandung von allen bisher bekannten Arten dieser Gattung.

> Familie Ammodiscidae REUSS, 1862 Unterfamilie Ammodiscinae REUSS, 1862 Gattung Ammodiscus REUSS, 1862

### Ammodiscus incertus (ORBIGNY, 1839) (Taf. 1, Fig. 3)

1839 Operculina incerta ORBIGNY, S. 49, Taf. 6, Fig. 16-17 (fide Ellis & MESSINA).

1884 Ammodiscus incertus Orbigny-Brady, S. 330, Taf. 38, Fig. 1-3.

1892 Ammodiscus incertus Orbigny-Chapman, S. 8, Taf. 6, Fig. 11.

1933 a Ammodiscus incertus Orbigny-Eichenberg, S. 3, Taf. 4, Fig. 4.

1964 Ammodiscus incertus (ORBIGNY)-KRISTAN-TOLLMANN, S. 32, Taf. 3, Fig. 1-2.

B e s c h r e i b u n g: Die kleinen, flachen, eng aufgerollten Gehäuse meist etwas verdrückt, Proloculus fast nie sichtbar, die zweite lange, nicht unterteilte, röhrenartige Kammer endet offen. Die Schale besteht aus feinen bis groben Sandkörnchen mit etwas hellgrauem Bindemittel. Selten.

#### Gattung Glomospira RZEHAK, 1885

### Glomospira saturniformis MAJZON, 1943 (Taf. 1, Fig. 2)

1943 Glomospira saturniformis MAJZON, S. 155, Taf. 2, Fig. 13.

1964 Glomospira saturniformis Majzon – Grün, Lauer, Niedermayr & Schnabel, S. 262, Taf. 5, Fig. 13.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, aus Proloculus und langer, ungeteilter, röhrenförmiger Kammer bestehend, deren offenes Ende die Mundöffnung darstellt. Diese zweite Kammer ist, eng und ohne wesentlich an Durchmesser zu gewinnen, in einer Richtung aufgerollt, nur die letzte Windung verläuft ungefähr senkrecht dazu und legt sich, hier allerdings bloß rudimentär, ringartig den älteren Umgängen an. Schale kieselig-feinstkörnig, schwach durchscheinend. Sehr selten.

### Gattung Discospirella n. gen.

Derivatio nominis: Der diskusförmigen Gestalt und der spiralen Aufrollung wegen so benannt.

Generotypus: Discospirella obscura n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, diskusförmig, einem vermuteten Proloculus folgt die lange, flache, nicht unterteilte Kammer mit gleichbleibendem Durchmesser, zunächst nach Art einer *Glomospira* aufgerollt, später jedoch sich in etwas unregelmäßigem Verlaufe davon lösend und senkrecht zu den vorhergehenden Windungen nun die Peripherie der Schale umschließend. Apertur das einfache, schmale Röhrenende. Schale feinstkörnig-sandig mit sehr viel weißem, kalkigem (?) Bindemittel.

B e z i e h u n g e n: Unsere Gattung steht *Glomospira* RZEHAK, 1885, sehr nahe, doch ist diese immer mehr oder weniger kugelig, die einzelnen Windungen treten infolge der deutlich vertieften Spiralnähte klar hervor, der Durchmesser der Wohnröhre wird mit zunehmendem Alter offensichtlich größer.

Glomospirella PLUMMER, 1945, kombiniert die Baupläne von Glomospira und Ammodiscus.

Abgesehen von der andersartigen Schalenbeschaffenheit unterscheidet die Gattung Usbekistania SULEYMANOV, 1960, noch das im Querschnitte anfangs kugelige, später planispirale Gehäuse, der bedeutende, in einer Ebene aufgewickelte Röhrenabschnitt und das Fehlen eines unregelmäßig angelegten Windungsstückes.

> Discospirella obscura n. sp. (Taf. 2, Fig. 8 a-c)

Derivatio nominis: Obscurus (lat.) = geheimnisvoll.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 8 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0254.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 3 Exemplare.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, annähernd diskusförmig. An Hand der Außenansichten und des Betrachtens bei Durchlicht erkennt man eine lange, schmale und flache, im Verlaufe des Wachstums nicht dicker werdende und anscheinend nicht unterteilte Röhre, die in hoher, im Querschnitte flach-elliptischer Spira aufgerollt ist. Diese wahrscheinlich einem kleinen Proloculus folgende Kammer löst sich dann gegen das Ende zu von dem regelmäßigen Bauplane, legt sich der einen Breitseite dicht in einer U-Schleife an, um dann auf der Höhe des Schalenrandes nochmals scharf abzuschwenken und diesen — senkrecht auf die bisher angelegten Windungen — mit etwas mehr als einem Umgange zu umfassen. Spiralsuturen sehr undeutlich und kaum oder nur wenig eingesenkt. Mund wahrscheinlich ursprünglich das offene Röhrenende, die zweigeteilte Apertur hier vielleicht durch nachträgliches Zusammendrücken während der Diagenese entstanden. Schale feinstkörnig agglutiniert mit sehr viel weißem, vermutlich kalkigem Zement. Sehr selten.

Maßedes Holotypus: Länge 0,30 mm, Breite 0,25 mm, Dicke 0,15 mm.

Unterfamilie Tolypammininae Cushman, 1928 Gattung Ammolagena EIMER & FICKERT, 1899

Ammolagena clavata (Jones & Parker, 1860) (Taf. 1, Fig. 5)

1860 Trochammina irregularis clavata JONES & PARKER, S. 304 (fide ELLIS & MESSINA). 1884 Webbina clavata JONES & PARKER — BRADY, S. 349, Taf. 41, Fig. 12–16. 1946 Ammolagena clavata (Jones & Parker) — Cushman, S. 19, Taf. 2, Fig. 6. 1964 Ammolagena clavata (Jones & Parker) — Kristan-Tollmann, S. 35, Taf. 3, Fig. 16.

B e s c h r e i b u n g: Das festsitzende Gehäuse besteht aus einem im Umriß eiförmigen Proloculus, der in eine lange, schlanke, am Ende abgebrochene Röhre übergeht. Die ehemals gewölbte, später sekundär flachgedrückte Schale ist zumeist fein agglutiniert mit reichlich hellgrauem Zement. Sehr selten.

> Familie Hormosinidae HÄCKEL, 1894 Unterfamilie Hormosininae HÄCKEL, 1894 Gattung Reophax MONTFORT, 1808

> > Reophax minuta TAPPAN, 1940 (Taf. 1, Fig. 7 und 9)

1940 Reophax minuta TAPPAN, S. 94, Taf. 14, Fig. 4.

1943 Reophax minuta TAPPAN, S. 480, Taf. 77, Fig. 4.

1950 Reophax minuta TAPPAN - DAM, S. 6, Taf. 1, Fig. 3.

1958 Reophax minutus TAPPAN — SZTEJN, S. 7, Fig. 2.

1962 Reophax minuta TAPPAN — Arbeitskreis . . ., S. 282, Taf. 39, Fig. 16.

1962 Reophax minuta TAPPAN, S. 132, Taf. 30, Fig. 10.

1964 Reophax eominutus KRISTAN-TOLLMANN, S. 28, Taf. 1, Fig. 15-19.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, aufrecht, Kammern subsphärisch, etwas breiter als hoch, mäßig an Größe gewinnend, nachträglich meist flachgedrückt. Suturen gerade, deutlich vertieft. Runde, einfache Mundöffnung auf kurzem Halse ruhend. Bei den gequetschten Exemplaren ist sie sekundär zu schmalem Spalt zusammengepreßt. Schale mittel- bis grobkörnig mit hellgrauem Zement. Sehr selten.

### Familie Nouriidae Chapman & Parr, 1936 Gattung Nouria Heron-Allen & Earland, 1914

Nouria tenera n. sp. (Taf. 1, Fig. 8 a-c)

Derivatio nominis: Tenerus (lat.) = zart.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 8 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0255.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Mehrere Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Nouria HERON-ALLEN & EAR-LAND, 1914, mit folgenden Besonderheiten: Schale aus sehr feinem Material mit viel weißem, höchstwahrscheinlich kalkigem Bindemittel aufgebaut. B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und schmal. Schalenränder rund. Die wenigen sackförmigen, stark überlappenden und rasch an Größe gewinnenden Kammern zuerst in einer für gewisse Vertreter der *Polymorphinidae* charakteristischen Spira, dann mehr oder weniger deutlich zweizeilig angeordnet. Suturen ein wenig vertieft, aber meist erst bei Aufhellen sichtbar. Mundöffnung oval, endständig betont und von schmalem, aber klar von der übrigen Kammer zu unterscheidendem Rande umgeben. Schale feinstkörnig-sandig mit viel weißem, kalkigem (?) Bindemittel. Selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Breite 0,15 mm, Dicke 0,10 mm.

B e m e r k u n g e n: Die Gattung war bisher nur rezent und fraglich aus dem Eozän bekannt. Von der sehr groben Schalenkonsistenz abgesehen, treffen aber doch alle kennzeichnenden Merkmale für unsere Exemplare zu, weshalb der Verfasser nicht zögert, sie hieher einzuordnen.

> Familie Rzehakinidae Cushman, 1933 Gattung Miliammina Heron-Allen & Earland, 1930

> > Miliammina procera n. sp. (Taf. 2, Fig. 4 a-b)

Derivatio nominis: Procerus (lat.) = schlank. Holotypus: Taf. 2, Fig. 4 a—b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0256.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 3 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Miliammina* HERON-ALLEN & EARLAND, 1930, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse schlank und an beiden Gehäuseenden spitz zulaufend.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank, von beinahe dreieckigem Querschnitte. Kammern eng, röhrenförmig, etwas gekrümmt, nur wenig die älteren übergreifend, fast genau immer nur eine Schalenhälfte einnehmend, so daß diese an beiden Enden merklich spitz zuläuft. Kammern nehmen mäßig an Größe zu und sind regelrecht quinqueloculin angeordnet. Auf der einen Seite stets vier, auf der anderen drei Kammern sichtbar. Suturen ziemlich deutlich, kaum vertieft. Endkammer zur zahnlosen, runden Mundöffnung etwas hochgezogen. Schale feinstkörnig agglutiniert. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,60 mm, Durchmesser 0,25 mm.

Beziehungen: Aus der Oberkreide des Vermilion-Gebietes, Kanada, gibt NAUSS 1947 *M. sproulei* an, der unserer Form am nächsten kommt, doch weist jene rascheres Größenwachstum der älteren Kammern, stumpfe Gehäuseenden, da die Kammern mehr als den halben Umfang der Schale ausmachen, und weiters beinahe kein Übergreifen der Kammern auf ältere Gehäuseteile auf.

*M. manitobensis* WICKENDEN, 1932, aus der Oberkreide der Prärie-Provinzen Kanadas beschrieben, ist derber, plumper und an der Basis stumpf.

Aus ähnlichen Gründen ist die rezent auftretende *M. earlandi* LOEB-LICH & TAPPAN, 1955, von unserer Art abzutrennen.

### Familie Lituolidae BLAINVILLE, 1825 Unterfamilie Haplophragmoidinae MAYNC, 1952 Gattung Haplophragmoides CUSHMAN, 1910

Haplophragmoides concavus (CHAPMAN, 1892) (Taf. 2, Fig. 7 a-c)

1892 Trochammina concava CHAPMAN, S. 327, Taf. 6, Fig. 14.

1940 Haplophragmoides concava (CHAPMAN) — TAPPAN, S. 95, Taf. 14, Fig. 7.

1943 Haplophragmoides concava (CHAPMAN) — TAPPAN, S. 481, Taf. 77, Fig. 7.

- 1950 Haplophragmoides concava (CHAPMAN) DAM, S. 9, Taf. 1, Fig. 5.
- 1951 Haplophragmoides concavus (CHAPMAN) BARTENSTEIN & BRAND, S. 268, Taf. 1, Fig. 24-25.
- 1957 Haplophragmoides concavus (CHAPMAN) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 16, Taf. 2, Fig. 36.

1958 Haplophragmoides concavus (CHAPMAN) — SZTEJN, S. 11, Fig. 12.

1966 Haplophragmoides concavus (CHAPMAN) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 138, Taf. 1, Fig. 64-71, 76-78.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, zierlich, planispiral aufgerollt, sekundär immer verdrückt und flachgequetscht. Gerundete Peripherie, Kammernähte vertieft und deutlich. Apertur ein schmaler, etwas nach einer Seite hin verschobener Spalt an der Basis der Stirnwand der Endkammer. Schale fein- bis mittelkörnig mit etwas Zement. Sehr selten.

### Haplophragmoides latidorsatus (BORNEMANN, 1855)

(Taf. 2, Fig. 2 a—c)

1855 Nonionina latidorsata BORNEMANN, S. 339, Taf. 16, Fig. 4 (fide Ellis & Messina).

1892 Haplophragmium latidorsatum BORNEMANN — CHAPMAN, S. 5, Taf. 5, Fig. 12.

1925 Haplophragmoides latidorsatum BORNEMANN — FRANKE, S. 81, Taf. 7, Fig. 4.

1928 Haplophragmoides latidorsatum BORNEMANN — FRANKE, S. 170, Taf. 15, Fig. 17.

1933 a Haplophragmoides latidorsatum BORNEMANN — EICHENBERG, S. 20, Taf. 1, Fig. 7 bis 8.

1950 Haplophragmoides cf. latidorsatum (BORNEMANN) — DAM, S. 9, Taf. 1, Fig. 6.

1965 Haplophragmoides sp. 1 NEAGU, S. 4, Taf. 2, Fig. 3.

Beschreibung: Gehäuse klein, derb, von fast kreisförmigem Umrisse, planispiral aufgerollt, sekundär etwas verdrückt. Breiter, gerundeter Außenrand, Suturen infolge des groben Kornes undeutlich und nur wenig vertieft. Sechs Kammern unterscheidbar. Mundöffnung enger, an der Basalnaht der Endkammer gelegener, durch den schlechten Erhaltungszustand kaum wahrnehmbarer Schlitz. Schale grobkörnig agglutinierend mit wenig Bindemittel. Sehr selten.

> Unterfamilie Lituolinae BLAINVILLE, 1825 Gattung Ammobaculites CUSHMAN, 1910

> > Ammobaculites amabilis n. sp. (Taf. 2, Fig. 3)

Derivatio nominis: Amabilis (lat.) = liebenswert.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 3.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0257.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 7 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Ammobaculites CUSHMAN, 1910, mit folgenden Besonderheiten: Schale hauptsächlich aus organischem Material, vorwiegend kleinen Gehäusen von Hedbergella, aufgebaut.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, unregelmäßig geformt. Der großen, manchmal genabelten Spira sitzt bloß ein kurzer, gerader Schalenteil auf. Diese Art agglutiniert in erster Linie kleine Gehäuse von *Hedbergella*, sehr selten gelangt noch anderes organisches Material zur Verwendung. Mäßig vorhandener, hellgrauer Zement festigt das Gebilde, dessen Suturen aber nur sehr unklar in Erscheinung treten. Gehäusequerschnitt flachoval bis rundlich. Mündung nicht erkennbar. Selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,80 mm, Breite 0,45 mm, Dicke 0,25 mm.

B e zieh ungen: Ammobaculites testacea TAPPAN, 1940, aus der Grayson-Formation (Unterkreide) von Nordtexas weicht deutlich von der vorliegenden Art ab: Der kleinen, sandig-körnigen Spira mit klaren Suturen folgt der uniseriale Gehäuseteil mit vielen agglutinierten Foraminiferenschalen und undeutlichen Nähten.

> Ammobaculites germanicus n. sp. (Taf. 2, Fig. 1)

1951 Ammobaculites sp. 1 BARTENSTEIN & BRAND, S. 270, Taf. 2, Fig. 39; Taf. 12 A, Fig. 338.

Derivatio nominis: Germanicus (lat.) = deutsch.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 1.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0258.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Ammobaculites CUSHMAN, 1910, mit folgenden Besonderheiten: Sehr grob agglutinierende Form mit unregelmäßigem Umriß.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, sehr grob agglutinierend, vornehmlich kleine Gesteinstrümmer, vereinzelt auch winzige Foraminiferenschalen einbeziehend. Infolge des derben Baumaterials (mit sehr wenig hellgrauem Bindemittel dazwischen) Umrisse und Oberfläche dieser Form sehr unregelmäßig und die Nähte kaum oder an Stellen geringer Einschnürung nur mühevoll feststellbar. Der kleinen, oft nicht unterscheidbaren Spira schließt sich ein mitunter recht langer, gestreckter Gehäuseabschnitt an. Schalen plattgedrückt, die Mundöffnung nicht erkennbar. Selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,80 mm, Breite 0,45 mm, Dicke 0,15 mm.

B e z i e h u n g e n: Diese Art dürfte mit jener von BARTENSTEIN & BRAND, 1951, als Ammobaculites sp. 1 beschriebenen Form aus dem nordwestdeutschen Valendis ident sein. Ammobaculites albertensis hinesensis STELCK & WALL, 1955, aus dem oberen Cenoman der Kaskapau-Formation in Kanada angeführt, unterscheidet sich durch die trotz Grobkörnigkeit erhaltene regelmäßige Gestalt, den bedeutenden Zementanteil und die genabelte Spira. Auch Ammobaculites latogranifer KRISTAN-TOLLMANN, 1964, aus dem österreichischen Rhät, läßt trotz groben Baumaterials infolge deutlich eingesenkter Nähte und schön ausgebildeter Spira gut die einzelnen Gehäuseabschnitte erkennen.

### Ammobaculites reophacoides BARTENSTEIN, 1952

#### (Taf. 2, Fig. 5)

1952 Ammobaculites reophacoides BARTENSTEIN, S. 307, Taf. 1.

1961 Ammobaculites reophacoides Bartenstein — Flandrin, Moullade & Porthault, S. 215, Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 1.

1962 Ammobaculites reophacoides BARTENSTEIN — Arbeitskreis . . ., S. 279, Taf. 36, Fig. 9; Taf. 39, Fig. 17.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein mit unterdrückter, kaum erkennbarer Spira. Alle Kammern des gestreckten Gehäuseteiles gleich groß, doppelt breit wie hoch. Nahtstellen durch Einschnürungen angedeutet, sonst undeutlich. Mundöffnung terminal, meist etwas vorgezogen. Gehäusewände ziemlich grob agglutiniert, zwischen den Quarzkörnchen nicht geringer Zementanteil. Sehr selten.

#### Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN & ALEXANDER, 1930

#### (Taf. 2, Fig. 6)

- 1930 Ammobaculites subcretacea Cushman & Alexander, S. 6, Taf. 2, Fig. 9–10 (fide Ellis & Messina).
- 1937 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Albritton, S. 20, Taf. 4, Fig. 3-4.
- 1946 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Cushman, S. 23, Taf. 3, Figur 18—20.
- 1947 Ammobaculites humei NAUSS, S. 333, Taf. 48, Fig. 1.
- 1949 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Loeblich & Tappan, S. 251, Taf. 46, Fig. 9—13.
- 1950 Ammobaculites subcretacea Cushman & Alexander Dam, S. 10, Taf. 1, Fig. 7.
- 1952 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Bartenstein, S. 319, Taf. 1, Fig. 8; Taf. 2, Fig. 1—9; Taf. 7, Fig. 11.
- 1957 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 17, Taf. 2, Fig. 32–33.
- 1958 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Skolnick, S. 282, Taf. 37, Fig. 4.
- 1958 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Sztejn, S. 13, Fig. 17, 19.
- 1963 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Crespin, S. 43, Taf. 10, Figur 13—14.
- 1965 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Neagu, S. 5, Taf. 1, Fig. 4 bis 6.
- 1966 Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 139, Taf. 1, Fig. 3—5.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, sekundär etwas flach gedrückt, mit gut entwickelter, schwach genabelter Spira (bis vier Kammern). Der gestreckte Teil umfaßt drei bis vier nur wenig an Größe zunehmende, doppelt breite wie hohe Kammern. Suturen undeutlich, nur an schwachen Einschnürungen erkennbar. Lage der Mundöffnung nicht sonderlich betont. Eckige, gröbere Quarzkörnchen, durch etwas hellgrauen Zement verbunden, bauen die Schale auf. Sehr selten.

## Familie Textulariidae Ehrenberg, 1838 Unterfamilie Textulariinae Ehrenberg, 1838 Gattung Textularia Defrance, 1824

### Textularia chapmani LALICKER, 1935 (Taf. 3, Fig. 3)

1892 Textularia conica CHAPMAN (non ORBIGNY), S. 11, Taf. 6, Fig. 20. 1935 Textularia chapmani LALICKER, S. 13, Taf. 2, Fig. 8—9 (fide ELLIS & MESSINA). 1950 Textularia chapmani LALICKER — DAM, S. 11, Taf. 1, Fig. 10. 1965 Textularia chapmani LALICKER — NEAGU, S. 5, Taf. 1, Fig. 20.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein und derb, sekundär flachgedrückt. Schalenrand basal gerundet, im jüngeren Abschnitte rund. Kammern sehr breit, wenig hoch ,die beiden letzten etwas aufgebläht. Suturen deutlich, gerade bis leicht gebogen, gering vertieft. Apertur halbkreisförmiger Schlitz an der Basis der Endkammer. Gehäuse fein- bis grobkörnig-sandig, mit hellgrauem Zement. Sehr selten.

### Textularia foeda REUSS, 1846 (Taf. 3, Fig. 4)

1846 Textularia foeda REUSS, S. 109, Taf. 43, Fig. 12–13. 1962 Textularia foeda REUSS – Arbeitskreis, S. 270, Taf. 37, Fig. 10; Taf. 39, Fig. 19.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schmal und zierlich, nachträglich deformiert. Schalenränder abgerundet. Kammern nur wenig breiter als hoch, bauchig. Nähte deutlich, gerade und eingesenkt. Mundspalte an der Basis der Innenseite der Endkammer infolge des schlechten Erhaltungszustandes nicht erkennbar. Gehäuse fein- bis grobkörnig agglutinierend, weißes Bindemittel gering vorhanden. Sehr selten.

# Familie Trochamminidae Schwager, 1877 Unterfamilie Trochammininae Schwager, 1877 Gattung Tritaxis Schubert, 1921

Tritaxis fusca (WILLIAMSON, 1858) (Taf. 3, Fig. 9 a-c)

1858 Rotalina fusca WILLIAMSON, S. 55, Taf. 5, Fig. 114-115 (fide Ellis & MESSINA).

1884 Valvulina fusca Williamson — Brady, S. 392, Taf. 49, Fig. 13—14. 1892 Valvulina fusca Williamson — Chapman, S. 754, Taf. 11, Fig. 12.

1951 Valvulina fusca (Williamson) — Bartenstein & Brand, S. 277, Taf. 4, Fig. 79; Taf. 16, Fig. 13—14.

1956 Valvulina fusca (WILLIAMSON) — BARTENSTEIN, S. 514, Taf. 3, Fig. 61.

1966 Valvulina fusca (Williamson) — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 145, Taf. 1, Fig. 72–75.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, von fast kreisförmigem Umrisse. Das vorliegende Exemplar war festgewachsen. Kammern des Jugendstadiums leicht trochospiral und regelmäßig angeordnet, später gewinnen sie sehr an Breite und umfassen sichelartig jeweils mehr als den halben Schalenumfang. Kammerabfolge dorsal gut zu beobachten, ventral ist das Gehäuse aufgebrochen, so daß auch hier deren Verlauf noch einigermaßen festzustellen ist. Suturen ziemlich deutlich und etwas eingesenkt. Schale mittelkörnig agglutiniert und von mäßig breitem Saume umgeben, der die Anheftungsnaht verdeckte. Ungefähr in der Mitte der Endkammer zeigt dieser Rand eine kleine Ausstülpung, durch die die nicht mehr erhaltene Mündung auf der Ventralseite mit der Außenwelt in Verbindung stand. Sehr selten.

## Familie Ataxophragmiidae SCHWAGER, 1877 Unterfamilie Verneuilininae Cushman, 1911 Gattung Verneuilina Orbigny, 1839

Verneuilina variabilis BRADY, 1884 (Taf. 3, Fig. 2)

1884 Verneuilina variabilis BRADY, S. 385, Taf. 47, Fig. 21–24. 1892 Verneulina variabilis BRADY – CHAPMAN, S. 12, Taf. 6, Fig. 25.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, triserial durchaus, dreieckiger Umriß, an den Nahtstellen nur gering eingezogen, im Querschnitte ebenfalls dreieckig mit stark konkaven Seitenflächen. Schalenränder augenfällig vorspringend, jedoch gerundet. Kammern verhältnismäßig rasch größer werdend, breiter als hoch, flach. Nähte im älteren Teile nicht erkennbar, im übrigen Gehäuse mehr oder weniger deutlich, etwas vertieft und von der Mitte schief nach unten hinziehend. Mündungsregion unklar. Schale grob agglutiniert mit sehr wenig weißem Zement. Sehr selten.

#### Gattung Gaudryina Orbigny, 1839

### Gaudryina dispansa CHAPMAN, 1892 (Taf. 3, Fig. 7)

#### 1892 Gaudryina dispansa CHAPMAN, S. 753, Taf. 11, Fig. 10.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß und derb. Alle angetroffenen Exemplare flachgedrückt. Kammern subsphärisch und mäßig an Größe zunehmend. Nähte tief versenkt und ziemlich deutlich. Mundöffnung ein einfacher Schlitz. Schale feinkörnig-sandig mit viel Zement. Sehr selten.

### Gattung Spiroplectinata CUSHMAN, 1927

# Spiroplectinata annectens (PARKER & JONES, 1863)

### (Taf. 3, Fig. 1)

1863 Textularia annectens PARKER & JONES, S. 92, Fig. 1 (fide ELLIS & MESSINA).

1892 Spiroplecta annectens PARKER & JONES - CHAPMAN, S. 750, Taf. 11, Fig. 3.

1899 Spiroplecta annectens (PARKER & JONES) - CHAPMAN, S. 58, Fig. 4.

1950 Spiroplectinata annectens (PARKER & JONES), pars - DAM, S. 13, Taf. 1, Fig. 14.

1951 Bigenerina complanata (REUSS), pars - NOTH, S. 34, Taf. 2, Fig. 11.

1959 Spiroplectinata annectens (PARKER & JONES) — GRABERT, S. 12, Taf. 1, Fig. 10–12; Taf. 2, Fig. 36–38; Taf. 3, Fig. 77–86.

1961 Spiroplectinata annectens Parker & JONES — FLANDRIN, MOULLADE & PORTHAULT, S. 216, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 5.

1965 Spiroplectinata annectens (PARKER & JONES) - NEAGU, S. 6, Taf. 2, Fig. 19.

11

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und zierlich, etwas durchscheinend. Kurzes, kleines, triseriales Stadium, dem ein breit abgeflachter, biserialer Schalenabschnitt folgt. Die langsam an Größe zunehmenden Kammern nahezu rechteckig, leicht eingesunken, grau, von den schwach vertieften, schräg nach unten verlaufenden, hellweißen Nähten deutlich begrenzt. Der biseriale Teil umfaßt zehn bis elf Kammern, was den Ergebnissen der variationsstatistisch untermauerten, phylogenetischen Untersuchungen von B. GRABERT 1959 der Entwicklungshöhe dieser Art während des höheren Mittel-Alb entspricht. Der letzten Kammer des zweizeiligen Stadiums schließt dann noch ein besonders auffälliges, uniseriales, geradegestrecktes an, dessen subsphärisch gebauchte Kammern von Hälsen geschieden sind. Zwei bis fünf, in extremen Fällen sogar sechs Kammern bilden die einzeilige Kammerfolge. Die Mundöffnung ist das runde, offene Ende eines derartigen Halses. Schale aus winzigen Kalkkörnchen zusammengesetzt. Häufig.

### Spiroplectinata bettenstaedti GRABERT, 1959 (Taf. 4, Fig. 9)

1892 Spiroplecta complanata REUSS — CHAPMAN, S. 751, Taf. 11, Fig. 4.
1959 Spiroplectinata bettenstaedti GRABERT, S. 15, Taf. 1, Fig. 14—15; Taf. 2, Fig. 42—45; Taf. 3, Fig. 89—90.

Beschreibung: Gehäuse groß, schlank, schmal, manchmal etwas verdreht. Dem äußerst kleinen, triserialen Initialteile folgt ein bedeutender, bei den vorliegenden Exemplaren bis 26 Kammern beinhaltender, zweizeiliger Abschnitt, der die Schale beherrscht. Kammern grau, eckig-gerundet bis oval, nur wenig breiter als hoch, ein wenig eingesunken, schwach durchscheinend, von hellweißen, von der Mitte nach unten schräg ziehenden Nähten getrennt. Die Kammerzahl des biserialen Gehäuseteiles, sowie der prozentmäßige Anteil dieser Spezies innerhalb der im Rückstande vorkommenden Vertreter der Gattung Spiroplectinata verweisen auf höheres Mittel-Alb. Einzeilig aneinander gereihte Kammern höchst selten, vereinzelt eine, ausnahmsweise zwei Kammern dieser Bauart, bauchig aufgebläht und durch Hälse gesondert wie bei den anderen Spiroplectinata-Arten. Apertur bei den mit biserialem Stadium endenden Exemplaren eine runde Offnung im oberen Ende der letzten Kammer, selten gering betont; bei den uniserialen Kammern der runde, offene Hals. Schale agglutiniert feinkörnige Kalkkörnchen. Selten.

### Spiroplectinata complanata (REUSS, 1860) (Taf. 3, Fig. 5)

1860 Proroporus complanatus REUSS, S. 231, Taf. 12, Fig. 5.

1898 Textularia complanata Reuss - CHAPMAN, S. 13, Taf. 2, Fig. 7.

1950 Spiroplectinata annectens (PARKER & JONES), pars - DAM, S. 13, Taf. 1, Fig. 13.

1951 Bigenerina complanata (REUSS), pars - NOTH, S. 34, Taf. 2, Fig. 9-10.

1959 Spiroplectinata complanata (REUSS) — GRABERT, S. 14, Taf. 1, Fig. 13; Taf. 2, Fig. 39-41; Taf. 3, Fig. 87-88.

1961 Spiroplectinata complanata Reuss — FLANDRIN, MOULLADE & PORTHAULT, S. 216, Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 6.

1962 Spiroplectinata complanata (REUSS) — Arbeitskreis..., S. 293, Taf. 39, Fig. 12.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, schlank und schmal. Triseriales Stadium klein. Der flache, zweizeilige Abschnitt baut den größten Teil der Schale auf. Kammern grau, etwas durchscheinend, deutlich rechteckig (besonders die älteren) und gering eingesunken. Nähte leuchtend weiß und von der Mitte schief nach unten verlaufend. Die biseriale Kammerzahl beträgt 20 bis 22, was dem entwicklungsbedingten Bauplane der Art während dieses stratigraphischen Bereiches gleichkommt (B. GRABERT, 1959). Uniseriale Kammern sind dem eben besprochenen Gehäuseteile nicht selten angeschlossen, doch sind es nur ein bis zwei bauchig aufgeblasene, durch enge Hälse geschiedene. Mund das runde, offene Ende der letzten Kammer, bei einzeiligen Kammern die runde, offene, halsartige Verlängerung. Schale aus feinkörnigen Kalkkörnchen bestehend. Gemein.

#### Gattung Uvigerinammina MAJZON, 1943

Uvigerinammina triangula n. sp. (Taf. 3, Fig. 6 a-b)

Derivatio nominis: Triangulus (lat.) = dreieckig.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 6 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0259.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

11*

D i a g n o s e : Eine Art der Gattung *Uvigerinammina* MAJZON, 1943, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse im Querschnitte dreieckig, Kammern wenig bauchig.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank, zierlich, triserial, im Querschnitte dreieckig mit gerundeten Ecken. Die ziemlich rasch größer werdenden, ein wenig bauchigen Kammern liegen nicht in parallelen Reihen übereinander, sondern leicht verdreht, was diesen Genus von Verneuilina unterscheidet. Die deutlichen Suturen etwas vertieft, schmal und sehr schief. Die einfache, enge, elliptische Mundöffnung terminal gering hochgezogen. Schale fein- bis mittelkörnig agglutinierend, etwas helles Bindemittel. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Höhe 0,30 mm, Durchmesser 0,15 mm.

### Gattung Verneuilinoides LOEBLICH & TAPPAN, 1949

Verneuilinoides advenus (CUSHMAN, 1922) (Taf. 3, Fig. 8 a—b)

#### 1922 Verneuilina advena CUSHMAN, S. 141 (fide Ellis & MESSINA).

B e s c h r e i b u n g: Das triseriale Gehäuse sehr klein, kurz, mit gerundetem Umrisse. Die subsphärisch aufgeblähten Kammern nehmen deutlich an Größe zu. Nähte etwas vertieft und ziemlich klar ersichtlich. Die halbkreisförmige Mundspalte an der inneren Kammerbasis. Schale grob agglutiniert. Sehr selten.

> Unterfamilie Globotextulariinae Cushman, 1927 Gattung Globotextularia EIMER & FICKERT, 1899

> > Globotextularia parva n. sp.

(Taf. 4, Fig. 2 a-c)

Derivatio nominis: Parvus (lat.) = klein.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 2 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0260.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

D i a g n o s e: Eine Art der Gattung *Globotextularia* EIMER & FICKERT, 1899, mit folgenden Besonderheiten: Niedrige Spira mit bloß drei Kammern in der letzten Windung.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, äußerst niedrig trochospiral, wobei den letzten Umgang drei Kammern bilden. Kammern aufgebläht, subsphärisch, rasch an Größe zunehmend. Suturen ziemlich deutlich, etwas versenkt. Die kleine, einfach bogenförmige Apertur an der Kammerbasis. Schalenwände recht grob agglutiniert mit wenig Bindemittel. Sehr selten.

Maßedes Holotypus: Höhe 0,20 mm, Durchmesser 0,20 mm.

B e z i e h u n g e n: *G. anceps* (BRADY), 1884, ist hoch trochospiral und weist vier Kammern in der Endwindung auf. Unsere Art ist der erste fossile Nachweis der bis jetzt nur rezent bekannt gewesenen Gattung.

#### Gattung Arenobulimina CUSHMAN, 1927

# Arenobulimina preslii (REUSS, 1846)

(Taf. 4, Fig. 3)

1846 Bulimina preslii REUSS, S. 38, Taf. 13, Fig. 72. 1851 Bulimina presli REUSS, S. 39, Taf. 3, Fig. 10. 1892 Bulimina presli REUSS - CHAPMAN, S. 755, Taf. 12, Fig. 4.

1902 Bulimina preslii REUSS - EGGER, S. 52, Taf. 15, Fig. 56.

1925 Bulimina preslii Reuss - FRANKE, S. 24, Taf. 2, Fig. 16.

1928 Bulimina preslii REUSS - FRANKE, S. 156, Taf. 14, Fig. 15.

1951 Arenobulimina presli (REUSS) — Noth, S. 38, Taf. 5, Fig. 6.

1953 Arenobulimina preslii (REUSS) – HAGN, S. 22, Taf. 2, Fig. 4.

1962 Arenobulimina preslii (REUSS) - Arbeitskreis ..., S. 290, Taf. 41, Fig. 5.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, eiförmig. Schale fein, seltener gröber agglutiniert mit glänzender Oberfläche, tri- bis polyserial aufgewunden. Jüngste Kammer groß und aufgebläht, die Mündung in ihrer Innenseite eingebettet. Die Nähte sind deutlich vertieft. Selten.

### Gattung Dorothia Plummer, 1931

#### Dorothia filiformis (Berthelin, 1880)

#### (Taf. 4, Fig. 4)

1880 Gaudryina filiformis BERTHELIN, S. 25, Taf. 1, Fig. 8.
1884 Gaudryina filiformis BERTHELIN — BRADY, S. 380, Taf. 46, Fig. 12.
1892 Gaudryina filiformis BERTHELIN — CHAPMAN, S. 752, Taf. 11, Fig. 7.
1902 Gaudryina filiformis BERTHELIN — EGGER, S. 38, Taf. 4, Fig. 23—24.
1951 Gaudryina cf. filiformis BERTHELIN — NOTH, S. 36, Taf. 4, Fig. 11.
1953 Dorothia filiformis (BERTHELIN) — HAGN, S. 25, Taf. 2, Fig. 18.
1963 Dorothia filiformis (BERTHELIN) — CRESPIN, S. 58, Taf. 16, Fig. 8.
1965 Dorothia filiformis (BERTHELIN) — NEAGU, S. 10, Taf. 2, Fig. 24.
1966 Dorothia filiformis (BERTHELIN) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 144, Taf. 1, Fig. 43.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein und zart. Bei dem flachgequetschten, schlechten Erhaltungszustande der ohnehin bloß schwach entwickelte, trochospirale Anfang kaum unterscheidbar. Die Schale wird vom biserialen Anteile beherrscht. Deutliche Nähte, Mundöffnung nicht erkennbar. Gehäuse feinkörnig-sandig mit etwas Zement. Sehr selten.

#### Gattung Marssonella CUSHMAN, 1933

#### Marssonella cf. trochus (ORBIGNY, 1840)

#### (Taf. 4, Fig. 6)

1840 Textularia trochus Orbigny, S. 45, Taf. 4, Fig. 25-26 (fide Ellis & MESSINA).

1884 Textularia trochus Orbigny, pars — BRADY, S. 366, Taf. 43, Fig. 15-19.

1892 Textularia trochus Orbigny - Chapman, S. 10, Taf. 6, Fig. 18.

1902 Textularia trochus Orbigny - Egger, S. 28, Taf. 14, Fig. 27-28.

1953 Marssonella trochus (ORBIGNY) - HAGN, S. 24, Taf. 1, Fig. 30.

1957 Marssonella cf. trochus (Orbigny) — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 20, Taf. 3, Fig. 44–45.

1962 Marssonella cf. trochus (ORBIGNY) - Arbeitskreis ..., S. 283, Taf. 36, Fig. 12.

1965 Marssonella trochus (Orbginy) - NEAGU, S. 8, Taf. 1, Fig. 14-16.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, kegelförmig, Schalen sekundär flachgequetscht. Die biserial alternierenden Kammern sehr breit und niedrig, rasch an Größe zunehmend. Nähte ziemlich deutlich, etwas eingesenkt. Mundregion zerstört. Gehäuse fein- bis grobkörnig agglutinierend, sehr wenig Zement. Selten.

## Familie Fischerinidae MILLET, 1898 Unterfamilie Cyclogyrinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 Gattung Cyclogyra Wood, 1842

### Cyclogyra cretacea (REUSS, 1860) (Taf. 4, Fig. 7)

1860 Cornuspira cretacea REUSS, S. 177, Taf. 1, Fig. 1.
1862 Cornuspira cretacea REUSS, S. 34, Taf. 1, Fig. 10.
1891 Cornuspira cretacea REUSS — CHAPMAN, S. 10, Taf. 9, Fig. 11.
1902 Cornuspira cretacea REUSS — EGGER, S. 18, Taf. 22, Fig. 1-2.
1925 Cornuspira cretacea REUSS — FRANKE, S. 7, Taf. 1, Fig. 5.

B e s c h r e i b u n g: Kleine, flache, porzellanschalige, nachträglich noch verdrückte Gehäuse. Dem Proloculus schließt sich eine lange, nicht unterteilte, langsam an Durchmesser gewinnende Röhre an, die sich in dichten, mäßig übergreifenden Windungen der Anfangskammer ebenspiralig anschmiegt. Die Mundöffnung ist das offene Röhrenende.

Es finden sich aber auch Exemplare, deren erste Windungen den Proloculus in verschiedenen Ebenen umschließen und erst später die planispirale Aufrollung zeigen. Für eine Zuordnung dieser Formen zur Gattung *Gordiospira* HERON-ALLEN & EARLAND, 1932, fehlen jedoch alle anderen Kriterien. Selten.

> Familie Nubeculariidae Jones, 1875 Unterfamilie Nubeculariinae Jones, 1875 Gattung Nubecularia Defrance, 1825

> > Nubecularia concava n. sp. (Taf. 4, Fig. 1 a-b)

Derivatio nominis: Concavus (lat.) = hohl. Holotypus: Taf. 4, Fig. 1 a—b.

Aufbewahrung: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0261. Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland. Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb. Material: 1 Exemplar. D i a g n o s e: Eine Art der Gattung Nubecularia Defrance, 1825, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuseränder sehr steil hochgezogen, betonte Mündungsregion.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, festgewachsen. In der Aufsicht läßt sich der Kammerverlauf gut festhalten, da die Kammern ihrer Dünnwandigkeit wegen relativ leicht ausgenommen werden können. Die älteste, sichtbare Kammer sehr unregelmäßig geformt, es besteht daher die Möglichkeit, daß sich diese, wären noch einige Exemplare vorhanden, beim Schleifen in weitere Kammern aufgliedern ließe. Die drei anschließend beobachtbaren Kammern retortenförmig, das heißt, vorerst knollig-bauchig aufgebläht, um dann in einer mehr oder weniger langen, sich stark verschmälernden Röhre die Verbindung zur nächsten herzustellen. Keine Septen. Windung leicht trochospiral, doch wendet sich bereits die letzte Kammer davon ab, deren runde, einfache Mündung auf schräg nach oben weisender, röhrenartiger Verlängerung liegt. Die Kammern gewinnen mäßig an Größe. Die Gehäuseränder sehr steil, aber ungleich hochgezogen, scharfkantig. Teilweise ist noch ein kalkig-feinkörniger Saum, der die Anheftungsnaht verhüllte, erhalten. Schale kalkig, weiß, imperforiert. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,45 mm, Breite 0,30 mm, Höhe 0,20 mm.

### Nubecularia triloculina DAM, 1948 (Taf. 4, Fig. 8)

1948 Nubecularia triloculina DAM, S. 178 (fide ELLIS & MESSINA).

1950 Nubecularia triloculina DAM, S. 19, Taf. 1, Fig. 22.

1962 Nubecularia triloculina DAM — ADAMS, S. 160, Taf. 21, Fig. 7—11; Taf. 23, Fig. 2-3; Textfig. 1 A-C.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, ursprünglich festgewachsen, aber für gewöhnlich lose im Rückstande anzutreffen. Proloculus annähernd kugelig, die zweite röhrenförmige Kammer umgibt ihn bis zu mehr als einem Umgange, die übrigen haben die Gestalt einer Retorte, sind durch keine Septa getrennt und zunächst ebenspiralig angeordnet. Später aber werden die Windungen etwas unregelmäßig und nicht mehr ganz planispiral. Kammern auf der Anheftungsseite sehr gut zu beobachten, wo sie bloß von einer dünnen Wand, welche öfters auch beschädigt ist, bedeckt sind. Auf der Oberfläche ist nur andeutungsweise der letzte aus drei bis vier Kammern zusammengesetzte Umgang zu erkennen. Größenzuwachs der Kammern augenfällig, bisweilen im adulten Stadium rückschreitend. Schale kalkig, weiß, imperforiert, nimmt vereinzelt winzige Sandkörner in den Gehäusebau auf. Mundöffnung das einfache, offene Ende der vom knollig-bauchigem Teile zu einer schlanken, immer schmaler werdenden Röhre sich verlängernden Kammer. Sehr selten.

#### Gattung Nubeculinella CUSHMAN, 1930

### Nubeculinella bigoti CUSHMAN, 1930 (Taf. 5, Fig. 3 und 4)

1930 Nubeculinella bigoti CUSHMAN, S. 134, Taf. 4, Fig. 2–3 (fide Ellis & MESSINA). 1962 Nubeculinella bigoti CUSHMAN – ADAMS, S. 162, Taf. 22, Fig. 1–7; Textfig. 1D, F, G.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, doch immer nur in Fragmenten vorliegend, festgewachsen. Dem halbkugeligen Proloculus schließen sich bis zu drei weitere Kammern in einem Umgange an. Die nächsten lösen sich von der Windung und verlaufen uniserial mehr oder minder unregelmäßig über die Fläche ihres Standobjektes. Diese Kammern zeigen birnenförmige bis leicht irreguläre Umrisse, wachsen entweder unmittelbar aufeinander an oder sind durch halsartige Verengungen der Schalen mit den folgenden verbunden. Zunächst vergrößern sich die Dimensionen der Kammern sichtlich, um dann gleichzubleiben. Keine Trennwände. Mundöffnung undeutlich, das etwa halbkreisförmige, offene Kammerende. Schale kalkig, weiß, imperforiert. Selten.

> Unterfamilie Spiroloculininae WIESNER, 1920 Gattung Spiroloculina ORBIGNY, 1826

> > Spiroloculina exigua n. sp. (Taf. 4, Fig. 5)

Derivatio nominis: Exiguus (lat.) = unscheinbar.

Holotypus: Taf. 4, Fig. 5.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0262.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Spiroloculina Orbigny, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse sehr flach mit wenigen sehr dünnen, stark gebogenen, einander nicht übergreifenden Kammern.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, sehr flach, von breit-ovalem Umrisse. Schalenrand betont bis scharf gewinkelt, aber nicht gekielt. Der runden Initialkammer folgen wenige spiroloculin angeordnete weitere Kammern, die zwar breit, aber sehr dünn und stark geschwungen sind und einander nicht übergreifen. Größenwachstum rasch. Kammern grau, die versenkten, relativ breiten Nähte jedoch hellweiß. Basales Gehäuseende stumpf, Mündung endständig, vorgezogen, infolge der geringen Kammerdicke nur ein schmaler Schlitz ohne beobachtbaren Zahn. Schale porzellanig-kalkig, imperforiert und glatt. Sehr selten. Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Breite 0,25 mm, Dicke 0,05 mm.

B e z i e h u n g e n: Unserer Form am nächsten steht wohl die aus der östlichen Adria gemeldete, rezent lebende *S. carinata* WIESNER, 1923, doch unterscheiden sie der gekielte Gehäuserand und die stark einander überlappenden Kammern.

Eine gewisse Ähnlichkeit besteht auch noch mit S. fissistomata GRZYBOWSKI, 1901, doch sind die Kammern der in der Oberkreide oder Alttertiär der Krakauer Umgebung erstmals gefundenen Spezies neben dem gekielten Gehäuse und dem Übergreifen der Kammern auch noch etwas aufgebläht.

S. nitida ORBIGNY, 1826 — rezent, französische Atlantikküste — zeigt schmale Kammern, einen wahrscheinlich gerundeten Schalenrand (die Zeichnung ist ungenügend, Originalbeschreibung existiert nicht) und größere Kammerzahl.

### Spiroloculina papyracea Burrows, Sherborn & Bailey, 1890 (Taf. 5, Fig. 8)

1890 Spiroloculina papyracea Burrows, Sherborn & Bailey, S. 551, Taf. 8, Fig. 1 (fide Ellis & Messina).

1950 Spiroloculina papyracea Burrows, Sherborn & Bailey - Dam, S. 18, Taf. 1, Fig. 19.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein und sehr flach, breit-ovaler Umriß. Fast kugeliger Proloculus, den pro Umgang immer zwei gegenüberstehende, in einer Ebene liegende, graue Kammern umschließen, deren Größenzunahme deutlich ist. Suturen hellweiß und ziemlich breit, unbetont. Schale basal etwas stumpf sich verengend, Mündung terminal, vorgezogen, das einfache, offene Kammerende; es war kein Zahn zu bemerken. Porzellanschalig, kalkig, imperforiert, glatt. Häufig.

### Unterfamilie Nodobaculariinae CUSHMAN, 1927 Gattung Nodobacularia RHUMBLER, 1895

Nodobacularia glomerosa (Солом, 1959) (Taf. 5, Fig. 10)

1959 Gymnesina glomerosa Солом, S. 16, Taf. 4, Fig. 1—8; Taf. 5, Fig. 1—10 (fide Ellis & Messina).

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, festgewachsen. Spiraler Anfangsteil bei dem einzig angetroffenen Individuum verdeckt oder verloren. Die Schale agglutiniert derart grobes Material, daß die Wände fast nur als schmale "Zementbänder" in Erscheinung treten. Die Endkammer bildet einen langen, schlanken Hals aus, das offene, runde, einfache Ende ist die Mundöffnung. Schale kalkig, weiß, imperforiert. Sehr selten.
Bemerkungen: G. COLOM's Beschreibung dieser infolge der Art ihres Schalenbaues natürlich sehr variablen Form aus rezenten Meeressedimenten an der Küste Mallorcas deckt sich völlig mit dem Aussehen unseres Exemplares.

### Nodobacularia nodulosa (CHAPMAN, 1891) (Taf. 5, Fig. 1 und 2)

1891 Nubecularia nodulosa CHAPMAN, S. 9, Taf. 9, Fig. 2.

1949 Pseudonubeculina nodulosa (CHAPMAN) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 670, Fig. 3-5.

1950 Nubeculina nodulosa (CHAPMAN) — DAM, S. 18, Taf. 1, Fig. 20.

1951 Pseudonubeculina nodulosa (Chapman) — Bartenstein & Brand, S. 278, Taf. 4, Fig. 82—84.

1965 Pseudonubeculina nodulosa (CHAPMAN) - NEAGU, S. 10, Taf. 2, Fig. 25-26.

Beschreibung: Gehäuse groß bis sehr groß, aber bloß fragmentär erhalten. Schale festgewachsen, im jüngsten Abschnitte jedoch zumeist bereits frei. Der runde, kleine Proloculus wird von zwei bis drei in einem Umgange eng um ihn gewundenen Kammern umgeben, die aber äußerlich nur schwer voneinander zu unterscheiden sind. Ihre Größe wächst langsam. Das übrige Gehäuse setzt sich aus einer Reihe uniserial angeordneter, etwa birnenförmiger, im älteren Teile durch dickere, im jüngeren durch schlanke Hälse untereinander verbundener Kammern zusammen, die gegenüber dem spiralen Initialabschnitte sprunghaft an Größe zugenommen haben, aber dann kaum mehr größer werden. Schale kalkig, weiß, imperforiert, bindet gelegentlich kleine Sandkörner. Unregelmäßigkeiten ihrer Oberfläche deuten auf diese Fremdkörper hin, wo sie verlorengegangen sind. Apertur bei den festsitzenden Kammern ein einfacher, auf der der Anheftungsfläche gegenüberliegenden Wand gebogener Spalt. Bei den freien Kammern bildet das offene, annähernd runde Ende des ungleich abschwellenden Halses die Mundöffnung. Gemein.

# Nodobacularia tibia (Jones & Parker, 1860) (Taf. 5, Fig. 6)

1860 Nubecularia lucifuga tibia Jones & Parker, S. 455, Taf. 20, Fig. 48-51 (fide Ellis & Messina).

1884 Nubecularia tibia Jones & Parker - Brady, S. 135, Taf. 1, Fig. 1-4.

1902 Nubecularia tibia PARKER & JONES - EGGER, S. 20, Taf. 2, Fig. 34.

1962 Nubeculinella tibia (Jones & Parker) — Adams, S. 164, Taf. 23, Fig. 4–5, 10–13; Textfig. 1 E.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, doch davon nur einzelne Kammern überliefert. Der gewundene Initialteil konnte in dieser Foraminiferengemeinschaft nicht entdeckt werden. Die Kammern proximal weit, bauchig, gehen allmählich in eine lange, enge Röhre über, die ohne Septum in den aufgeblähten, von einem schmalen Saume umgürteten Teile der nächsten Kammer mündet. Das einfach offene, runde Ende der jüngsten Kammer stellt die Apertur dar. Schale kalkig, weiß, imperforiert. Sehr selten.

# Familie Miliolidae Ehrenberg, 1839 Unterfamilie Quinqueloculininae Cushman, 1927 Gattung Quinqueloculina Orbigny, 1826

Quinqueloculina antiqua (FRANKE, 1928) (Taf. 5, Fig. 5 a-b)

1928 Miliolina (Quinqueloculina) antiqua FRANKE, S. 126, Taf. 11, Fig. 26. 1950 Quinqueloculina antiqua (FRANKE) — DAM, S. 17, Taf. 1, Fig. 18. 1962 Sigmoilina? antiqua (FRANKE) — Arbeitskreis ..., S. 296, Taf. 39, Fig. 13–14.

Beschreibung: Gehäuse klein, von unregelmäßig dreieckigem Querschnitte und breit-ovalem Umrisse. Schalenränder deutlich, aber abgerundet. Kammern etwas eingedellt und grau, während die ziemlich breiten Nähte ein wenig gewölbt und leuchtend weiß sind. Die Kammern umfassen ihre Vorgänger kaum, so daß auf der einen Seite bis zu sechs, auf der anderen vier sichtbar sind. Apertur der letzten Kammer halsartig gering hochgezogen, annähernd dreieckig mit rundlichen Ecken oder rund; ein Zahn konnte nicht beobachtet werden. Porzellanschalig, glatt, imperforiert. Häufig.

# Familie Nodosariidae Ehrenberg, 1838 Unterfamilie Nodosariinae Ehrenberg, 1838 Gattung Nodosaria LAMARCK, 1812

### Nodosaria chapmani TAPPAN, 1940 (Taf. 6, Fig. 10)

1893 Nodosaria orthopleura CHAPMAN (non REUSS, 1863), S. 595, Taf. 9, Fig. 22-23.

1933 a Nodosaria orthopleura Eichenberg (non Reuss, 1863), S. 4, Taf. 5, Fig. 5.

1940 Nodosaria chapmani TAPPAN, S. 103, Taf. 16, Fig. 9-10.

1957 Nodosaria cf. chapmani Tappan — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 36, Taf. 7, Fig. 152.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, schlank, nur bruchstückhaft überkommen. Die langsam anwachsenden Kammern etwas bauchig, ungefähr doppelt so hoch wie breit, durch mäßige Einschnürungen und gerade, deutliche Suturen voneinander geschieden. Mundregion nicht erhalten. Schalenoberfläche von fünf dünnen, durchgehenden Rippen mit breiten, durchsichtigen Flügelsäumen geziert. Sehr selten.

### Nodosaria humilis ROEMER, 1841

### (Taf. 5, Fig. 9; Taf. 6, Fig. 3 und 4)

1841 Nodosaria humilis ROEMER, S. 95, Taf. 15, Fig. 6 (fide Ellis & Messina).

- 1863 Glandulina mutabilis REUSS, S. 58, Taf. 5, Fig. 7-11.
- 1893 Nodosaria (Glandulina) mutabilis REUSS CHAPMAN, S. 585, Taf. 8, Fig. 19-20.
- 1902 Glandulina mutabilis REUSS EGGER, S. 83, Taf. 5, Fig. 21, 29.

- 1902 Glandulina humilis ROEMER EGGER, S. 83, Taf. 22, Fig. 3-4.
- 1928 Glandulina mutabilis REUSS FRANKE, S. 52, Taf. 4, Fig. 25.
- 1935 Glandulina cf. humilis ROEMER EICHENBERG, S. 174, Taf. 11, Fig. 15; Taf. 16, Fig. 9.
- 1936 Glandulina mutabilis REUSS BROTZEN, S. 89, Taf. 4, Fig. 16.
- 1949 Pseudoglandulina cf. mutabilis (REUSS) LOEBLICH & TAPPAN, S. 258, Taf. 49, Fig. 9–10.
- 1951 Pseudoglandulina humilis (ROEMER) BARTENSTEIN & BRAND, S. 315, Taf. 10, Fig. 266–271.
- 1951 Pseudoglandulina humilis (ROEMER) NOTH, S. 59, Taf. 2, Fig. 35.
- 1951 Pseudoglandulina mutabilis (REUSS) NOTH, S. 58, Taf. 4, Fig. 15; Taf. 6, Fig. 29.
- 1956 Pseudoglandulina humilis (ROEMER) BARTENSTEIN, S. 521, Taf. 2, Fig. 45, 54.
- 1957 Pseudoglandulina mutabilis (REUSS) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 37, Taf. 7, Fig. 156.
- 1957 Pseudoglandulina humilis (ROEMER) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 37, Taf. 7, Fig. 153–155.
- 1958 Pseudoglandulina mutabilis (REUSS) SZTEJN, S. 40, Fig. 92.
- 1962 Rectoglandulina humilis (ROEMER) TAPPAN, S. 170, Taf. 44, Fig. 8-10.
- 1966 Rectoglandulina mutabilis (REUSS) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 154, Taf. 3, Fig. 231–235.
- 1966 Rectoglandulina humilis (ROEMER) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 155, Taf. 3, Fig. 246–247.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein bis mittelgroß, schlank und langgestreckt bis dick und kurz. Anwachsen der Kammern langsam bis sehr rasch oder gar unregelmäßig. Die geraden Suturen gering bis mäßig vertieft. Apertur terminal auf kurzem Halse. Schale glatt. Sehr selten.

Bemerkungen: Diese Art ist in der Gehäuseform sehr unterschiedlich. In ihre Variationsbreite fällt zweifelsohne *Glandulina mutabilis* REUSS, 1863.

Das meist geringe Übergreifen der einzelnen Kammern auf ihre Vorgänger spricht eher für eine Zuordnung zu Nodosaria denn zu Pseudonodosaria.

### Nodosaria obscura REUSS, 1846

### (Taf. 6, Fig. 2)

1846 Nodosaria obscura Reuss, S. 26, Taf. 13, Fig. 7-9.

1880 Nodosaria obscura REUSS — BERTHELIN, S. 17, Taf. 1, Fig. 17.

1893 Nodosaria (Dentalina) obscura REUSS — CHAPMAN, S. 593, Taf. 9, Fig. 16.

1902 Nodosaria obscura Reuss - Egger, S. 75, Taf. 24, Fig. 23-24.

1925 Nodosaria obscura REUSS - FRANKE, S. 43, Taf. 3, Fig. 40.

1936 Nodosaria obscura Reuss - BROTZEN, S. 85, Taf. 5, Fig. 24-25.

1940 Nodosaria obscura Reuss — TAPPAN, S. 104, Taf. 16, Fig. 7–8.

1943 Nodosaria obscura REUSS - TAPPAN, S. 496, Taf. 80, Fig. 1-2.

- 1946 Nodosaria obscura Reuss Cushman, S. 73, Taf. 26, Fig. 15-16.
- 1951 Nodosaria obscura REUSS BARTENSTEIN & BRAND, S. 312, Taf. 10, Fig. 247-248.

1953 Nodosaria obscura REUSS - HAGN, S. 50, Taf. 4, Fig. 24.

1957 Nodosaria obscura Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 36, Taf. 5, Fig. 101; Taf. 6, Fig. 129.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, gedrungen. Kammern nehmen nur gering an Größe zu, ein wenig höher als breit, aufgebläht, im älteren Schalenbereiche kaum, im jüngeren durch seichte Einschnürungen und gerade, nicht gut sichtbare Nähte voneinander zu unterscheiden. Anfangskammer läuft basal etwas spitz zu, Endkammer verschmälert sich langsam zur terminalen Mündung. Gehäuse wird von einer wechselnden Zahl meist durchgehender, selten nur die letzten Kammern bedeckender Rippen mit mehr oder weniger breiten Flügelsäumen eingenommen. Sehr selten.

### Nodosaria paupercula REUSS, 1846

#### (Taf. 6, Fig. 1)

1846 Nodosaria (Nodosaria) paupercula REUSS, S. 26, Taf. 12, Fig. 12.

1880 Dentalina paupercula REUSS - BERTHELIN, S. 43, Taf. 2, Fig. 17.

1893 Nodosaria (Dentalina) paupercula REUSS — CHAPMAN, S. 593, Taf. 9, Fig. 13-14.

1925 Nodosaria paupercula REUSS — FRANKE, S. 42, Taf. 3, Fig. 38.

1928 Nodosaria paupercula REUSS — FRANKE, S. 45, Taf. 3, Fig. 37.

1933 b Nodosaria pauperata CHAPMAN - EICHENBERG, S. 180, Taf. 18, Fig. 6.

1940 Nodosaria paupercula REUSS - TAPPAN, S. 104, Taf. 16, Fig. 11.

1946 Nodosaria paupercula REUSS - CUSHMAN, S. 75, Taf. 27, Fig. 10-12.

1957 Nodosaria paupercula Reuss — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 36, Taf. 7, Fig. 151.

1965 Nodosaria paupercula Reuss - NEAGU, S. 21, Taf. 5, Fig. 18.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank. Kammerwachstum gering; Kammern mehr hoch als breit, etwas bauchig, die undeutlichen, geraden Suturen seicht eingesenkt. Initialkammer führt hier keine basale Spitze. Schale mit verschieden großer Zahl z. T. kräftiger, das gesamte Gehäuse überziehender, selten Unregelmäßigkeiten zeigender Rippen mit augenscheinlichen Flügelsäumen verziert. Mundpartie zerstört. Sehr selten.

### Nodosaria prismatica REUSS, 1860

(Taf. 6, Fig. 6)

1860 Nodosaria prismatica REUSS, S. 180, Taf. 2, Fig. 2.

1863 Nodosaria prismatica REUSS, S. 36, Taf. 2, Fig. 7.

1893 Nodosaria prismatica Reuss — CHAPMAN, S. 594, Taf. 9, Fig. 21.

1928 Nodosaria prismatica REUSS - FRANKE, S. 48, Taf. 4, Fig. 11.

1936 Nodosaria prismatica REUSS - BROTZEN, S. 88, Taf. 5, Fig. 17-18.

1951 Nodosaria prismatica REUSS - NOTH, S. 54, Taf. 2, Fig. 30.

1965 Nodosaria prismatica Reuss - NEAGU, S. 21, Taf. 5, Fig. 22-23.

B e s c h r e i b u n g : Gehäuse groß, sehr schlank, aber nur in Bruchstücken anzutreffen. Kammern im Verlaufe des Wachstums kaum an Größe zunehmend, etwas höher als breit, die schlecht erkennbaren, geraden Suturen in geringen Dellen liegend. Schalenanfang abgebrochen, Endkammer zur einfachen, terminalen Mündung sehr spitz auslaufend. Sechs schmale, weit auseinanderstehende, durch dünne, glasige Flügelsäume etwas betonte Rippen können über das ganze Gehäuse verfolgt werden. Sehr selten.

# Nodosaria sceptrum spinicostata BARTENSTEIN & BRAND, 1951 (Taf. 5, Fig. 7)

1899 Nodosaria sceptrum REUSS — CHAPMAN, S. 592, Taf. 9, Fig. 9.

1951 Nodosaria sceptrum spinicostata BARTENSTEIN & BRAND, S. 313, Taf. 10, Fig. 255 bis 256.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein und zierlich. Juveniler und adulter Abschnitt durch abrupte Größenzunahme der Kammern des letzteren sehr verschieden. Kammerhöhe bedeutender als die Breite. Kammern aufgebläht, dazwischen klare Einschnürungen. Die jüngste Kammer verengt sich allmählich zur endständigen, dünnen, halsgleichen Apertur. Die Schalenoberfläche schmücken sehr feine, durchlaufende Rippen, zwischen denen auf jeder Kammer auf deren größter Breite weitere noch zierlichere, bald auskeilende Rippchen liegen. Die Längsrippen stehen bisweilen dornenartig am Initialteile der Schale vor. Sehr selten.

# Nodosaria zippei Reuss, 1844 (Taf. 6, Fig. 5)

1844 Nodosaria zippei Reuss, S. 210, 1846: Taf. 8, Fig. 1-3 (fide Ellis & Messina).

1893 Nodosaria zippei REUSS - CHAPMAN, S. 593, Taf. 9, Fig. 12.

1902 Nodosaria zippei Reuss - Egger, S. 78, Taf. 8, Fig. 1-2.

1925 Nodosaria zippei Reuss — FRANKE, S. 41, Taf. 3, Fig. 36.

1936 Nodosaria zippei Reuss — BROTZEN, S. 82, Taf. 5, Fig. 12.

1943 Nodosaria oklahomensis TAPPAN, S. 497, Taf. 80, Fig. 3-4.

1951 Nodosaria cf. zippei Reuss - BARTENSTEIN & BRAND, S. 312, Taf. 10, Fig. 249.

1953 Nodosaria zippei Reuss - HAGN, S. 50, Taf. 5, Fig. 1.

1957 Nodosaria cf. zippei Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 36, Taf. 6, Fig. 125.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, sehr schlank, in der vorliegenden Fauna nur in Bruchstücken vorgefunden. Kammern nur wenig größer werdend, sehr bauchig, höher als breit, deutlich eingeschnürt. Schalenbeginn verlorengegangen, die letzte Kammer zieht sich recht plötzlich zur engen, runden Mundöffnung zusammen. Gehäuse von mehreren kräftigen, geflügelten, meist durchgehend verfolgbaren Rippen besetzt. Sehr selten.

### Gattung Citharina ORBIGNY, 1839

### Citharina biochei (Berthelin, 1880) (Taf. 6, Fig. 7)

1880 Vaginulina biochei Berthelin, S. 42, Taf. 2, Fig. 9.

1894 Vaginulina biochei Berthelin — Chapman, S. 427, Taf. 8, Fig. 14.

1902 Vaginulina biochei BERTHELIN - EGGER, S. 100, Taf. 10, Fig. 8.

1950 Vaginulina biochei Berthelin - DAM, S. 36, Taf. 2, Fig. 28.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, sehr flach, Umfang ungefähr dreieckig. Rückenrand gekantet, basal mit schmalem Kiele versehen; Ventralrand von breiterem, durchsichtigem Saume eingenommen. Anfangskammer oval, daran schließen sich noch bis fünf weitere mäßig anwachsende Kammern, deren deutliche, schiefe Suturen leicht gebogen und bis oder nahezu bis zum Proloculus herabgezogen sind. Auf der Schalenoberfläche sind die Nähte in bauchseitiger Richtung durch allmählich stärker werdende, abgerundete Rippen hervorgehoben. Die Initialkammer trägt zwei kurze, dünne, wenig erhabene, schräg verlaufende Rippchen. Mundöffnung terminal hochgezogen und rund. Sehr selten.

### Citharina tappani (DAM, 1950) (Taf. 6, Fig. 8)

#### 1950 Vaginulina tappani DAM, S. 37, Taf. 3, Fig. 4.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, sehr flach, annähernd dreieckiger Umfang. Schalenrand dorsal kantig, gebogen, wenig gebuchtet; ventral an den Kreuzungsstellen mit den Nähten unregelmäßig stark eingeschnürt. Der tropfenförmige Poloculus etwas vorspringend, die übrigen Kammern zunächst deutlich, später kaum mehr an Größe gewinnend. Suturen klar, nicht selten etwas geschwungen im Verlaufe, gering vertieft und schief. Endkammer rückenständig zu kurzem, dünnem Halse mit rundem Munde verlängert. Schale glatt. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Bei der von A. DAM 1950 in der Synonymieliste angeführten Vaginulina biochei elongata EICHENBERG, 1936, handelt es sich nach des Verfassers Meinung um eine selbständige Art.

#### Gattung Citharinella MARIE, 1938

#### Citharinella didyma (Berthelin, 1880)

#### (Taf. 6, Fig. 11)

1880 Frondicularia didyma BERTHELIN, S. 61, Taf. 2, Fig. 18.

1928 Flabellina didyma Berthelin — Franke, S. 94, Taf. 8, Fig. 13.

1933 a Flabellina didyma Berthelin — Eichenberg, S. 12, Taf. 3, Fig. 5.

1950 Citharinella didyma (Berthelin) — DAM, S. 38, Taf. 3, Fig. 7.

1951 Flabellinella didyma (Berthelin) — Bartenstein & Brand, S. 302, Taf. 8, Fig. 199.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse von annähernd rhombischem Umrisse. Dem rundlichen Proloculus mit kurzem Stachel folgen zunächst wenige Kammern im Bauplane einer *Citharina*, die jüngeren sitzen in der Folge *Frondicularia*-artig dem älteren Schalenteile auf. Gehäuseränder scharfkantig, betont; die Septen gegen die Ränder zu schwach leistenförmig vortretend. Die Schale ist stets durchscheinend. Sehr selten.

### Gattung Dentalina RISSO, 1826

# Dentalina catenula REUSS, 1860 (Taf. 8, Fig. 1)

1860 Dentalina catenula REUSS, S. 185, Taf. 3, Fig. 6.

1902 Nodosaria catenula Reuss - Egger, S. 61, Taf. 6, Fig. 24.

1925 Nodosaria (Dentalina) catenula REUSS — FRANKE, S. 32, Taf. 3, Fig. 4.

1928 Dentalina catenula REUSS - FRANKE, S. 26, Taf. 2, Fig. 16.

1933 b Dentalina catenula Reuss — EICHENBERG, S. 185, Taf. 22, Fig. 6.

1946 Dentalina catenula REUSS — CUSHMAN, S. 67, Taf. 23, Fig. 27-32.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, schlank und gekrümmt. In den deutlichen Einschnürungen zwischen den länglich-kugeligen, nur langsam an Größe zunehmenden Kammern scharfe Nähte. Die erste Kammer abgebrochen, die letzte zur gestrahlten Mündung hin etwas zugespitzt. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina communis (ORBIGNY, 1826) (Taf. 8, Fig. 5)

1826 Nodosaria (Dentaline) communis ORBIGNY, S. 254 (fide Ellis & MESSINA).

1884 Nodosaria communis Orbigny — BRADY, S. 504, Taf. 62, Fig. 19-22.

1893 Dentalina communis Orbigny - Chapman, S. 590, Taf. 9, Fig. 1.

1925 Nodosaria (Dentalina) communis ORBIGNY - FRANKE, S. 33, Taf. 3, Fig. 9.

1928 Dentalina communis ORBIGNY - FRANKE, S. 31, Taf. 2, Fig. 26.

- 1933 a Dentalina communis Orbigny Eichenberg, S. 6, Taf. 2, Fig. 12-13, 20.
- 1933 b Dentalina communis ORBIGNY EICHENBERG, S. 185, Taf. 19, Fig. 3; Taf. 21, Fig. 7.

1936 Dentalina communis ORBIGNY - EICHENBERG, S. 19, Taf. 1, Fig. 24.

1940 Dentalina communis (ORBIGNY) — TAPPAN, S. 102, Taf. 16, Fig. 1.

1943 Dentalina communis (ORBIGNY) — TAPPAN, S. 495, Taf. 79, Fig. 28-29.

- 1951 Dentalina communis (ORBIGNY) BARTENSTEIN & BRAND, S. 308, Taf. 9, Fig. 228 bis 231.
- 1951 Dentalina communis (ORBIGNY) NOTH, S. 53, Taf. 4, Fig. 17.
- 1953 Dentalina communis (ORBIGNY) HAGN, S. 43, Taf. 4, Fig. 14.
- 1957 Dentalina communis (Orbigny) Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 34, Taf. 7, Fig. 144—145.
- 1958 Dentalina communis (ORBIGNY) SZTEJN, S. 37, Fig. 82.

1965 Dentalina communis Orbigny - NEAGU, S. 20, Taf. 5, Fig. 3.

1966 Dentalina communis Orbigny — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 153, Taf. 3, Fig. 195—199.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und gekrümmt. Die Kammern mehr breit als hoch und nur langsam größer werdend; die erste etwas größer, annähernd kugelig, an der Basis in eine stumpfe Spitze auslaufend, die letzte jedoch lang, etwas bauchig und gegen die Mundöffnung zu sichtlich sich verschmälernd. Die durchscheinenden Nähte deutlich und gering schief gestellt. Die Kammern am Rücken nicht, an der Bauchseite kaum oder bloß andeutungsweise eingeschnürt. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina concinna (REUSS, 1860) (Taf. 7, Fig. 11)

1860 Nodosaria concinna REUSS, S. 178, Taf. 1, Fig. 3. 1902 Nodosaria concinna Reuss - Egger, S. 56, Taf. 7, Fig. 1-2. 1925 Nodosaria concinna REUSS - FRANKE, S. 39, Taf. 3, Fig. 30. 1928 Dentalina concinna REUSS — FRANKE, S. 25, Taf. 2, Fig. 12. 1953 Dentalina concinna (REUSS) - HAGN, S. 43, Taf. 4, Fig. 18.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und kaum gekrümmt. Die erste Kammer ist kugelig und besitzt zentral an der Basis einen kurzen Stachel, die nächstfolgende ist meist etwas kleiner, mehr hoch als breit. Die Endkammer unterscheidet wieder die betonte Größe und das rasche Übergehen in eine kurze, dicke, gestrahlte Mündungsspitze. Die einzelnen Kammern sind durch klare Einschnürungen und gerade Nähte voneinander getrennt. Schale glatt. Sehr selten.

# Dentalina crassula REUSS, 1851 (Taf. 7, Fig. 12)

1851 Dentalina crassula Reuss, S. 24, Taf. 1, Fig. 8.

Beschreibung: Gehäuse klein, plump und kaum gekrümmt. Die erste größte Kammer ist kugelig und endet basal in einen zentral gelegenen, kurzen, stumpfen Stachel; die folgende ist viel kleiner, mehr hoch als breit. Die letzte Kammer wieder etwas größer, fast kugelig, gegen die Mündung jedoch spitz zulaufend. Deutliche Einschnürungen und gerade Nähte trennen die Kammern. Die erste und zweite bedecken sieben bis acht sehr feine Längsrippen, die bei der Anfangskammer gegen die Basis zu allmählich verschwinden. Sehr selten.

#### Dentalina cylindroides Reuss, 1860

#### (Taf. 7, Fig. 8)

1860 Dentalina cylindroides REUSS, S. 185, Taf. 1, Fig. 8.

1862 Dentalina cylindroides REUSS, S. 41, Taf. 2, Fig. 16.

1925 Nodosaria (Dentalina) cylindroides REUSS — FRANKE, S. 31, Taf. 3, Fig. 3.

1928 Dentalina cylindroides REUSS — FRANKE, S. 28, Taf. 2, Fig. 14.

1936 Dentalina cylindroides REUSS - BROTZEN, S. 73, Taf. 5, Fig. 1.

1936 Dentalina cylindroides REUSS - EICHENBERG, S. 17, Taf. 1, Fig. 16.

1940 Dentalina cylindroides REUSS — TAPPAN, S. 102, Taf. 16, Fig. 2.

1943 Dentalina cylindroides REUSS – TAPPAN, S. 495, Taf. 79, Fig. 30–31. 1953 Dentalina cylindroides REUSS – HAGN, S. 44, Taf. 4, Fig. 19.

1966 Dentalina cylindroides Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 153, Taf. 3, Fig. 200-202, 218-219.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, plump und wenig gekrümmt. Anfangskammer länglich-kugelig, basal in eine undeutliche Spitze auslaufend. Die wenigen übrigen Kammern, kaum höher als breit, gewinnen langsam an Größe und sind mehr oder minder zylindrisch geformt, die letzte davon verschmälert sich allmählich zur Mündungsregion hin. In den seichten Einschnürungen ausgeprägte, gerade Nähte. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina distincta REUSS, 1860

### (Taf. 7, Fig. 6 und 7)

1860 Dentalina distincta REUSS, S. 184, Taf. 2, Fig. 5.

1928 Dentalina distincta REUSS - FRANKE, S. 26, Taf. 2, Fig. 13.

1933 b Dentalina distincta REUSS - EICHENBERG, S. 185, Taf. 18, Fig. 10.

1950 Dentalina distincta REUSS – DAM, S. 28, Taf. 2, Fig. 15.

1962 Dentalina distincta REUSS - Arbeitskreis..., S. 280, Taf. 39, Fig. 21.

1962 Dentalina distincta REUSS - TAPPAN, S. 175, Taf. 45, Fig. 18.

1966 Dentalina distincta Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 153, Taf. 3, Fig. 203—204, 209 und 217.

Beschreibung: Gehäuse groß, derb und gekrümmt. Die weit höhere als breite Anfangskammer ist meist größer als die beiden nächstfolgenden und basal mit einem kurzen, zentral gelegenen Fortsatze versehen. Die zweite und dritte Kammer von fast zylindrischer Gestalt, die letzte wieder recht groß und gegen die gestrahlte Mundöffnung hin spitz werdend. Gehäuse wenig tief eingeschnürt, deutliche und gerade Suturen. Schale glatt. Sehr selten.

# Dentalina hollandica n. sp. (Taf. 8, Fig. 2)

Derivatio nominis: Hollandicus (lat.) = holländisch. Holotypus: Taf. 8, Fig. 2.

Aufbewahrung: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0263.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Dentalina RISSO, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Schalenoberfläche mit regellos spiralig darüberziehenden Rippen geschmückt.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, verstümmelt, schlank. Der Rücken, soweit aus dem Reste zu ersehen ist, etwas, Bauchseite merklich gekrümmt. Die ersten Kammern ebenso breit wie hoch, später nimmt jedoch die Höhe rasch zu. Die ein wenig schiefen Nähte im Jugendabschnitte schlecht beobachtbar und nicht eingesenkt, dann aber in augenfälligen, allerdings sehr flachen Dellen befindlich. Die Schale bedecken etliche mehr oder weniger lange, zarte, in weiten Spiralen verlaufende Rippen, die entweder bald verschwinden, unterbrochen werden oder sich verzweigen bzw. in andere münden. Anfangs- und Endstadium nicht erhalten. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge des Bruchstückes 0,85 mm, Durchmesser 0,15 mm.

Beziehungen: Gewisse verwandtschaftliche Bande scheinen zu Dentalina bohemica (PERNER, 1892), im böhmischen Cenoman auftretend, zu bestehen, doch ist deren Berippung eine regelmäßige und viel dichtere.

#### 1860 Dentalina intermedia REUSS, S. 186, Taf. 2, Fig. 8.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und gekrümmt. Der ältere Gehäuseteil erscheint ungegliedert, erst bei Durchlicht sind sehr schlecht schiefe Nähte zu erkennen. Die Kammern sind mehr hoch als breit und nehmen an Größe merklich zu. Erst bei den jüngsten Kammern sind schwache Einschnürungen und die schiefen Suturen ohne Schwierigkeiten zu sehen. Die letzte größte Kammer ist besonders bauchseitig stark gewölbt, um sodann in eine ziemlich lange Mündungsspitze überzuführen. Schale glatt. Sehr selten.

#### Dentalina legumen (REUSS, 1846)

#### (Taf. 8, Fig. 3)

1846 Nodosaria (Dentalina) legumen REUSS, S. 28, Taf. 13, Fig. 23-24.

1851 Dentalina legumen REUSS, S. 26, Taf. 1, Fig. 14.

1860 Dentalina legumen REUSS, S. 187, Taf. 3, Fig. 5.

1893 Dentalina legumen REUSS — CHAPMAN, S. 589, Taf. 8, Fig. 37.

1925 Nodosaria (Dentalina) legumen REUSS — FRANKE, S. 32, Taf. 3, Fig. 6.

1928 Dentalina legumen REUSS — FRANKE, S. 27, Taf. 2, Fig. 23.

1933 a Dentalina legumen REUSS - EICHENBERG, S. 5, Taf. 2, Fig. 18; Taf. 8, Fig. 3.

1933 b Dentalina legumen Reuss — EICHENBERG, S. 185, Taf. 19, Fig. 7.

1936 Dentalina legumen REUSS — BROTZEN, S. 75, Taf. 5, Fig. 9.

1936 Dentalina legumen REUSS — EICHENBERG, S. 20, Taf. 2, Fig. 17.

1946 Dentalina legumen REUSS — CUSHMAN, S. 65, Taf. 23, Fig. 1-2.

1951 Dentalina legumen REUSS — BARTENSTEIN & BRAND, S. 309, Taf. 9, Fig. 232.

1951 Dentalina legumen REUSS - NOTH, S. 51, Taf. 2, Fig. 18.

1958 Dentalina legumen REUSS — SZTEJN, S. 37, Fig. 83.

1965 Dentalina legumen REUSS - NEAGU, S. 20, Taf. 5, Fig. 32, 34.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und gekrümmt. Die länglich-kugelige, basal in einen Stachel sich fortsetzende Anfangskammer ist zumeist größer als die beiden nächsten, fast ebenso breiten wie hohen Kammern. Die übrigen nahezu doppelt so hoch wie breit, die letzte zur Mündung hin spitz verlängert. Alle Kammern durch Einschnürungen und deutliche, schräg verlaufende Nähte getrennt und besonders bauchseitig merklich gewölbt. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina lorneiana (ORBIGNY, 1840) (Taf. 7, Fig. 9)

1840 Nodosaria (Dentalina) lorneiana Orbigny, S. 14, Taf. 1, Fig. 8-9 (fide Ellis & MESSINA).

1925 Nodosaria (Dentalina) lorneiana Orbigny - Franke, S. 34, Taf. 3, Fig. 12.

1946 Dentalina lorneiana Orbigny - Cushman, S. 66, Taf. 23, Fig. 7-11.

¹⁸⁹³ Dentalina lorneiana Orbigny - Chapman, S. 588, Taf. 8, Fig. 30-31.

¹⁹²⁸ Dentalina lorneiana Orbigny - FRANKE, S. 28, Taf. 2, Fig. 29.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und gekrümmt. Die Kammern gewinnen zwar nur wenig an Breite, wohl aber sehr rasch an Höhe, so daß bei gleichem Höhen- und Breitenverhältnis der ältesten die jüngste bereits dreimal so hoch wie breit ist. Spitze, vorgezogene, gestrahlte Mundöffnung. Die gut ausnehmbaren, anfangs etwas schief gestellten Suturen liegen zunächst in kaum, später in schwach angedeuteten Einschnürungen. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina nana (REUSS, 1863)

(Taf. 7, Fig. 5)

1863 Nodosaria (Dentalina) nana REUSS, S. 29, Taf. 2, Fig. 10, 18.

1902 Nodosaria nana REUSS - EGGER, S. 64, Taf. 7, Fig. 18, 21.

1925 Nodosaria (Dentalina) nana REUSS - FRANKE, S. 35, Taf. 3, Fig. 19.

1928 Dentalina nana Reuss — FRANKE, S. 35, Taf. 3, Fig. 2.

1936 Dentalina nana REUSS - BROTZEN, S. 74, Taf. 5, Fig. 8.

1950 Dentalina nana REUSS — DAM, S. 28, Taf. 2, Fig. 16.

1953 Dentalina nana REUSS - HAGN, S. 46, Taf. 4, Fig. 9.

1957 Dentalina nana Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 35, Taf. 6, Fig. 128.

1965 Dentalina nana Reuss - NEAGU, S. 20, Taf. 5, Fig. 24.

1966 Dentalina nana Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 152, Taf. 2, Fig. 174—177.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, dick und nicht gekrümmt. Die zwei- bis dreimal so breiten wie hohen Kammern von ovalem Querschnitte. Die schiefen Nähte im älteren Gehäuseteile oft erst bei Durchlicht beobachtbar, sonst schmal und wenig ausgeprägt. Die runde, schräg gestellte erste Kammer und die stark rückenständige, vorgezogene Mündung der letzten Kammer verleihen dieser Form schon eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Genus *Marginulina*, worauf schon REUSS 1863 hingewiesen hat. Schale glatt. Selten.

### Dentalina oligostegia (REUSS, 1846) (Taf. 7, Fig. 4)

1846 Nodosaria (Dentalina) oligostegia REUSS, S. 27, Taf. 13, Fig. 19-20.

1893 Nodosaria oligostegia REUSS — CHAPMAN, S. 586, Taf. 8, Fig. 23.

1902 Nodosaria oligostegia REUSS - EGGER, S. 60, Taf. 6, Fig. 9-10.

1925 Nodosaria (Dentalina) oligostegia REUSS — FRANKE, S. 31, Taf. 3, Fig. 1.

1928 Dentalina oligostegia REUSS - FRANKE, S. 24, Taf. 2, Fig. 9-10.

1933 b Dentalina oligostegia REUSS — EICHENBERG, S. 183, Taf. 23, Fig. 5.

1936 Dentalina oligostegia REUSS — EICHENBERG, S. 17, Taf. 1, Fig. 18, 20.

1951 Nodosaria oligostegia REUSS — NOTH, S. 56, Taf. 2, Fig. 23.

1953 Dentalina oligostegia REUSS - HAGN, S. 46, Taf. 4, Fig. 11.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, derb und nicht gekrümmt. Die in der bearbeiteten Fauna vorgefundenen Exemplare haben nur zwei Kammern, wovon die erste länglich-kugelig ist und basal einen kurzen, dünnen Stachel trägt. Die jüngere ist viel höher als breit und verschmälert sich zur Apertur sehr rasch. Schwach entwickelte Einschnürung mit etwas schiefer Sutur. Schale glatt. Selten.

### Dentalina raristriata (CHAPMAN, 1893)

### (Taf. 8, Fig. 4)

1893 Nodosaria (Dentalina) raristriata Chapman, S. 591, Taf. 9, Fig. 4. 1928 Dentalina raristriata Chapman — Franke, S. 37, Taf. 3, Fig. 22. 1950 Dentalina raristriata Chapman — Dam, S. 29, Taf. 2, Fig. 17.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und gekrümmt. Kammern zunächst so breit wie hoch, später etwas mehr an Höhe zunehmend. Die Anfangskammer schmückt eine dicke, stumpfe, stachelartige Verlängerung; die jüngste mit langer, vorgezogener Mündungspartie. Die Suturen schief und besonders zu Beginn sehr undeutlich. Der jüngere Schalenabschnitt durch seichte Einschnürungen mehr gegliedert. Das Gehäuse weist sieben bis neun Rippen auf, deren Einsetzen jedoch verschieden und der Verlauf vielfach unterbrochen ist. Sehr selten.

#### Dentalina soluta REUSS, 1851

#### (Taf. 7, Fig. 10)

1851 Dentalina soluta REUSS, S. 60, Taf. 3, Fig. 4.

1884 Nodosaria soluta REUSS — BRADY, S. 503, Taf. 62, Fig. 13-16.

1893 Dentalina soluta REUSS - CHAPMAN, S. 587, Taf. 8, Fig. 26.

1936 Dentalina soluta REUSS — EICHENBERG, S. 14, Taf. 1, Fig. 3, 21.

1951 Dentalina soluta REUSS - BARTENSTEIN & BRAND, S. 309, Taf. 9, Fig. 237.

1966 Dentalina soluta REUSS — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 152, Taf. 2, Fig. 155–159; Taf. 3, Fig. 183–186.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, schlank und wenig gekrümmt. Die Kammern länglich-kugelig, durch breite, ziemlich tiefe Einschnürungen und gerade Nähte voneinander geschieden. Die letzte Kammer verjüngt sich langsam zur Mündungsröhre. Schale glatt. Sehr selten.

### Dentalina strangulata REUSS, 1860

(Taf. 7, Fig. 2)

1860 Dentalina strangulata REUSS, S. 185, Taf. 2, Fig. 6. 1935 Dentalina strangulata REUSS — EICHENBERG, S. 163, Taf. 10, Fig. 6.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, schlank und gekrümmt. Die beim Auslesen in Bruch gegangene Schale besitzt merklich an Größe zunehmende, länglich-kugelige Kammern, deren Aufeinanderfolge durch tiefe Einschnürungen mit deutlichen, etwas schrägen Nähten unterbrochen wird. Die jüngste Kammer geht allmählich in die verlängerte, gestrahlte Mündung über. Schale glatt. Sehr selten.

# Dentalina terquemi ORBIGNY, 1850 (Taf. 7, Fig. 1)

1850 Dentalina terquiemi Orbigny, S. 242 (fide Ellis & Messina).

1951 Dentalina terquemi Orbigny - Bartenstein & Brand, S. 308, Taf. 9, Fig. 225 bis 227.

1952 Dentalina terquemi Orbigny - Bettenstädt, S. 273, Taf. 2, Fig. 19-21.

1962 Dentalina terquemi ORBIGNY - Arbeitskreis ..., S. 256, Taf. 38, Fig. 5.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, langgestreckt und dick. Rükken fast gerade, Bauchseite schwach gewölbt. Die Anfangskammer rundlich ohne dornartigen, basalen Fortsatz, die zahlreichen übrigen Kammern mehr breit als hoch und allmählich größer werdend, nur die Höhe der beiden jüngsten erreicht die Maße der Breite. Die im initialen Abschnitte wenig deutlichen, später klar ersichtlichen Suturen schief, zwischen den letzten Kammern allerdings schon fast waagrecht und geringfügig vertieft. Mündung exzentrisch, gestrahlt. Schale glatt. Sehr selten.

### Gattung Dentalinopsis REUSS, 1860

# Dentalinopsis subtriquetra REUSS, 1863 (Taf. 8, Fig. 8)

1863 Dentalinopsis subtriquetra REUSS, S. 57, Taf. 5, Fig. 6.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und etwas gekrümmt. Der großen (megalosphärischen), kugeligen Anfangskammer sitzen im Querschnitte dreikantige, an den Seiten schwach gewölbte Kammern auf. Die reitende Stellung bedingt bogenförmige, recht deutliche Nähte. Im jüngeren Schalenteile weicht in den oberen Kammerpartien die dreikantige Form einem annähernd kreisrunden Umrisse. Die letzte Kammer verschmälert sich zur Mündung. Schale glatt. Sehr selten.

### Gattung Frondicularia DEFRANCE, 1826

# Frondicularia gaultina REUSS, 1860

(Taf. 8, Fig. 11)

1860 Frondicularia gaultina REUSS, S. 194, Taf. 5, Fig. 5.

1894 Frondicularia gaultina REUSS — CHAPMAN, S. 155, Taf. 3, Fig. 7.

1933 a Frondicularia gaultina REUSS - EICHENBERG, S. 8, Taf. 6, Fig. 4.

1950 Frondicularia gaultina REUSS — DAM, S. 32, Taf. 2, Fig. 23.

1966 Frondicularia gaultina Reuss — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 156, Taf. 3, Fig. 265, 270–272.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, flach und länglich-oval bis rhombisch im Umrisse. Schale durchscheinend. Initialkammer annähernd kugelig mit basalem, kurzem Stachel. Suturen deutlich sichtbar, aber nicht betont, ebenso die Seitenränder. Mündung am Ende einer halsartigen, kurzen Gehäuseverlängerung gelegen. Selten.

# Frondicularia perovata CHAPMAN, 1894 (Taf. 8, Fig. 9)

1894 Frondicularia perovata Chapman, S. 158, Taf. 4, Fig. 5. 1933 b Frondicularia perovata Chapman — Eichenberg, S. 188, Taf. 20, Fig. 7. 1951 Frondicularia perovata Chapman — Bartenstein & Brand, S. 306, Taf. 8, Fig. 212.

B e s c h r e i b u n g: Bruchstück; Gehäuse groß und flach, Schale durchscheinend. Anfangskammer kugelig, die beiden stachelartigen Fortsätze durch die Randleisten bedingt. Septen gegen die Ränder zu deutlich leistenförmig vortretend, Gehäuseumriß scharfkantig. Die Schalenoberfläche durch kurze, etwas unregelmäßig verlaufende, nur auf der ältesten Kammer sehr betonte Rippen geziert. Sehr selten.

#### Gattung Lagena WALKER & JACOB, 1798

# Lagena cf. oxystoma Reuss, 1863

### (Taf. 8, Fig. 10)

1863 b Lagena oxystoma Reuss, S. 335, Taf. 5, Fig. 66.

1925 Lagena oxystoma REUSS - FRANKE, S. 60, Taf. 5, Fig. 4.

1928 Lagena oxystoma Reuss - FRANKE, S. 88, Taf. 8, Fig. 5.

1951 Lagena cf. oxystoma Reuss — Bartenstein & Brand, S. 318, Taf. 10, Fig. 331; Taf. 13, Fig. 354—356.

1958 Lagena oxystoma Reuss — SZTEJN, S. 40, Fig. 94.

1965 Lagena oxystoma Reuss — NEAGU, S. 28, Taf. 5, Fig. 28-29.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, eiförmig. An der runden Basis ein kurzer, spitz zulaufender Fortsatz; Apertur auf langer, schlanker Röhre gelegen. Die gesamte Schalenoberfläche von winzigen Unebenheiten bedeckt, die bei starker Vergrößerung als kleinste Nadeln identifiziert werden können. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Die abgebildete Form weicht von der Typus-Art durch den basalen Stachel etwas ab.

# Lagena cf. sulcata (WALKER & JACOB, 1798) (Taf. 8, Fig. 6)

1798 Serpula (Lagena) sulcata WALKER & JACOB, S. 634, Taf. 14, Fig. 5 (fide Ellis & MESSINA).

1884 Lagena sulcata WALKER & JACOB - BRADY, S. 462, Taf. 57, Fig. 23, 26, 33-34.

1902 Lagena sulcata WALKER & JACOB — EGGER, S. 105, Taf. 5, Fig. 13.

1943 Lagena sulcata WALKER & JACOB - TAPPAN, S. 504, Taf. 80, Fig. 33-34.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, eiförmig. An der sich rasch verjüngenden Basis spitzer Stachel; Mundöffnung auf schlanker, hier abgebrochener, röhrenartiger Gehäuseverlängerung. Schalenoberfläche von mehreren Rippen mit dünnen, durchsichtigen Flügelsäumen besetzt. Sehr selten.

# Gattung Lenticulina LAMARCK, 1804 Untergattung Astacolus MONTFORT, 1808

Lenticulina (Astacolus) incurvata (REUSS, 1863) (Taf. 8, Fig. 7 a-b)

1863 Cristellaria (Cristellaria) incurvata REUSS, S. 66, Taf. 6, Fig. 18.

1957 Lenticulina (Astacolus) incurvata (REUSS) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 30, Taf. 3, Fig. 57; Taf. 4, Fig. 86.

1966 Lenticulina (Vaginulinopsis) incurvata (Reuss) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 150, Taf. 2, Fig. 164—168.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, langgestreckt, schlank und leicht gekrümmt. Spira nicht entwickelt; langer, gerader Schalenabschnitt. Gehäuserand gerundet, am Rücken sehr schwach gekantet; Nähte durchscheinend, schief, nicht vertieft, Schalenumriß daher nicht gebuchtet. Proloculus groß mit basalem, kurzem, stumpfem Fortsatze; daran schließen zunächst sehr rasch, später kaum mehr wesentlich an Größe zunehmende Kammern an. Mündungsfeld länglich, stark gewölbt, allseits gerundet und nicht begrenzt. Apertur endständig, zu kleiner, runder, gestrahlter Spitze hochgezogen. Schale glatt. Sehr selten.

### Lenticulina (Astocolus) ingenua (Berthelin, 1880) (Taf. 9, Fig. 3 a-b)

#### 1880 Cristellaria ingenua BERTHELIN, S. 54, Taf. 3, Fig. 20-21.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, zart und wenig gewölbt. Umriß länglich-oval. Spira sehr gut entwickelt, mindestens ein Umgang mit durchschnittlich sechs Kammern, dagegen der rectilineare Kammeranteil auf zwei beschränkt. Gehäuserand mit breitem, durchsichtigem, auf der letzten Kammer jedoch rasch sehr schmal werdendem Kiele versehen. Suturen durchscheinend, gebogen und nur zwischen den jüngsten Kammern leicht eingesenkt. Kammergröße mäßig zunehmend. Mündungsfeld oval, leicht gewölbt und deutlich begrenzt. Mündung eine endständige, am Rücken etwas vorgeschobene, längliche Spitze. Schale glatt. Sehr selten.

### Lenticulina (Astacolus) planiuscula (REUSS, 1863) (Taf. 9, Fig. 6)

1863 Cristellaria (Cristellaria) planiuscula REUSS, S. 71, Taf. 7, Fig. 15.

1880 Cristellaria planiuscula REUSS — BERTHELIN, S. 53, Taf. 3, Fig. 25.

- 1894 Cristellaria planiuscula Reuss Chapman, S. 654, Taf. 10, Fig. 14.
- 1902 Cristellaria planiuscula REUSS EGGER, S. 114, Taf. 12, Fig. 7-9.
- 1951 Lenticulina (Vaginulinopsis) cf. planiuscula (REUSS) BARTENSTEIN & BRAND, S. 287, Taf. 5, Fig. 129.
- 1951 Lenticulina (Astacolus) planiuscula REUSS NOTH, S. 44, Taf. 3, Fig. 6.
- 1962 Marginulina planiuscula (REUSS) TAPPAN, S. 170, Taf. 43, Fig. 8-11.
- 1966 Lenticulina (Astacolus) planiuscula (Reuss) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 148, Taf. 2, Fig. 142—146.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, seitlich leicht gewölbt. Umriß länglich-oval. Spira kaum ausgebildet; der kurze, gerade Schalenteil durch das Herabreichen der Kammern beinahe bis zum Proloculus verwischt. Gehäuserand gerundet, am gekrümmten Rücken jedoch gekantet. Kammerwände durchscheinend, etwas nach hinten gebogen, nicht vertieft. Größe der Kammern langsam ansteigend. Mündungsfeld breit-oval, sichtlich gewölbt, allseits gerundet und nicht begrenzt. Die Mündung selbst dorsal etwas betont, gestrahlt. Schale glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Astacolus) cf. pulchella (REUSS, 1863) (Taf. 9, Fig. 7 a---b)

1863 Cristellaria (Cristellaria) pulchella REUSS, S. 71, Taf. 8, Fig. 1. non 1965 Lenticulina (Robulus) pulchella (REUSS) - NEAGU, S. 12, Taf. 4, Fig. 3-6. 1966 Lenticulina (Lenticulina) pulchella (REUSS) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 147, Taf. 2, Fig. 107-110.

Beschreibung: Gehäuse klein, seitlich deutlich gewölbt. Umriß breit-oval. Der vollentwickelten Spira folgt bloß ein angedeuteter, nicht eingerollter Schalenabschnitt. In der Nabelgegend, der Stelle größter Dicke, tritt ein glasig durchscheinender Kallus auf. Gehäuserand scharf und, von der Endkammer abgesehen, in einen schmalen Kiel zulaufend. Suturen durchwegs sichtbar, schwach nach hinten gebogen und nicht vertieft. Mäßiges Kammergrößenwachstum. Mündungsfeld länglich-elliptisch, etwas gewölbt und gerundet, unscharf abgegrenzt. Die gestrahlte Mündung dorsal gelegen und nicht besonders hervorgehoben. Schale glatt. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Von der Typus-Art durch die Ausbildung des zentralen Kallus und des schmalen Kieles verschieden.

#### Untergattung Lenticulina LAMARCK, 1804

### Lenticulina (Lenticulina) gaultina (BERTHELIN, 1880) (Taf. 11, Fig. 4 a-b)

1880 Cristellaria gaultina BERTHELIN, S. 49, Taf. 3, Fig. 15-19.

1896 Cristellaria gaultina Berthelin — Chapman, S. 7, Taf. 1, Fig. 10—11. 1902 Cristellaria gaultina Berthelin — Egger, S. 121, Taf. 23, Fig. 4—9.

1935 Robulus gaultinus Berthelin — Eichenberg, S. 156, Taf. 16, Fig. 6.

1940 Lenticulina gaultina (BERTHELIN) — TAPPAN, S. 101, Taf. 15, Fig. 11.

1943 Lenticulina gaultina (BERTHELIN), pars - TAPPAN, S. 494, Taf. 79, Fig. 13.

1958 Lenticulina gaultina (BERTHELIN) — SZTEJN, S. 20, Fig. 35.

1962 Lenticulina (Lenticulina) cf. gaultina (BERTHELIN) - Arbeitskreis ..., S. 284, Taf. 36, Fig. 16.

1965 Lenticulina (Lenticulina) gaultina (BERTHELIN) - NEAGU, S. 10, Taf. 3, Fig. 1-2.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, an den Flanken deutlich gewölbt. Umriß breit-oval. Im sichtbaren, letzten Umgang der Spira bis zu 14 Kammern enthalten. Gehäuserand scharf gekantet, aber nicht gekielt. Kammerwände schimmern mehr oder weniger klar durch die Schale, gerade oder nur gering nach hinten gebogen, nicht eingesenkt. Die Kammern nehmen gleichmäßig an Größe zu. Umbilicus durch glasige Nabelscheibe verdeckt, hier sodann auch die größte Gehäusedicke. Mundfeld dreieckig, fast flach, die gut ausnehmbaren Ränder abgerundet. Apertur dorsal etwas vorgezogen und gestrahlt. Schale glatt. Sehr selten.

### Lenticulina (Lenticulina) macrodisca (REUSS, 1863) (Taf. 10, Fig. 3 a-b)

1863 Cristellaria (Cristellaria) macrodisca REUSS, S. 78, Taf. 9, Fig. 5.
1880 Cristellaria macrodisca REUSS — BERTHELIN, S. 48, Taf. 3, Fig. 6–11, 14.
1896 Cristellaria rotulata macrodiscus REUSS — CHAPMAN, S. 6, Taf. 1, Fig. 9.
1902 Cristellaria macrodisca REUSS — EGGER, S. 120, Taf. 11, Fig. 5–6.
1908 Cristellaria macrodisca REUSS — EGGER, S. 36, Taf. 8, Fig. 23–24.
1933 a Lenticulina macrodisca REUSS — EICHENBERG, S. 15, Taf. 5, Fig. 1.
1935 Lenticulina macrodisca REUSS — EICHENBERG, S. 158, Taf. 13, Fig. 3.
1946 Robulus macrodisca (REUSS) — CUSHMAN, S. 54, Taf. 17, Fig. 14.
1962 Lenticulina macrodisca (REUSS) — TAPPAN, S. 162, Taf. 40, Fig. 5–8.
1965 Lenticulina (Robulus) macrodisca (REUSS) — NEAGU, S. 12, Taf. 4, Fig. 7–8.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, Seitenflächen stark gebaucht; Umriß kreisrund. Bis zu elf Kammern bilden den letzten einzig sichtbaren Umgang. Gehäuserand scharfkantig und betont, aber nicht mit Kiel versehen. Die geraden, seltener ein wenig nach hinten gezogenen Kammerwände deutlich erkennbar, nicht vertieft. Die Kammern des beobachtbaren Umganges nur mäßig größer werdend. Beiderseits bedecken auffallend große, durchscheinende Nabelscheiben die Umbilicalregion, die auch die bedeutende Dicke des Gehäuses verursachen. Das dreieckige bis verkehrt herzförmige Mundfeld flach und merklich von gerundeten Rändern begrenzt. Die gestrahlte Mundöffnung nicht sonderlich hervorgehoben. Schale glatt. Selten.

# Lenticulina (Lenticulina) oligostegia (REUSS, 1860) (Taf. 10, Fig. 4 a-b)

1860 Cristellaria oligostegia REUSS, S. 213, Taf. 8, Fig. 8.

1863 Cristellaria oligostegia REUSS, S. 93, Taf. 13, Fig. 2.

1894 Cristellaria oligostegia REUSS - CHAPMAN, S. 652, Taf. 10, Fig. 5.

1902 Cristellaria oligostegia REUSS - EGGER, S. 118, Taf. 11, Fig. 21-22.

1928 Cristellaria oligostegia REUSS - FRANKE, S. 111, Taf. 10, Fig. 8.

1933 a Lenticulina sp. — EICHENBERG, S. 15, Taf. 8, Fig. 8.

1946 Robulus oligostegius (Reuss) - CUSHMAN, S. 54, Taf. 17, Fig. 16-17.

1953 Lenticulina oligostegia (REUSS) — HAGN, S. 36, Taf. 3, Fig. 5.

1965 Lenticulina (Lenticulina) oligostegia (REUSS) - NEAGU, S. 11, Taf. 4, Fig. 1-2.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, seitlich etwas gewölbt, in der Nabelpartie jedoch deutlich eingedellt. Umriß breit-oval. Es lassen sich bis zu sechs Kammern unterscheiden. Schalenrand deutlich, aber nicht scharfkantig, an den Kreuzungsstellen mit den Nähten merklich gewinkelt. Suturen klar, schwach S-förmig gebogen und, vor allem zwischen den letzten Kammern, etwas eingesenkt. Die Kammern gewinnen rasch an Größe, die letzte ist besonders beherrschend und aufgebläht; sehr enger, vertiefter Nabel. Mündungsfeld breit, sichtlich gewölbt und nicht begrenzt. Die gestrahlte Apertur selbst sitzt einer kleinen, stumpfen, dorsal gelegenen Spitze auf. Schale glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Lenticulina) saxocretacea BARTENSTEIN, 1955 (Taf. 9, Fig. 1 a—b)

1863 Cristellaria (Cristellaria) subalata REUSS, S. 76, Taf. 8, Fig. 10; Taf. 9, Fig. 1.

- 1896 Cristellaria subalata REUSS CHAPMAN, S. 3, Taf. 1, Fig. 3.
- 1902 Cristellaria subalata REUSS EGGER, S. 118, Taf. 11, Fig. 19-20.
- 1925 Cristellaria subalata REUSS FRANKE, S. 74, Taf. 6, Fig. 8.
- 1928 Cristellaria subalata REUSS FRANKE, S. 110, Taf. 10, Fig. 5.
- 1933 a Lenticulina subalata REUSS EICHENBERG, S. 15, Taf. 2, Fig. 16.

1946 Robulus subalatus (REUSS) — CUSHMAN, S. 55, Taf. 18, Fig. 7-8.

- 1950 Cristellaria (Lenticulina) subalata REUSS DAM, S. 21, Taf. 2, Fig. 1.
- 1951 Lenticulina (Lenticulina) subalata (REUSS) BARTENSTEIN & BRAND, S. 283, Taf. 5, Fig. 112–113.
- 1951 Lenticulina (Lenticulina) cf. subalata (REUSS) NOTH, S. 41, Taf. 4, Fig. 23.
- 1953 Lenticulina subalata (REUSS) HAGN, S. 37, Taf. 3, Fig. 8.
- 1955 Lenticulina (Lenticulina) saxocretacea BARTENSTEIN, nom. nov., S. 45.
- 1956 Lenticulina (Lenticulina) subalata (REUSS) BARTENSTEIN, S. 515, Taf. 1, Fig. 8.
- 1957 Lenticulina (Lenticulina) subalata (REUSS) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 23, Taf. 5, Fig. 92.
- 1958 Lenticulina subalata (REUSS) SZTEJN, S. 19, Fig. 32.
- 1965 Lenticulina (Lenticulina) saxocretacea BARTENSTEIN NEAGU, S. 11, Taf. 3, Fig. 5–6.
- 1966 Lenticulina (Lenticulina) saxocretacea Bartenstein Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 146, Taf. 2, Fig. 95—99.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, etwas gebauchte Seitenflächen, Umriß fast kreisrund. Der letzte sichtbare Umgang besteht aus durchschnittlich acht Kammern. Schalenrand von schmalem, durchsichtigem Kiele gesäumt. Die gut erkennbaren Suturen stark nach hinten gekrümmt. Mäßiges Kammergrößenwachstum. In der Gegend des Nabels bildet sich ein kleiner, unregelmäßig begrenzter, glasig durchscheinender Kallus. Von diesem aus verlaufen auf der Gehäuseaußenwand die Nähte als schwach betonte Leistchen, um aber bald gegen die Peripherie hin zu verschwinden. Mundfeld dreieckig, flach bis leicht konkav und deutlich gerahmt. Die gestrahlte Mundöffnung dorsal sehr vorgezogen. Schale bis auf die gegen das Zentrum zu durch kurze, unbedeutende Rippen oberflächlich noch mehr hervorgehobenen Suturen glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Lenticulina) secans (REUSS, 1860) (Taf. 11, Fig. 1 a-b)

- 1860 Cristellaria secans REUSS, S. 214, Taf. 9, Fig. 7.
- 1935 Lenticulina secans REUSS EICHENBERG, S. 157, Taf. 13, Fig. 1.
- 1936 Lenticulina secans REUSS BROTZEN, S. 54, Taf. 3, Fig. 10-11; Textfig. 16.
- 1965 Lenticulina (Lenticulina) secans (REUSS) NEAGU, S. 11, Taf. 3, Fig. 7-8.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, seitlich stark gewölbt, Umriß fast kreisrund. Schalenrand vom übrigen Gehäuse deutlich abgehoben und scharf gewinkelt. Die Nähte merklich nach hinten gebogen und auf der Außenseite der Schale durch breite, aber wenig ausgeprägte Rippen zwischen der großen, runden und dicken Nabelscheibe und dem Rande verfolgbar. Die einzelnen Kammern nehmen nur gering an Größe zu. Das Mündungsfeld nahezu dreieckig, etwas gebaucht und klar umgrenzt. Apertur bei den vorgefundenen wenigen Exemplaren nicht erhalten. Sehr selten.

# Lenticulina (Lenticulina) cf. subangulata (REUSS, 1863) (Taf. 9, Fig. 4 a-b)

1863 Cristellaria (Cristellaria) subangulata REUSS, S. 74, Taf. 8, Fig. 7.

1908 Cristellaria subangulata REUSS - EGGER, S. 38, Taf. 2, Fig. 7-8.

1925 Cristellaria (Robulus) subangulata REUSS - FRANKE, S. 74, Taf. 6, Fig. 11.

1928 Cristellaria subangulata REUSS - FRANKE, S. 112, Taf. 10, Fig. 13.

1935 Robulus subangulatus Reuss - Echenberg, S. 157, Taf. 16, Fig. 4.

1936 Robulus cf. subangulatus Reuss — Eichenberg, S. 6, Taf. 3, Fig. 12.

1951 Lenticulina (Lenticulina) subangulata (REUSS) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 283, Taf. 5, Fig. 111.

1951 Lenticulina (Lenticulina) subangulata (REUSS) — NOTH, S. 41, Taf. 3, Fig. 9.

1958 Lenticulina subangulata (REUSS) — SZTEJN, S. 22, Fig. 39.

1965 Lenticulina (Lenticulina) subangulata (REUSS) - NEAGU, S. 10, Taf. 3, Fig. 21-22.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, an den Seiten etwas gebaucht, Umriß nahezu kreisrund. Acht nur langsam größer werdende Kammern stellen den letzten Umgang vor. Schalenrand sehr scharfkantig, an den Nahtauslaufstellen der jüngeren Kammern in zunehmendem Maße gewinkelt. Suturen mehr oder minder klar und etwas gekrümmt, nicht vertieft. Das abgebildete Individuum weicht vom Typ durch seine unvollkommene, involute Aufrollung ab. Mundfeld oval, gewölbt und nicht deutlich umrahmt. Die gering vorgezogene Mündung ist strahlig. Schale glatt. Sehr selten.

### Untergattung Marginulinopsis SILVESTRI, 1904

### Lenticulina (Marginulinopsis) cephalotes (REUSS, 1863) (Taf. 11, Fig. 6)

1863 Cristellaria (Cristellaria) cephalotes REUSS, S. 67, Taf. 7, Fig. 4-6.

1880 Cristellaria trunculata BERTHELIN, S. 53, Taf. 3, Fig. 26-27.

1950 Vaginulinopsis cephalotes (REUSS) — DAM, S. 39, Taf. 3, Fig. 9.

1958 Astacolus cephalotes (REUSS) - SZTEJN, S. 25, Fig. 48.

1962 Marginulina cephalotes (REUSS) - TAPPAN, S. 168, Taf. 43, Fig. 14-17.

1965 Lenticulina (Vaginulinopsis) cephalotes (REUSS) — NEAGU, S. 12, Taf. 4, Fig. 12.

1966 Lenticulina (Vaginulinopsis) cephalotes (REUSS) — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 150, Taf. 2, Fig. 178—182.

Beschreibung: Gehäuse klein, dick und derb, im Umrisse länglich. Schalenrand gerundet und an den Nahtstellen besonders im jüngeren Gehäuseabschnitte deutlich gebuchtet. Vier bis fünf langsam an Größe zunehmende Kammern setzen eine etwas unvollkommene Spira zusammen. Die letzte Kammer des aufrechten Schalenteiles ist sehr groß und aufgebläht. Die Breite der Kammern bedeutender als ihre Höhe. bloß die jüngste ist darin eine Ausnahme, da Breite und Höhe einander die Waage halten. Suturen durchscheinend und fast gerade, nur jene zwischen den beiden letzten Kammern sichtlich vertieft und zur Spira hin geneigt. Mundfeld kurz, breitoval und unabgegrenzt. Die Mündung gestrahlt und auf kurzer, dorsal gelegener Spitze ruhend .Schale glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Marginulinopsis) comma (ROEMER, 1841) (Taf. 11, Fig. 7)

1841 Marginulina comma ROEMER, S. 96, Taf. 15, Fig. 15 (fide Ellis & MESSINA).

1902 Marginulina comma ROEMER - EGGER, S. 96, Taf. 9, Fig. 2.

1948 Marginulinopsis comma (ROEMER) — DAM, S. 183, Taf. 32, Fig. 1–2.

1951 Lenticulina (Marginulinopsis) comma (ROEMER) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 288, Taf. 6, Fig. 135.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, zart und schlank, im Umrisse länglich-oval. Der schwach bis gut gebauchte Schalenrand im Spiralabschnitte des Gehäuses rund, im rectilinearen Teile deutlich, jedoch auch gerundet. Runder Proloculus, daran sich kleine, aber gut ausgebildete Spira, aus vier bis fünf Kammern bestehend, anschließt. Die Kammern mehr breit als hoch und nur wenig aufgebläht. Suturen der Spira nahezu radial und durchscheinend, im aufrechten Gehäuseverlaufe eingesenkt und schief. Mündungsfeld kurz, schmal und kaum ausgeprägt. Die letzte Kammer dorsal sich verschmälernd und dort die strahlige Apertur tragend. Schale glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Marginulinopsis) cf. deperdita (TERQUEM, 1864) (Taf. 12, Fig. 13)

1864 Cristellaria deperdita TERQUEM, S. 423, Taf. 10, Fig. 10 (fide Ellis & MESSINA).

B e s c h r e i b u n g: Das beschädigte Gehäuse mittelgroß, langgestreckt und schlank, im Querschnitte fast rund. Dem kugeligen bis tropfenförmigen Proloculus schließen drei weitere deutlich größer werdende Kammern in unvollkommener Spira an. Jene des aufrechten Schalenabschnittes nehmen recht unregelmäßig an Größe zu, was an dem gelappten und gebuchteten Umrisse ersichtlich ist, alle mehr breit als hoch, ihre Außenwandflächen mit mehr oder weniger dicht gesetzten Pusteln verziert. Nähte deutlich, schief, schwach vertieft. Mundregion verlorengegangen. Sehr selten.

B em er kung en: Vom Fehlen der starken Gehäusekrümmung abgesehen, stimmt die Beschreibung der aus dem U. Lias von Metz in Frankreich erstmals aufgefundenen L. (M.) deperdita (TERQUEM, 1864) recht gut mit der oben vorgelegten überein.

#### Lenticulina (Marginulinopsis) jonesi (REUSS, 1863)

#### (Taf. 11, Fig. 2-3 und 5)

1863 Cristellaria (Marginulina) jonesi REUSS, S. 61, Taf. 5, Fig. 19.

1863 Cristellaria (Marginulina) robusta REUSS, S. 63, Taf. 6, Fig. 5-6.

1880 Marginulina munieri BERTHELIN, S. 33, Taf. 1, Fig. 19.

1894 Marginulina robusta REUSS - CHAPMAN, S. 163, Taf. 4, Fig. 23.

1894 Marginulina jonesi REUSS — CHAPMAN, S. 163, Taf. 4, Fig. 24.

1894 Marginulina munieri Berthelin — Chapman, S. 163, Taf. 4, Fig. 22.

1933 a Marginulina jonesi Reuss — EICHENBERG, S. 9, Taf. 7, Fig, 8.

1933 b Marginulina robusta REUSS — EICHENBERG, S. 179, Taf. 19, Fig. 12.

1933 b Marginulina munieri Berthelin — Eichenberg, S. 178, Taf. 19, Fig. 10.

1935 Marginulina jonesi Reuss - EICHENBERG, S. 160, Taf. 17, Fig. 5.

1948 Marginulina robusta REUSS — DAM, S. 179, Taf. 32, Fig. 6.

1950 Marginulina jonesi REUSS - DAM, S. 22, Taf. 2, Fig. 4.

1951 Lenticulina (Marginulinopsis) robusta (REUSS) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 289, Taf. 6, Fig. 142—143.

1956 Lenticulina (Marginulinopsis) robusta robusta (REUSS) — BARTENSTEIN, S. 515, Taf. 1, Fig. 11, 17, 25.

- 1957 Lenticulina (Marginulinopsis) sp. BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 32, Taf. 6, Fig. 122.
- 1958 Astacolus jonesi (REUSS) SZTEJN, S. 24, Fig. 45.

1962 Marginulinopsis jonesi (REUSS) - TAPPAN, S. 167, Taf. 42, Fig. 1-6.

1965 Marginulina jonesi REUSS — NEAGU, S. 17, Taf. 5, Fig. 11-12.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, zart bis derb, im Umrisse länglich- bis breit-oval. Schalenrand wenig gebaucht und von meist durchgehendem, seltener auf der jüngsten Kammer verschwindendem, durchsichtigem Kiele besetzt. Spira kaum bis sehr gut entwickelt, jedoch im Vergleiche zum aufrechten Gehäuseteile immer klein. Kammern viel breiter als hoch, nur die letzte fast ebenso hoch wie breit. Nähte durchscheinend, etwas vertieft, auf der Spira gerade-radial, sonst merklich schief. Mundfeld kurz, wenig deutlich, nicht abgegrenzt. Mundöffnung rückenständig und auf kurzem Halse sitzend. Die Schale von einer zahlenmäßig schwankenden Reihe durchgehender, zur Gehäuseachse parallel verlaufender Rippen mit Flügelsäumen bedeckt. Die Stärke der Rippen von Individuum zu Individuum verschieden, auch kann der Verlauf unregelmäßig sein und plötzlich enden, um später wieder einzusetzen. Sehr selten.

Bemerkungen: Der Verfasser hält Cristellaria (Marginulina) jonesi REUSS, Cr. (M.) robusta REUSS und Marginulina munieri BERTHELIN für synonym, wobei die erste und dritte Art wohl Variationen der mikrosphärischen, die zweite aber die megalosphärische Generationsform darstellen. Fig. 2 auf Taf. 11 gehört, wie schon BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI 1957 ausführten, wahrscheinlich ebenfalls diesem Formenkreise an.

# Lenticulina (Marginulinopsis) schloenbachi (REUSS, 1863) (Taf. 12, Fig. 14)

1863 Cristellaria (Cristellaria) schlönbachi REUSS, S. 65, Taf. 6, Fig. 14-15.

Beschreibung: Gehäuse klein, langgestreckt, von rundlichem Querschnitte. Die kleine, unvollständige Spira etwas vorgereckt, ansonsten Rücken und Bauch nahezu parallel verlaufend. Kammern werden zunächst merklich umfangreicher, gewinnen später — im rectilinearen Teile — aber nur mehr an Höhe. Alle Kammern breiter als hoch, nur die Höhe der Endkammer übertrifft die Breite wesentlich. Nähte ziemlich klar, schief, nicht oder nur ein wenig vertieft. Die letzte Kammer verjüngt sich allmählich zu der etwas rückenständigen Mündung. Schale glatt. Sehr selten .

# Lenticulina (Marginulinopsis) sequana n. sp. (Taf. 11, Fig. 8)

Derivatio nominis: Sequaner = Gallischer Volksstamm. Holotypus: Taf. 11, Fig. 8.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0264.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

D i a g n o s e: Eine Art der Untergattung *Marginulinopsis* SILVESTRI, 1904, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse nur aus wenigen Kammern bestehend, deren letzte annähernd kugelig geformte den größten Teil der Schale bestreitet und auf der Oberfläche eine zarte Berippung aufweist.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, dick und plump. Schalenränder allseits gerundet. Größenzunahme der Kammern sprunghaft. Dem Proloculus und einer weiteren kleineren Kammer folgt die riesige, subsphärische, fast das gesamte Gehäuse einnehmende Endkammer, deren Wandaußenseite äußerst zarte, oft unterbrochene, ziemlich dicht stehende Rippchen bedecken. Suturen eindeutig erkennbar, etwas eingesenkt und schief. In etwas hochgezogener, dorsaler Position befindet sich die strahlige Mundöffnung. Sehr selten.

Maßedes Holotypus: Länge 0,40 mm, Durchmesser 0,30 mm.

## Lenticulina (Marginulinopsis) striata (Снарман, 1894) (Taf. 12 ,Fig. 15)

1894 Cristellaria striata Chapman, S. 646, Taf. 9, Fig. 2. 1933 b Marginulina sp. Eichenberg, S. 176, Taf. 20, Fig. 1. 1933 b Marginulina striata Chapman — Eichenberg, S. 177, Taf. 18, Fig. 12.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und zart, länglicher Umriß. Schalenrand dorsal sichtlich gewinkelt, aber abgerundet, auf der Bauchseite rund; an den Kreuzungsstellen mit den Nähten auf dem Rücken etwas, ventral tief eingebaucht. Spira bloß durch drei Kammern angedeutet. Kammern ein wenig aufgebläht, mehr breit als hoch, im rectilinearen Gehäuseteile kaum mehr an Größe zunehmend. Suturen klar und besonders zwischen den letzten Kammern stark eingesenkt, schief. Mundfeld fast nicht vorhanden, Apertur auf kurzem, rückenständigem Halse. Schale von feinen, etwas schräg über das Gehäuse verlaufenden Rippen bedeckt. Sehr selten.

### Untergattung Planularia DEFRANCE, 1826

# Lenticulina (Planularia) bradyana (CHAPMAN, 1894) (Taf. 12, Fig. 9 a-b)

1894 Cristellaria bradyana CHAPMAN, S. 654, Taf. 10, Fig. 13.

1950 Planularia bradyana (CHAPMAN) — DAM, S. 24, Taf. 2, Fig. 8.

1951 Lenticulina (Planularia) complanata NOTH, non REUSS, S. 45, Taf. 3, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 19.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, zart, von breit-ovalem Umrisse. Schalenrand dorsal sehr scharf gewinkelt und gekrümmt, die ältesten Kammern des sichtbaren, spiralig aufgewundenen Initialteiles tragen einen schmalen Kiel. Spira sehr gut entwickelt, jedoch von den jüngsten drei Kammern teilweise verdeckt, deutlicher Nabel. Nähte augenscheinlich gebogen und oberflächlich durch Rippen ausgezeichnet, die gegen den Dorsalrand immer stärker werdende, knotenartige Anschwellungen aufzeigen. Die Kammern gewinnen nur mäßig an Größe. Mundfeld sehr schmal, elliptisch, klar von Leisten eingefaßt; Mündung terminal etwas vorgezogen und gestrahlt. Gemein.

### Untergattung Robulus MONTFORT, 1808

# Lenticulina (Robulus) sternalis (BERTHELIN, 1880)

(Taf. 10, Fig. 6 a-b)

1880 Cristellaria sternalis BERTHELIN, S. 51, Taf. 3, Fig. 2.

1896 Cristellaria sternalis Berthelin — Chapman, S. 8, Taf. 2, Fig. 1.

1946 Robulus sternalis (BERTHELIN) - CUSHMAN, S. 54, Taf. 18, Fig. 1.

1958 Lenticulina sternalis (Berthelin) — Sztejn, S. 21, Fig. 37.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, seitlich stark gewölbt, Umriß breit-oval. Schalenrand von breitem, durchsichtigem, nach den jüngsten Kammern hin rasch schmaler werdendem Kiele umgeben. Suturen durchscheinend, nicht bis schwach nach hinten gebogen. Den Nabel verhüllt ein glasiger, nahezu kreisrunder Kallus. Mündungsfeld schmal, oval, gut von den Flanken abgesetzt. Mündungsschlitz dorsal, ein wenig betont. Schale glatt. Sehr selten.

### Untergattung Saracenaria DEFRANCE, 1824

### Lenticulina (Saracenaria) cf. bononiensis bononiensis (BERTHELIN, 1880) (Taf. 12, Fig. 2)

1880 Cristellaria bononiensis Berthelin, S. 55, Taf. 3, Fig. 23. 1894 Cristellaria bononiensis Berthelin — Chapman, S. 652, Taf. 10, Fig. 9. 1902 Cristellaria bononiensis BERTHELIN - EGGER, S. 112, Taf. 25, Fig. 4-6.

1940 Saracenaria bononiensis (BERTHELIN) - TAPPAN, S. 105, Taf. 16, Fig. 16.

1965 Lenticulina (Saracenaria) bononiensis (BERTHELIN) — NEAGU, S. 16, Taf. 4, Fig. 26-27.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und langgestreckt, von dreieckigem Querschnitte. Rücken etwas gebogen und von schmalem Kiele eingenommen. Auch die Ränder bauchwärts durch Flügelsäume geschmückt. Kleine Spira, die Kammern des gestreckten Gehäuseteiles breiter als hoch, geringes Größenwachstum. Suturen deutlich, gerade oder schwach gekrümmt, wenig vertieft, schief. Mündungsfeld dreieckig, gewölbt, bauchseitig nicht abgegrenzt. Gestrahlte Apertur rückenständig zu kurzem Halse hochgezogen. Seitenfläche der Schale glatt, die Bauchwand ziert eine dünne, mit Flügelsaum versehene Mittelrippe, die bis an die Basis der letzten Kammer heranreicht. Sehr selten.

Bemerkungen: Der Holotypus von BERTHELIN weist auf der Bauchfläche noch zwei schwächere Begleitrippen auf, die aber unseren Exemplaren fehlen.

> Lenticulina (Saracenaria) bononiensis (BERTHELIN, 1880) forticarinata n. ssp.

> > (Taf. 12, Fig. 4 und 7)

1962 Lenticulina (Saracenaria) bononiensis (BERTHELIN) — Arbeitskreis..., S. 287, Taf. 36, Fig. 18; Taf. 41, Fig. 7.

Derivatio nominis: Forticarinatus (lat.) = stark gekielt. Holotypus: Taf. 12, Fig. 7.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0265.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

D i a g n o s e: Eine Unterart der Art Lenticulina (Saracenaria) bononiensis (BERTHELIN), 1880, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuseränder und Rippen durch auffallend breite Flügelsäume betont.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und langgestreckt, Querschnitt dreieckig. Rücken etwas gebogen und wie die beiden Ventralränder durch breiten, durchsichtigen Flügelsaum besonders hervorgehoben. Spira nahezu unterdrückt, Kammern breiter als hoch, wenig an Größe im Verlaufe des Wachstums zunehmend. Suturen klar, etwas geschwungen, schwach eingesenkt und sehr schief. Mundfeld dreieckig, gewölbt, bauchseitig nicht abgegrenzt. Mundöffnung gestrahlt, rückenständig auf kurzem Halse gelegen. Bauchfläche von kräftiger Mittelrippe und zwei etwas geringer ausgeprägten Rippen mit breiten Flügelsäumen eingenommen, die bis an die Basis der jüngsten Kammer reichen. Je zwei weitere, flügelsaumbewehrte, aber nur ca. die halbe Gehäuselänge bedeckende Rippen finden sich an den Seitenwänden. Selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,60 mm, Breite 0,15 mm, Dicke 0,15 mm.

Beziehungen: Unsere Formen gleichen sehr stark den aus Nordwestdeutschland beschriebenen, wenngleich bei uns der Initialteil fast kaum eingerollt ist. Von Saracenaria callitoecha TAPPAN, 1943, unterscheiden sie deren bloße zwei Mittelrippen, die langen Seitenrippen, die kaum gekielten oder mit Flügelsäumen versehenen Ränder bzw. Rippen, sowie eine deutliche, kleine Spira. Der enge, kleine, aufgerollte Anfang, das Fehlen des Rippenschmuckes und die schwach ausgebildeten Kiele der Gehäusekanten trennen Saracenaria bononiensis striatolipa TAPPAN, 1943, aus der Duck-Creek-Formation Oklahomas und Texas' ab. Lenticulina (Saracenaria) valanginiana BARTENSTEIN & BRAND, 1951, im nordwestdeutschen Valendis auftretend, besitzt kleine Spira, hochgezogene Endkammer, unregelmäßig wachsende, dünne Längsrippen, sowie bloß scharfkantige Schalenränder, höchstens der Rücken weist einen schmalen Kiel auf.

Unsere Form steht bestimmt der Lenticulina (Saracenaria) bononiensis (BERTHELIN) sehr nahe. Da beide Typen ohne Übergänge nebeneinander vorkommen, handelt es sich wohl bei diesem hier beschriebenen zumindest um eine Unterart.

# Lenticulina (Saracenaria) crassicosta (EICHENBERG, 1933) (Taf. 12, Fig. 10)

1933 a Saracenaria italica crassicosta EICHENBERG, S. 17, Taf. 5, Fig. 2. 1950 Saracenaria crassicosta (EICHENBERG) — DAM, S. 25, Taf. 2, Fig. 10.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, kurz und dick, dreieckig im Querschnitte. Rücken schwach gekrümmt, besitzt breiten, durchsichtigen Kiel. Ebenso schmücken die Ränder der Bauchwand augenfällige Flügelsäume. Spira klein, Kammern werden nur langsam größer, bedeutend breiter als hoch. Nähte deutlich, schief, ventral etwas vertieft, auf den Seitenflächen durch kräftige, runde, in Richtung Dorsalrand schmaler werdende Rippen noch betont. Mundfeld dreieckig, bauchig, an den Flanken klar, bauchseits nicht abgehoben. Apertur rückenständiger, kurzer, gestrahlter Hals. Sehr selten.

# Lenticulina (Saracenaria) triangularis (ORBIGNY, 1840) (Taf. 12, Fig. 3)

1840 Cristellaria triangularis Orbigny, S. 27, Taf. 2, Fig. 21-22 (fide Ellis & MESSINA). 1894 Cristellaria triangularis Orbigny — Chapman, S. 65, Taf. 10, Fig. 3. 1902 Cristellaria triangularis ORBIGNY - EGGER, S. 117, Taf. 12, Fig. 5-6. 1925 Cristellaria triangularis Orbigny - FRANKE, S. 70, Taf. 5, Fig. 26. 1946 Saracenaria triangularis (ORBIGNY) — CUSHMAN, S. 58, Taf. 28, Fig. 1—3. 1953 Saracenaria triangularis (ORBIGNY) — HAGN, S. 52, Taf. 6, Fig. 4.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, kurz und dick, dreieckiger Querschnitt. Rücken deutlich gebogen, mit schmalem Kiele, Ventralränder scharf, aber abgerundet. Gut ausgebildete Spira, die darauffolgenden Kammern viel breiter als hoch und nur gering an Größe gewinnend. Kammerscheidewände durchscheinend, geschwungen, nicht eingesenkt, sehr schief. Mundbereich dreieckig, stark gewölbt, in die Bauchwand allmählich übergehend. Mündung dorsal hochgezogen. Schale glatt. Sehr selten.

# Lenticulina (Saracenaria) vestita (BERTHELIN, 1880) (Taf. 12, Fig. 6 a-b)

1880 Cristellaria vestita Berthelin, S. 55, Taf. 3, Fig. 22. 1894 Cristellaria vestita Berthelin — Chapman, S. 653, Taf. 10, Fig. 11. 1950 Saracenaria vestita (Berthelin) — Dam, S. 25, Taf. 2, Fig. 11.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank, zart und dünn. Querschnitt schmal-dreieckig. Rücken merklich gebogen und mit breitem, durchsichtigem Kiele versehen, desgleichen heben Flügelsäume die Ventralränder hervor. Spiraler Initialteil klein und nicht hervortretend, die Kammern sehr breit und niedrig, mäßig größer werdend. Nähte deutlich durchscheinend, gering gekrümmt oder S-förmig geschwungen, schief bis sehr schief. Mundfeld kurz, von der Bauchseite nicht abgetrennt. Apertur dorsal zu etwas längerem Halse vorgezogen. Die Seitenflächen der jüngeren Kammern ziert pro Kammer je eine von der ehemaligen Mündungsregion bis etwa zur halben Kammerbreite schräg herabziehende Rippe. Gemein.

### Untergattung Vaginulinopsis SILVESTRI, 1904

Lenticulina (Vaginulinopsis) bronnii (ROEMER, 1841) (Taf. 12, Fig. 8 a-b)

- 1841 Planularia bronii ROEMER, S. 97, Taf. 15, Fig. 14.
- 1863 Cristellaria bronni ROEMER REUSS, S. 70, Taf. 7, Fig. 13.
- 1894 Cristellaria bronni ROEMER CHAPMAN, S. 649, Taf. 9, Fig. 12-13.
- 1928 Cristellaria bronni ROEMER FRANKE, S. 102, Taf. 9, Fig. 16.
- 1936 Astacolus bronni ROEMER EICHENBERG, S. 12, Taf. 3, Fig. 2, 8.
- 1951 Lenticulina (Saracenaria) bronnii (ROEMER) BARTENSTEIN & BRAND, S. 290, Taf. 6, Fig. 148.
- 1953 Saracenaria bronni (ROEMER) HAGN, S. 51, Taf. 6, Fig. 5.
- 1956 Lenticulina (Saracenaria) bronnii (ROEMER) BARTENSTEIN, S. 516, Taf. 1, Fig. 7, 12.
- 1957 Lenticulina (Saracenaria) cf. bronnii (ROEMER) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 33, Taf. 3, Fig. 61.
- 1958 Saracenaria bronni (ROEMER) SZTEJN, S. 35, Fig. 77.
- 1962 Lenticulina (Saracenaria) bronnii (ROEMER) Arbeitskreis..., S. 257, Taf. 36, Fig. 3; Taf. 38, Fig. 3.
- 1965 Lenticulina (Vaginulinopsis) bronni (ROEMER) NEAGU, S. 14, Taf. 4, Fig. 17-23.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, seitlich etwas gewölbt, von breit-ovalem Umrisse. Schalenrand allseits scharf. Spira deutlich geformt, wenig hervortretend. Kammern sehr breit und nieder, mäßiges Größenwachstum. Die jüngste Kammer auffallend klein. Suturen sehr schief, im älteren Schalenbereiche unklar, schlecht durchscheinend, im jüngeren, besonders zwischen den beiden letzten Kammern, sichtbar und etwas vertieft. Mündungsfeld klein, schmal-elliptisch, nicht abgegrenzt. Mündung dorsal ein wenig vorgezogen. Schale glatt. Sehr selten.

## Lenticulina (Vaginulinopsis) carinata n. sp. (Taf. 12, Fig. 1 und 5 a-b)

Derivatio nominis: Carinatus (lat.) = gekielt.

Holotypus: Taf. 12, Fig. 5 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0266.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 2 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Untergattung Vaginulinopsis SILVESTRI, 1904, mit folgenden Besonderheiten: Ventral- und Dorsalrand breit und rechteckig; Suturen der geraden Gehäusepartie auf der Oberfläche durch dünne Rippen verdeutlicht.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein bis mittelgroß, langgestreckt, flach und dünn. Die unvollkommene Spira deutlich etwas vorgereckt, die Ränder des gestreckten Schalenanteiles nur wenig divergierend, jener dorsal nur sehr schwach gebogen bis gerade und nicht gebuchtet, ventralseitig an den Nahtstellen ein wenig eingeschnürt. Bauch- und Rückenwand breit, an den scharfen Kanten finden sich zusätzlich noch augenfällige, durchsichtige Flügelsäume. Größe der breiten, niederen Kammern langsam anwachsend. Nähte klar, durchscheinend, schief, nicht eingesenkt, auf der Oberfläche der Gehäuseflanken des rectilinearen Abschnittes durch schmale, gegen den Rücken zu auslaufende Rippen betont. Mundregion rechteckig, bauchseitig nicht abgegrenzt. Runde Apertur auf auffallendem, geradem, engem Halse dorsal gelegen. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,80 mm, Breite 0,20 mm, Dicke 0,10 mm.

B e z i e h u n g e n: Enge verwandt mit unserer Form ist L. (Vaginulinopsis) comitina (BERTHELIN, 1880), doch unterscheidet sich diese durch die Oberflächenornamentik der Suturen auf dem aufrechten Teile der Schale. Jede Rippe ist da in eine Anzahl kleinster, schrägstehender Rippchen aufgelöst.

### Gattung Marginulina ORBIGNY, 1826

# Marginulina cf. adunca (FRANZENAU, 1894) (Taf. 12, Fig. 12)

1894 Cristellaria adunca FRANZENAU, S. 277, Taf. 6, Fig. 56 (fide Ellis & MESSINA).

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, dick und plump. Die vollkommen runden Schalenränder in der Gegend der Nähte etwas eingeschnürt. Rasches Kammergrößenwachstum. Die beiden ersten Kammern mehr breit als hoch, die dritte, letzte fast kugelig aufgebläht und das gesamte Gehäuse beherrschend. Suturen deutlich, wenig schief und merklich eingesenkt. Die gestrahlte Apertur findet sich auf einer kleinen Erhöhung der Endkammer. Schale glatt. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Unser abgebildetes Exemplar unterscheidet sich von der Typus-Art aus jungtertiären Sanden der Umgebung von Agram lediglich durch die geringere Kammerzahl (drei statt fünf).

### Marginulina aequivoca (REUSS, 1863) (Taf. 10, Fig. 2)

1863 Cristellaria (Marginulina) aequivoca REUSS, S. 60, Taf. 5, Fig. 17.
1894 Marginulina aequivoca REUSS — CHAPMAN, S. 162, Taf. 4, Fig. 20.
1950 Marginulina aequivoca REUSS — DAM, S. 23, Taf. 2, Fig. 6.
1965 Marginulina aequivoca REUSS — NEAGU, S. 17, Taf. 4, Fig. 36-37.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, langgestreckt und schlank. Anfangsteil ein wenig vorgeneigt, Rücken merklich gekrümmt. Die ältesten Kammern sind nicht voneinander zu scheiden, die folgenden fast so hoch wie breit, bauchig, etwas sprunghaft größer werdend. Nähte des jüngeren Gehäuseabschnittes undeutlich, schief, in tiefen Einschnürungen gelegen. Mündung rückenständig auf dünnem, kurzem Halse. Schale von kräftigen, durchgehenden, ziemlich weit auseinanderstehenden, flügelsaumbewehrten Rippen bedeckt. Selten.

### Marginulina hamulus CHAPMAN, 1894 (Taf. 12, Fig. 11)

1894 Marginulina hamulus CHAPMAN, S. 161, Taf. 4, Fig. 13. 1928 Marginulina hamulus CHAPMAN — FRANKE, S. 75, Taf. 5, Fig. 26–27.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein und gedrungen. Initialteil deutlich vorgestreckt, verstümmelt; Rücken und Bauch sehr augenfällig gekrümmt. Dorsalrand gerundet, jener ventralseitig rund. Kammern nehmen ziemlich schnell an Größe zu, sehr breit und niedrig, lediglich die beiden letzten gewinnen etwas mehr an Höhe. Suturen schief, mitunter leicht geschwungen, nicht oder im jüngsten Abschnitte kaum vertieft. Mündung dorsal auf dem Ende der sich bloß unwesentlich verjüngenden letzten Kammer gelegen. Schale glatt. Sehr selten.

# Marginulina inaequalis REUSS, 1860 (Taf. 10, Fig. 7)

1860 Marginulina inaequalis REUSS, S. 207, Taf. 7, Fig. 3.

1863 Marginulina inaequalis REUSS, S. 59, Taf. 5, Fig. 13; Taf. 6, Fig. 8.

1894 Marginulina inaequalis REUSS — CHAPMAN, S. 160, Taf. 4, Fig. 12.

1902 Marginulina inaequalis REUSS – EGGER, S. 94, Taf. 9, Fig. 4.

1925 Marginulina inaequalis Reuss — FRANKE, S. 55, Taf. 4, Fig. 26.

1933 b Dentalina sp. EICHENBERG, S. 186, Taf. 19, Fig. 4.

1933 b Astacolus sp. EICHENBERG, S. 176, Taf. 23, Fig. 4.

1936 Marginulina inaequalis REUSS — EICHENBERG, S. 12, Taf. 2, Fig. 10. 1950 Marginulina inaequalis REUSS — DAM, S. 22, Taf. 2, Fig. 3.

1965 Marginulina inaequalis REUSS — DAM, S. 22, 121, 2, 11g. 5. 1965 Marginulina inaequalis REUSS — NEAGU, S. 17, Taf. 4, Fig. 33.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, langgestreckt, aber ein wenig plump wirkend. Initialteil etwas vorgeneigt, Rücken schwach durchgebogen. Altester Gehäuseabschnitt erst bei Aufhellen aufgliederbar, die jüngeren Kammern von ungleicher, bauchiger Gestalt, höher als breit; rasches Größenwachstum. Zwischen den letzten Kammern besonders bauchseitig ausgeprägte Einschnürungen. Suturen undeutlich, schief. Die Endkammer verschmälert sich allmählich zur dorsal gelegenen, hochgezogenen, strahligen Mündung. Schale glatt. Sehr selten.

### Gattung Orthomorphina STAINFORTH, 1952

Orthomorphina cretacea n. sp. (Taf. 13, Fig. 2)

Derivatio nominis: Wegen des Auftretens in der Kreide so benannt.

Holotypus: Taf. 13, Fig. 2.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0267.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Orthomorphina STAINFORTH, 1952, mit folgenden Besonderheiten: Die durch rasches Größenwachstum ausgezeichneten Kammern sind unregelmäßig walzenförmig gestaltet.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, langgestreckt und schlank. Dem halbkugeligen Proloculus folgen, augenfällig an Größe zunehmend, weitere mehr hohe als breite, etwas unregelmäßig walzenförmige Kammern, deren letzte terminal eine jetzt verstümmelte, halsartige Verlängerung besitzt, die die einfache, runde Mündung trug. Nähte deutlich, gerade und merklich eingesenkt. Schale glatt. Sehr selten.

Maßedes Holotypus: Länge 0,80 mm, Durchmesser 0,15 mm.

B e m e r k u n g e n: Wenngleich diese Gattung bisher sicher erst ab dem Eozän bekannt zu sein scheint, beschrieben doch schon R. SAID & M. G. BARAKAT 1958 eine wohl hieherzustellende Form (O. terquemi) aus dem Oberjura der Halbinsel Sinai.

### Gattung Pseudonodosaria BOOMGAART, 1949

# Pseudonodosaria appressa (LOEBLICH & TAPPAN, 1955) (Taf. 10, Fig. 5)

1940 Pseudoglandulina sp. TAPPAN, S. 105, Taf. 16, Fig. 14.

1955 Rectoglandulina appressa LOEBLICH & TAPPAN, S. 4, Taf. 1, Fig. 1-4 (fide Ellis & MESSINA).

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, aufrecht, uniserial. Kammern werden rasch größer; die letzte ausgenommen, viel breiter als hoch, übergreifen einander sehr stark. Endkammer nimmt mehr als ein Drittel des Gehäuses ein, verschmälert sich allmählich zur strahligen, endständigen Mündung. Nähte deutlich, gerade und nicht vertieft. Schale glatt. Sehr selten.

### Gattung Quadratina DAM, 1946

# Quadratina quadrata (VIEAUX, 1941)

(Taf. 13, Fig. 3 a-b)

1941 Dentalinopsis quadrata VIEAUX, S. 626, Taf. 85, Fig. 8.

1943 Dentalinopsis quadrata VIEAUX - TAPPAN, S. 509, Taf. 81, Fig. 25.

1965 Quadratina quadrata (VIEAUX) - NEAGU, S. 24, Taf. 5, Fig. 16-17.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, gerade, durchscheinend, im Querschnitte viereckig mit stark konkaven Seiten, die Ränder abgerundet. Kugelige Anfangskammer, darauf sitzen, einreihig, langsam größer werdende, mehr breite als hohe Kammern. Die jüngste zur runden, terminalen, vielleicht strahligen Apertur hochgezogen. Suturen leicht eingesenkt und deutlich gebogen. Schale glatt. Sehr selten.

### Gattung Tristix MACFADYEN, 1941

### Tristix acutangula (REUSS, 1863) (Taf. 13, Fig. 1 a-b)

1863 Rhabdogonium acutangulum REUSS, S. 55, Taf. 4, Fig. 14.

1943 Dentalinopsis excavata (REUSS) - TAPPAN, S. 509, Taf. 81, Fig. 22.

1948 Tristix acutangulum (REUSS) — DAM, S. 181, Taf. 32, Fig. 9-10.

1950 Tristix cf. acutangulum (REUSS) - DAM, S. 46, Taf. 2, Fig. 21.

1951 Tristix ancutangulus (REUSS) - BARTENSTEIN & BRAND, S. 314, Taf. 10, Fig. 257-261.

1951 Rhabdogonium acutangulum Reuss — Noth, S. 80, Taf. 1, Fig. 2.

1956 Tristix acutangula (REUSS) — BARTENSTEIN, S. 520, Taf. 2, Fig. 50.

- 1957 Tristix acutangula (REUSS) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 37, Taf. 5, Fig. 111; Taf. 6, Fig. 139.
- 1958 Tristix acutangulus (REUSS) SZTEJN, S. 38, Fig. 86.
- 1966 Tristix acutangula (REUSS) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 157, Taf. 3, Fig. 266, 273–278.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, gerade, durchscheinend, mit dreieckigem Querschnitte, Seitenflächen schwach konkav, Ränder gewinkelt. Der subsphärischen Initialkammer sitzen reitend mehr breite als hohe, merklich an Größe zunehmende Kammern auf. Endkammer zur zentralen, runden Mundöffnung sich allmählich verschmälernd, Aperturregion etwas hochgezogen. Kammertrennwände gering vertieft und deutlich gebogen. Schale glatt. Sehr selten.

> Tristix excavata (REUSS, 1863) (Taf. 10, Fig. 1 a-b)

1863 Rhabdogonium excavatum REUSS, S. 91, Taf. 12, Fig. 8.

1894 Rhabdogonium excavatum REUSS — CHAPMAN, S. 160, Taf. 4, Fig. 9.

1899 Rhabdogonium excavatum REUSS - CHAPMAN, S. 305, Fig. 2.

1925 Rhabdogonium excavatum REUSS - FRANKE, S. 53, Taf. 4, Fig. 20.

1928 Rhabdogonium excavatum REUSS — FRANKE, S. 73, Taf. 5, Fig. 22.

1940 Dentalinopsis excavata (REUSS) - TAPPAN, S. 118, Taf. 18, Fig. 10.

1943 Dentalinopsis tricarinatum acutangulum (REUSS) - TAPPAN, S. 500, Taf. 81, Fig. 29.

1951 Rhabdogonium excavatum Reuss — Noth, S. 81, Taf. 2, Fig. 41.

1956 Tribrachia excavata (Reuss) — BARTENSTEIN, S. 520, Taf. 2, Fig. 49.

1965 Tristix excavata (REUSS) - NEAGU, S. 24, Taf. 5, Fig. 14-15.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein und durchscheinend. Querschnitt dreieckig, jedoch mit augenfällig nach innen geschwungenen Seitenwänden. Ränder deutlich, aber gerundet. Der Anfangskammer folgen, reitend angeordnet, breite, sehr niedrige Kammern mit mäßig zunehmender. Größe. Die jüngste zur terminalen, runden, auf kurzem Halse sich vorstreckenden Mündung zugespitzt. Suturen äußerst gering vertieft, stark gebogen. Schale glatt. Selten.

### Gattung Vaginulina ORBIGNY, 1826

Vaginulina albiensis n. sp. (Taf. 14, Fig. 4 a-b)

Derivatio nominis: Wegen des Auftretens im Alb. Holotypus: Taf. 14, Fig. 4 a-b.

Aufbewahrung: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0268.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

D i a g n o s e: Eine Art der Gattung Vaginulina ORBIGNY, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse sehr groß, mit berippten Seitenwänden, über Bauch- und Rückenseite verläuft in der Mitte ein breiter Kiel, Schalenränder infolge des geringen Kammerwachstums fast parallel.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, jedoch nur als Fragment überliefert, langgestreckt, schmal und flach. Die scharfen Schalenränder noch durch breite, durchsichtige Flügelsäume betont, den flachen, nahezu ebenen Rücken und die an den Nahtstellen eingedellte Bauchseite durchzieht in der Mitte ein deutlicher, glasiger Kiel, der bis an die Mündung heranreicht. Die vorhandenen Kammern nehmen kaum an Größe zu, so daß Dorsal- und Ventralrand annähernd parallel verlaufen. Kammern viel breiter als hoch. Die schiefen Suturen auf der Oberfläche durch augenfällige, dünne Leisten gekennzeichnet, die sich aber nach ca. zwei Drittel der Kammerbreite in Richtung Rücken verlieren. Die Flanken bedecken etliche deutliche, schmale, ungefähr parallel zur Gehäuseachse verfolgbare Rippen, die aber nur die Felder zwischen den Suturleisten einnehmen und deren Verlauf auch manchmal unregelmäßig und unterbrochen sein kann. Auf dem dem Rücken zugewandten, restlichen Drittel der Kammerbreite finden sich lange, etwas schräg nach unten zur Ventralseite hinführende, dünne Rippen, deren Bahn größer ist als die Kammerhöhe, die also die Nahtleisten überqueren oder in die der nächst älteren einmünden können. Auch den ziemlich breiten Rücken zieren sporadisch auftretende, kurze Rippen. Die Endkammer ist knapp zur terminalen, fast runden Mundöffnung hochgezogen. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 2,05 mm, Breite 0,40 mm, Dicke 0,20 mm.

B e z i e h u n g e n: Unsere Spezies zeigt bloß zu V. strigillata bettenstaedti ALBERS, 1952, aus der Unterkreide NW-Deutschlands eine gewisse Ahnlichkeit auf, die schon F. CHAPMAN 1894 als V. strigillata REUSS aus dem Gault von Folkestone abgebildet hat. Diese Form unterscheidet sich aber von der hier neu beschriebenen durch das deutliche Zunehmen der Kammergröße, den fehlenden oder nur dorsal auftretenden Mittelkiel, die über mehrere Kammern dahinlaufenden Rippen, sowie eine sichtlich zur Apertur hochgezogene, letzte Kammer.

# Vaginulina aptiensis EICHENBERG, 1936 (Taf. 14, Fig. 6 a—b)

1936 Vaginulina aptiensis Eichenberg, S. 27, Taf. 4, Fig. 5. 1962 Vaginulina aptiensis Eichenberg — Arbeitskreis . . , S. 283, Taf. 41, Fig. 8—9.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, gerade, langgestreckt und schlank, aus neun nur wenig an Umfang wachsenden Kammern zusammengesetzt, deren älteste kugelig, die anderen breiter als hoch sind. Rückenränder gering, jene der Bauchseite besonders im jüngeren Schalenabschnitte stark eingeschnürt und mit schmalen, scharfkantigen Leisten besetzt. Die schiefen Suturen deutlich durchscheinend. Endkammer zur langen, runden Mündungsspitze hochgezogen. Schale glatt. Sehr selten.

# Vaginulina borealis n. sp. (Taf. 15, Fig. 11)

Derivatio nominis: Borealis (lat.) = nördlich.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 11.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0269.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Vaginulina Orbigny, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Unregelmäßiges Anwachsen der Kammerbreiten; kurze, regellos die Oberfläche der jüngeren Kammern zierende Rippen.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, langgestreckt und schlank. Schalenränder mit Flügelsäumen versehen, dorsal gerade, ventral in der Gegend des Suturenverlaufes leicht gedellt. Dem sphärischen Proloculus folgen sieben im jüngeren Teile unregelmäßig an Breite gewinnende, niedere Kammern. Nähte schief, etwas gebogen und oberflächlich durch dünne, gegen den Rücken zu auslaufende Leisten markiert. Ab der vierten Kammer bedecken sehr kurze, dünne, aber deutliche, ungleich verlaufende Rippen die Flanken. Endkammer lang zur runden Apertur hochgezogen. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 1,30 mm, Breite 0,20 mm, Dicke 0,10 mm.

Beziehungen: Von V. delftensis n. sp. durch das unregelmäßige Kammerbreitenwachstum und die kurzen, viel derberen Rippen zu sondern.

V. recta tenuistriata CHAPMAN, 1894, aus dem Gault von Folkestone angeführt, trennen das gleichmäßig breiter werdende Gehäuse und die geraden, nur eine Kammerbreite einnehmenden, feinen, auf der gesamten Schale zu findenden Rippen.

Aus denselben Gründen, sowie durch das Auftreten eines Mittelkieles läßt sich die aus dem Alb der Niederlande von A. DAM 1950 erstbeschriebene V. mediocarinata abgrenzen.

Nur zwei, aber sehr kräftige Rippen pro Kammer besitzt V. paucistriata REUSS, 1863, die aus dem oberen Gault NW-Deutschlands erstmals bekannt wurde.

# Vaginulina costulata ROEMER, 1842

(Taf. 14, Fig. 3)

1842 Vaginulina costulata ROEMER, S. 273, Taf. 7 b, Fig. 3. 1928 Vaginulina costulata ROEMER — FRANKE, S. 83, Taf. 7, Fig. 26. 1951 Vaginulina costulata ROEMER — BARTENSTEIN & BRAND, S. 293, Taf. 6, Fig. 157. 1965 Vaginulina costulata ROEMER — NEAGU, S. 25, Taf. 6, Fig. 5.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, langgestreckt und schlank. Kugeliger Proloculus, die folgenden Kammern breiter als hoch, langsam größer werdend. Dorsalränder fast gerade, Ventralkanten besonders im jüngsten Schalenabschnitte gelappt, beide mit deutlichen Leisten versehen. Die klaren, schiefen Suturen tragen auf der Oberfläche schwach ausgeprägte Rippen, die aber auf dem älteren Gehäuseteile kaum auffallen. Apertur rund, terminal, etwas betont. Sehr selten.

### Vaginulina debilis (BERTHELIN, 1880)

(Taf. 13, Fig. 4)

1880 Marginulina debilis BERTHELIN, S. 35, Taf. 3, Fig. 28.

1894 Marginulina debilis Berthelin — Chapman, S. 161, Taf. 4, Fig. 15.

1933 b Dentalina debilis Berthelin - Eichenberg, S. 183, Taf. 23, Fig. 10.

1935 Dentalina debilis BERTHELIN — EICHENBERG, S. 167, Taf. 12, Fig. 9.

1940 Vaginulina debilis (Berthelin) — TAPPAN, S. 108, Taf. 16, Fig. 26.

1943 Vaginulina debilis (BERTHELIN) — TAPPAN, S. 500, Taf. 80, Fig. 15.

1948 Vaginulina neocomiana DAM (non CHAPMAN), S. 180, Taf. 32, Fig. 14.

1950 Vaginulina debilis (Berthelin) – DAM, S. 37, Taf. 3, Fig. 5.

- 1951 Dentalina debilis (Berthelin) BARTENSTEIN & BRAND, S. 310, Taf. 10, Fig. 239 bis 240.
- 1957 Dentalina debilis (Berthelin) Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 35, Taf. 7, Fig. 149.

1965 Dentalina debilis (BERTHELIN) - NEAGU, S. 21, Taf. 5, Fig. 19.

Beschreibung: Gehäuse groß, schlank und langgestreckt, doch fand sich nur ein Bruchstück. Größenzunahme der Kammern merklich, Kammern fast ebenso breit wie hoch. Dorsaler Rand deutlich gewinkelt, ventrale Seite vollkommen rund. Vom Profile betrachtet, sind Rücken und Bauch durch relativ tief liegende, schiefe Nähte gegliedert. Jüngste Kammer zu langer, runder, endständiger Mündungsröhre verlängert. Schale glatt. Sehr selten.

> Vaginulina delftensis n. sp. (Taf. 13, Fig. 7)

Derivatio nominis: Delft, Stadt in Holland.

Holotypus: Taf. 13, Fig. 7.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0270.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Vaginulina Orbigny, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse sehr schlank, Seitenflächen von zarten, langen Rippen bedeckt. B e s c h r e i b u n g: Gehäuse groß, langgestreckt und schlank. Schalenränder scharfkantig, durch sehr schmale Säume verstärkt, dorsal gerade, ventral besonders zwischen den jüngsten Kammern in den Kreuzungsstellen der Suturen gebuchtet. Breitenwachstum der Kammern sehr gering, Proloculus kugelig, die anderen sechs Kammern breit und niedrig. Die schiefen, durchscheinenden Nähte auf der Oberfläche der letzten drei Kammern bauchseitig durch dünne Leistchen verdeutlicht. Äußerst feine, in weiten Kurven etwas schwingende Rippen überziehen der Länge nach die Seitenwände, enden plötzlich und werden durch andere ersetzt. Die runde Mundöffnung liegt am Ende der sich zu einer langen Spitze verengenden letzten Kammer. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 1,35 mm, Breite 0,15 mm, Dicke 0,10 mm.

B e z i e h u n g e n: V. recta REUSS trennt von unserer Art das plumpere, nicht längsgerippte Gehäuse.

### Vaginulina pseudodebilis n. sp.

# (Taf. 14, Fig. 5)

Derivatio nominis: Wegen der Ahnlichkeit mit V. debilis (BERTHELIN).

Holotypus: Taf. 14, Fig. 5.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0271.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung Vaginulina Orbigny, 1826, mit folgenden Besonderheiten: Kammern gebläht und durch tiefe Nähte voneinander geschieden, Oberfläche fein berippt.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, doch abgebrochen, langgestreckt und schlank. Dorsalrand breit, schwach konkav, in der Mitte jedoch zu einer mehr oder weniger ausgeprägten Kante zusammenlaufend; Bauchwand breit und rund; beide durch die ziemlich tief eingesenkten, schiefen, etwas gebogenen Nähte deutlich gebuchtet. Kammern mehr breit als hoch, aufgeblasen, die jüngste mit langer Mündungsspitze. Schalenoberfläche mit vielen dünnen, geschwungenen, mehr oder weniger kurzen, nie die Sutur überschreitenden Rippen verziert. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 1,05 mm, Durchmesser 0,15 mm des Bruchstückes.

B e z i e h u n g e n: V. debilis (BERTHELIN, 1880) erinnert bei flüchtigem Betrachten an vorliegende Art, doch verschmälert sich der Rücken ersterer allmählich zu einer deutlichen Kante, es fehlt die Ornamentation. Im Gault Norddeutschlands tritt die von REUSS 1863 bekanntgemachte V. angustissima auf, doch ist deren Schale flach, durch die Nähte weit weniger gegliedert und ihre Oberfläche mit durchlaufenden, derben Rippen bestückt.

Der kantige, augenfällige Dorsalrand und der Schmuck ausschließlich des älteren Gehäuseabschnittes mit ohne Unterbrechung dahinziehenden, feinen Rippen macht die Unterscheidung der V. neocomiana CHAPMAN — 1894 in der Unterkreide von Surrey in England zum ersten Male angetroffen — leicht.

#### Vaginulina recta Reuss, 1863

(Taf. 13, Fig. 5; Taf. 14, Fig. 1 a-b)

1863 Vaginulina recta REUSS, S. 48, Taf. 3, Fig. 14-15.

1880 Vaginulina recta REUSS — BERTHELIN, S. 41, Taf. 2, Fig. 5-6.

1894 Vaginulina recta Reuss — CHAPMAN, S. 422, Taf. 8, Fig. 1.

1898 Vaginulina recta REUSS — CHAPMAN, S. 14, Taf. 2, Fig. 11-12.

1925 Vaginulina recta REUSS - FRANKE, S. 57, Taf. 4, Fig. 34.

1928 Vaginulina recta REUSS - FRANKE, S. 82, Taf. 7, Fig. 27-28.

1940 Vaginulina recta REUSS - TAPPAN, S. 110, Taf. 17, Fig. 7-8.

1943 Vaginulina recta REUSS - TAPPAN, S. 501, Taf. 80, Fig. 22.

- 1957 Vaginulina recta REUSS BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 38, Taf. 5, Fig. 103; Taf. 6, Fig. 134–135.
- 1958 Vaginulina recta REUSS SZTEJN, S. 28, Fig. 57.
- 1965 Vaginulina recta Reuss NEAGU, S. 24, Taf. 5, Fig. 31; Taf. 6, Fig. 2 (non 1).
- 1966 Vaginulina recta Reuss BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 155, Taf. 3, Fig. 250–253.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein bis mittelgroß, gerade und etwas gedrungen aussehend. Größenwachstum der Kammern gering, so daß die Ränder der Dorsal- und der Ventralseite fast parallel verlaufen. Anfangskammer sphärisch, die anderen bedeutend breiter als hoch. Gehäusekanten dorsal gerade, ventral nur gering im Bereiche der schiefen Suturen eingedellt. Wie jene sind auch die Nähte oberflächlich durch scharfe, schmale Leisten noch etwas unterstrichen. Der letzten Kammer sitzt ein kurzes, rundes Mündungshälschen auf. Selten.

# Vaginulina truncata robusta Berthelin & Chapman, 1894 (Taf. 13, Fig. 6 a—b)

1894 Vaginulina truncata robusta Berthelin & Chapman — Chapman, S. 424, Taf. 8, Fig. 7.

1933 a Vaginulina truncata robusta Berthelin & Chapman — Eichenberg, S. 11, Taf. 6, Fig. 5.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, breit, dick und derb. Die scharfkantigen, kaum gebuchteten Schalenränder sind von breiten, durchsichtigen Flügelsäumen besetzt. Initialkammer kugelig, hier mit einer sich dreiteilenden Rippe parallel zur Gehäuseachse geschmückt. Die folgenden wenigen, sehr breiten und niederen Kammern wachsen zusehends. Auf der
rauhen, undurchsichtigen Schalenoberfläche zeichnen sich die schiefen Nähte durch scharfe, hohe Leisten ab, die gegen den Rücken zu allerdings langsam verschwinden und selten von kurzen, ungefähr senkrecht dazu angelegten Rippen gekreuzt werden. Die runde Mündung liegt auf der terminal nur wenig hochgezogenen Endkammer. Sehr selten.

# Unterfamilie Lingulininae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 Gattung Lingulina ORBIGNY, 1826

# Lingulina denticulocarinata (CHAPMAN, 1894) (Taf. 15, Fig. 2 a-b)

1894 Frondicularia denticulocarinata CHAPMAN, S. 155, Taf. 3, Fig. 4. 1902 Frondicularia denticulocarinata CHAPMAN — EGGER, S. 89, Taf. 10, Fig. 13-14.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, länglich, unregelmäßig gewölbt. Schalenrand an den Nahtstellen tief gebuchtet, gekielt, wobei der Kiel am unteren Teile einer jeden Kammer breiter ist als oben. Das dabei entstehende Bild führte auch zur Namensgebung. Initialkammer groß, kugelig und ohne Kiel. Die nächstfolgenden, aufeinander reitenden Kammern mehr breit als hoch, doch nimmt die Höhe während des Wachsens rasch zu, so daß die letzte Kammer bereits ebenso hoch wie breit ist. Die Kammern im allgemeinen nehmen nur mäßig an Größe zu. Bis auf den Proloculus ist jede Kammer in der Mitte des unteren Drittels stark eingedellt. Nähte deutlich, offensichtlich gebogen und tief eingesenkt. Mundpartie geringfügig vorgezogen; schlitzförmige Apertur. Schale glatt. Sehr selten.

### Lingulina loryi (BERTHELIN, 1880) (Taf. 14, Fig. 2)

1880 Frondicularia loryi BERTHELIN, S. 60, Taf. 4, Fig. 5.

1880 Lingulina furcillata BERTHELIN, S. 65, Taf. 4, Fig. 6.

1894 Frondicularia loryi Berthelin - Chapman, S. 154, Taf. 3, Fig. 5.

1902 Frondicularia loryi BERTHELIN - EGGER, S. 88, Taf. 13, Fig. 8-9.

1902 Lingulina furcillata BERTHELIN - EGGER, S. 85, Taf. 23, Fig. 28-30.

1935 Frondicularia loryi BERTHELIN - EICHENBERG, S. 179, Taf. 11, Fig. 1.

1940 Lingulina furcillata Berthelin — TAPPAN, S. 106, Taf. 16, Fig. 18. 1943 Lingulina furcillata Berthelin — TAPPAN, S. 499, Taf. 80, Fig. 11.

1949 Lingulina furcillata BERTHELIN - LOEBLICH & TAPPAN, S. 259, Taf. 49, Fig. 11-12.

1950 Lingulina loryi (BERTHELIN) — DAM, S. 30, Taf. 2, Fig. 20.

1951 Frondicularia loryi Berthelin — Bartenstein & Brand, S. 303, Taf. 8, Fig. 202 bis 203.

1951 Frondicularia loryi BERTHELIN - NOTH, S. 56, Taf. 1, Fig. 5.

1962 Lingulina loryi (BERTHELIN) - TAPPAN, S. 172, Taf. 44, Fig. 19-21.

1965 Frondicularia loryi BERTHELIN - NEAGU, S. 26, Taf. 6, Fig. 13-16.

1966 Lingulina loryi (Berthelin) — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 155, Taf. 3, Fig. 243—245.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, länglich, seitlich schwach gewölbt. Schalenrand gerundet, an den Kreuzungsstellen mit den Kammerscheidewänden sichtlich gebuchtet. Proloculus kugelig, die folgenden Kammern geringfügig breiter als hoch. Kammergröße etwas sprunghaft zunehmend. Die jüngsten Kammern zeigen in der Mitte an der Basis eine kaum merkbare Eindellung. Suturen deutlich, ein wenig gebogen, vertieft. Der schmale Spalt der Mundöffnung etwas vorgezogen. Schale glatt. Sehr selten.

### Lingulina semiornata REUSS, 1863 (Taf. 15, Fig. 8)

1863 Lingulina semiornata REUSS, S. 91, Taf. 12, Fig. 11.
1894 Lingulina semiornata REUSS — CHAPMAN, S. 154, Taf. 3, Fig. 2—3.
1902 Lingulina semiornata REUSS — EGGER, S. 85, Taf. 25, Fig. 20—21.
1951 Lingulina semiornata REUSS — BARTENSTEIN & BRAND, S. 300, Taf. 8, Fig. 187.
1958 Lingulina semiornata REUSS, pars — SZTEJN, S. 34, Fig. 57 a.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, länglich, schlank, mäßig gebaucht. Schalenrand gerundet, an den Nahtstellen tief eingeschnürt. Kugeliger Proloculus, die darauf sitzenden Kammern zunächst breiter als hoch, später ebenso breit wie hoch. Größe der Kammern erst langsam anwachsend, um dann aber fast gleich zu bleiben. Alle Kammern, ausgenommen die älteste, in der Mitte des unteren Drittels merklich eingedellt. Suturen klar, anfangs wenig, zuletzt etwas mehr gebogen, deutlich vertieft. Mundöffnung spaltförmig, terminal etwas hochgezogen. Jede Kammer ist in der unteren Hälfte von mehreren sehr feinen Rippen bedeckt, die nach oben entweder verschwinden oder nur sehr lückenhaft zu verfolgen sind. Selten.

#### Gattung Ellipsocristellaria SILVESTRI, 1920

Ellipsocristellaria sequana (BERTHELIN, 1880) (Taf. 15, Fig. 6 a—b)

1880 Lingulinopsis sequana BERTHELIN, S. 63, Taf. 2, Fig. 19.

B e s c h r e i b u n g: Das sehr kleine Gehäuse etwas unregelmäßig oval und dick, mit glattem, merklich ausgeprägtem Rande. Auch die übrige Schale ist glatt, ohne Nahtvertiefungen. Die Kammern erst bei Durchlicht deutlich in Erscheinung tretend. Die Spira besteht aus fünf rasch größer werdenden Kammern, von denen die jüngste mehr als die Hälfte des Gehäuses einnimmt. Die terminal gelegene Mündung etwas vorgezogen und schlitzförmig. Sehr selten. Familie Polymorphinidae ORBIGNY, 1839 Unterfamilie Polymorphininae ORBIGNY, 1839 Gattung Eoguttulina CUSHMAN & OZAWA, 1930

> Eoguttulina fusus n. sp. (Taf. 15, Fig. 1 a-c)

Derivatio nominis: Fusus (lat.) = Spindel.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 1 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0272.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Eoguttulina CUSHMAN & OZAWA, 1930, mit folgenden Besonderheiten: Kammern treten äußerlich kaum in Erscheinung, die Schalenform ist länglich-spindelförmig.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank, von länglich-ovalem Umrisse, an beiden Enden spitz zulaufend. Suturen flach, erst nach Aufhellen sichtbar. Die einzelnen Kammern sind auf der Schalenoberfläche kaum auszunehmen. Die letzte trägt ohne besondere Betonung die radiale Mündung. Schale glatt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,65 mm, Durchmesser 0,25 mm.

B e z i e h u n g e n: *E. anglica* CUSHMAN & OZAWA, 1930, aus den Cambridge Greensands der englischen Kreide erstmals erwähnt, weist sehr stark aufgeblähte Kammern und augenfällig vertiefte Suturen auf, welche dem Gehäuseumrisse die lappige Form verleihen.

#### Gattung Globulina ORBIGNY, 1839

Globulina prisca (REUSS, 1863) (Taf. 15, Fig. 9–10)

1863 Polymorphina (Globulina) prisca REUSS, S. 79, Taf. 9, Fig. 8.

1880 Polymorphina prisca REUSS - BERTHELIN, S. 57, Taf. 4, Fig. 20-21.

1902 Polymorphina prisca Reuss - Egger, S. 124, Taf. 17, Fig. 1.

1936 Globulina prisca REUSS — BROTZEN, S. 114, Taf. 7, Fig. 11.

1946 Globulina prisca REUSS - CUSHMAN, S. 97, Taf. 40, Fig. 15-17.

1948 Globulina prisca REUSS - DAM, S. 185, Taf. 32, Fig. 15.

1951 Globulina prisca Reuss - BARTENSTEIN & BRAND, S. 320, Taf. 10, Fig. 286.

1957 Globulina prisca Reuss — Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 41, Taf. 7, Fig. 166.

1958 Globulina prisca REUSS - SZTEJN, S. 43, Fig. 102.

1962 Globulina prisca REUSS - TAPPAN, S. 184, Taf. 47, Fig. 25-26.

1965 Globulina prisca REUSS - NEAGU, S. 28, Taf. 7, Fig. 3-5.

1966 Globulina prisca Reuss — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 158, Taf. 3, Fig. 286–292, 308.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank, von länglich-ovalem Umrisse, seitlich schwach abgeflacht; Schale glatt. Gehäuseenden ein wenig zugespitzt. Suturen der wenigen, stark einander überlappenden Kammern von außen kaum sichtbar, nicht eingesenkt. Mündung spitz, gestrahlt, öfters aber durch fistuloses Wachstum verdeckt. Selten.

Gattung Pseudopolymorphina CUSHMAN & OZAWA, 1928

Pseudopolymorphina subtilis n. sp. (Taf. 15, Fig. 4 a-c)

Derivatio nominis: Subtilis (lat.) = zierlich.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 4 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0273.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Éinige Exemplare.

D i a g n o s e: Eine Art der Gattung *Pseudopolymorphina* CUSHMAN & OZAWA, 1928, mit folgenden Besonderheiten: Kammern hoch, besonders die letzten; gering eingesenkte Suturen.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und zierlich, die Seiten etwas abgeflacht. Dem quinqueloculinen Jugendstadium folgen hierauf zweizeilig gereihte Kammern. Diese hoch, wenig einander überlappend, mäßig größer werdend. Nähte etwas vertieft. Die Endkammer trägt die unbetonte, gestrahlte Apertur. Schale glatt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Breite 0,15 mm, Dicke 0,10 mm.

Beziehungen: Enge Bande bestehen gewiß zu *P. plectilis*, die A. LOEBLICH & H. TAPPAN 1949 in der hohen Unterkreide Oklahomas und Texas' zum ersten Male auffanden. Diese läßt sich aber durch die aufgeblasenen und an beiden Seiten tief zum Initialteile herabreichenden, biserial aneinander gereihten Kammern leicht von unserer Art abtrennen.

Gattung Pseudopyrulinoides n. gen.

Derivatio nominis: Wegen der Ähnlichkeit mit Pyrulinoides so benannt.

Generotypus: P. magnus n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, gedrungen bis länglich, tropfenförmig. Kammern durchaus biserial angeordnet und einander stark umfassend. Nähte schief, oft ein wenig geschwungen, nicht oder nur gering vertieft. Mundöffnung terminal, rund, auf halsartiger, deutlicher Verlängerung der Endkammer liegend. Schale kalkig, perforiert.

B e z i e h u n g e n: Unterscheidet sich von *Pyrulinoides* MARIE, 1941, durch die andersartige und nicht gestrahlte Mündung.

B e m e r k u n g e n: Die Zuordnung unseres Genus zur Unterfamilie Polymorphininae Orbigny, 1839, stützt sich auf die weitgehende Übereinstimmung der Merkmale. Die Folge der charakteristischen, gestrahlten Aperturen der hiezu gerechneten Genera wird ja auch z. B. durch die schlitzförmige von Falsoguttulina BARTENSTEIN & BRAND, 1949, unterbrochen.

# Pseudopyrulinoides magnus n. sp. (Taf. 15, Fig. 3 a-b)

Derivatio nominis: Magnus (lat.) = groß.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 3 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0274.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, langgestreckt, an beiden Enden zugespitzt. Der Initialkammer sitzen zweizeilig fünf weitere einander sehr übergreifende und rasch an Größe zunehmende Kammern auf. Suturen sehr schlecht und erst nach Aufhellen sichtbar; sie sind schief, ein wenig geschwungen und kaum eingesenkt. Die Endkammer verschmälert sich zusehends zu ziemlich langem, engem, terminal gelegenem Halse, dessen runde, einfache Offnung die Mündung vorstellt. Schale glatt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,55 mm, Breite 0,25 mm, Dicke 0,20 mm.

# Pseudopyrulinoides solidus n. sp. (Taf. 15, Fig. 5 a-b)

1896 Polymorphina sororia (non REUSS) CHAPMAN, pars, S. 12, Taf. 2, Fig. 11.

Derivatio nominis: Solidus (lat.) = gedrungen.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 5 a—b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0275.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Einige Exemplare.

D i a g n o s e: Eine Art der Gattung *Pseudopyrulinoides* n. gen. mit folgenden Besonderheiten: Schalenform gedrungen, basal stumpf, Suturen nicht geschwungen, etwas eingesenkt.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, gedrungen, basal stumpf. Die biserial angelegten Kammern gewinnen augenfällig an Umfange und umfassen einander weitgehend. Die Anfangskammer weist mitunter an der Unterseite einige wenige kleine, zarte Stachel auf. Nähte schief, aber nicht gebogen und gering vertieft. Die letzte Kammer geht terminal in schlanken, kurzen Hals mit runder Mundöffnung über. Schale glatt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Breite 0,20 mm, Dicke 0,15 mm.

B e z i e h u n g e n: Die kennzeichnende, langgestreckte, an beiden Enden spitz zulaufende Gehäuseform, sowie die geschwungenen, kaum eingesenkten Suturen trennen *P. magnus* n. sp. von obiger Art.

Gattung Pyrulinoides MARIE, 1941

Pyrulinoides hollandica n. sp. (Taf. 15, Fig. 7 a-b)

Derivatio nominis: Hollandicus (lat.) = holländisch.

Holotypus: Taf. 15, Fig. 7 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0276.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Pyrulinoides* MARIE, 1941, mit folgenden Besonderheiten: Suturen gering vertieft, Kammergrößenwachstum sehr mäßig.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, schlank und langgestreckt. Kammerfolge durchaus biserial, die einzelnen mehr hohen als breiten Kammern übergreifen einander ziemlich und nehmen nur langsam an Größe zu. Suturen ein wenig eingesenkt. Mundregion zerstört. Schale glatt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,35 mm, Breite 0,15 mm, Dicke 0,15 mm.

B e z i e h u n g e n: Der aus untertortonem Badener Tegel des südlichen Wiener Beckens 1846 durch A. ORBIGNY bekanntgemachte *P. acutus* (OR-BIGNY) ist schmal, seitlich stark abgeflacht, die Kammern sind nicht aufgebläht.

14*

P. gaultinus (BERTHELIN, 1880) weist rasches Kammerwachstum auf, so daß der Schalenumriß beinahe rhombisch wird.

## Unterfamilie Edithaëllinae n. subfam.

D i a g n o s e: Gehäuse frei, bisweilen auch festgewachsen. Kammeranordnung plani- oder trochospiralartig, wobei die jüngste Kammer die vorhergehenden weitgehend umfaßt und solchermaßen die Schale beherrscht. Der kleine, ausgesparte, ältere Gehäuseteil enthüllt jedoch recht gut den Bauplan. Keine Mundöffnung nachweisbar. Die glatte Schalenoberfläche durch wenige kräftige, charakteristische, weit auseinanderstehende Dornen und gleichfalls zahlenmäßig nicht hervortretende, winzige, spitze Stachel belebt. Wandungen kalkig, perforiert.

### Gattung Edithaëlla n. gen.

Derivatio nominis: Meiner lieben Frau Edith gewidmet. Generotypus: *E. sessilis* n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, heftet sich aber vermutlich im adulten Stadium fest. Schale subsphärisch, Kammern trochospiralartig aneinandergereiht.

# Edithaëlla sessilis.n. sp. (Taf. 16, Fig. 4 a-b und 5)

Derivatio nominis: Sessilis (lat.) = festsitzend.

Holotypus: Taf. 16, Fig. 4 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0277.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 2 Exemplare.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, nicht völlig kugelig. Kammern in trochospiralartiger Folge, wobei immer die jüngste nahezu die gesamte Schale ummantelt und nur einen winzigen Teil des älteren Gehäuseabschnittes freiläßt und damit das Bild prägt. Die vier bis fünf Kammern fügen sich zu etwa einem Viertel eines vollen Umganges zusammen. Suturen bei Aufhellen ziemlich deutlich erkennbar, schwach vertieft und leicht geschwungen. Beim Bau der Endkammer wird das Tier sessil, heftet sich fest und scheidet dabei rund um die Aufsitzstelle einen weißen, feinkörnigen, unregelmäßig begrenzten Saum aus. Keine Mundöffnung ausnehmbar. Die Schalenoberfläche zieren einige wenige derbe, stumpfe Dornen und etwas mehr sehr kleine, feine und spitze Stachel in weiten Abständen. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Höhe 0,30 mm, Breite 0,30 mm.

### Gattung Cornusphaera n. gen.

Derivatio nominis: Cornus (lat.) = Horn.

Generotypus: C. grandis n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, nahezu kugelig, Kammern wahrscheinlich trochospiral aufgerollt. Hier tragen auch die noch sichtbaren Oberflächen der älteren Kammern die derben, stumpfen Dornen.

Beziehungen: Das freie Gehäuse sondert Cornusphaera von Edithaëlla, die trochospirale Anordnung der Kammern trennt sie von Grillita, von beiden unterscheidet sich Cornusphaera durch den Dornenschmuck des beobachtbaren, älteren Schalenteiles.

# Cornusphaera grandis n. sp. (Taf. 16, Fig. 2 a-b und 3 a-b)

Derivatio nominis: Grandis (lat.) = groß.

Holotypus: Taf. 16, Fig. 3 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0278.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Mehrere Exemplare.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein bis klein, fast kugelig. Bei Aufhellen lassen sich nur äußerst schwer Einzelheiten des Initialabschnittes wahrnehmen. Die fünf Kammern scheinen trochospiral gereiht zu sein, wobei auch bei dieser Form die jeweilige Endkammer alle anderen fast völlig einschließt. Nähte sehr undeutlich und flach. Keine Apertur zu erkennen. Die derben, stumpfen Dornen erscheinen bei *C. grandis* n. sp. auch auf den ausgesparten Oberflächenteilen der älteren Kammern. Die feinen, kleinen Stachel dagegen kommen nur auf der Endkammer vor. Selten.

Maße des Holotypus: Höhe 0,50 mm, Breite 0,45 mm.

#### Gattung Grillita n. gen.

Derivatio nominis: Herrn Dr. R. GRILL (Geol. Bundesanstalt, Wien) verehrt.

Generotypus: G. planispira n. sp.

Genusdiagnose: Gehäuse frei, subsphärisch, Kammern planispiral gereiht.

B e z i e h u n g e n: Unterscheidet sich von *Edithaëlla* n. gen. durch die planispirale Kammerfolge und das Fehlen eines festgewachsenen Endstadiums.

# Grillita planispira n. sp. (Taf. 16, Fig. 1 a-c)

Derivatio nominis: Planus (lat.) = flach.

Holotypus: Taf. 16, Fig. 1 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0279.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, subsphärisch. Planispirale Kammeranordnung, wobei auch hier die jüngste Kammer immer fast ganz die übrige Schale umhüllt, der kleine, freigebliebene Gehäuseteil aber recht gut über den Bauplan Bescheid gibt. Es lassen sich vier Kammern unterscheiden. Die Suturen besonders bei Betrachten in Wasser leicht ausnehmbar, etwas eingesenkt. Die Oberfläche der Endkammer bedecken einige derbe, stumpfe Dornen und in etwas größerer Anzahl feine, spitze Stachel. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Höhe 0,35 mm, Breite 0,35 mm, Dicke 0,30 mm.

# Unterfamilie Webbinellinae RHUMBLER, 1904 Gattung Bullopora QUENSTEDT, 1856

Bullopora laevis (SOLLAS, 1877) (Taf. 16, Fig. 6 a-b)

1877 Webbina laevis Sollas, S. 103, Taf. 6, Fig. 1-3 (fide Ellis & MESSINA).

1896 Vitriwebbina sollasi CHAPMAN, S. 586, Taf. 13, Fig. 1.

1940 Bullapora laevis (SOLLAS) — TAPPAN, S. 115, Taf. 18, Fig. 6.

1943 Bullopora laevis (SOLLAS) — TAPPAN, S. 507, Taf. 81, Fig. 11-12.

1946 Bullopora laevis (SOLLAS) — CUSHMAN, S. 98, Taf. 42, Fig. 1-4.

1951 Bullopora laevis (Sollas) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 321, Taf. 11, Fig. 300-304.

1953 Bullopora laevis (SOLLAS) - HAGN, S. 72, Taf. 6, Fig. 26.

1958 Bullopora sollasi (CHAPMAN) — BARNARD, Taf. 24, Fig. 2.

1962 Bullopora laevis (SOLLAS) — ADAMS, S. 158, Taf. 23, Fig. 6-8; Taf. 24, Fig. 9, 11.

1962 Bullopora laevis (Sollas) — Schmid, S. 332, Taf. 2, Fig. 7.

1965 Vitriwebbina laevis (SOLLAS) - NEAGU, S. 28, Taf. 7, Fig. 13.

Beschreibung: Material eine von der Unterlage losgerissene, wahrscheinlich jüngere Kammer, kalkschalig, perforiert, etwas unregelmäßig halbkugelig, mit basal dünner Wand. Auf der Gehäuseoberfläche einige wenige kleine Schalenunebenheiten beobachtbar. Die in einen kurzen Hals auslaufende Kammer wird von einem breiten, glasartig durchsichtigen Saume umgeben. Sehr selten.

### Bullopora tuberculata (SOLLAS, 1877) (Taf. 16, Fig. 7 und 9)

1877 Webbina tuberculata Sollas, S. 104, Taf. 6, Fig. 4-9 (fide Ellis & Messina).

1899 Vitriwebbina tuberculata (Sollas) - Chapman, S. 315, Fig. 3.

1925 Vitriwebbina tuberculata Sollas — FRANKE, S. 81, Taf. 7, Fig. 3.

1928 Vitriwebbina tuberculata Sollas — FRANKE, S. 125, Taf. 11, Fig. 22.

1946 Bullopora tuberculata (SOLLAS) — CUSHMAN, S. 99, Taf. 42, Fig. 5-7.

1951 Bullopora tuberculata (Sollas) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 321, Taf. 11, Fig. 299.

B e s c h r e i b u n g: Material zwei von der Unterlage losgerissene Gehäuseteile, Proloculus mit folgender zweiter Kammer und ein sehr junger Schalenabschnitt. Das erste Bruchstück zeigt die Anfangskammer und die unmittelbar anschließende, nächst jüngere, die zur folgenden, nicht erhalten gebliebenen bereits mittels eines kurzen, plumpen Halses verbunden war. Beide von halbkugeliger Gestalt, die perforierte Schalenoberfläche zum Teil ziemlich dicht mit dicken Stacheln besetzt. Basal ist das Gehäuse von einem wohl schon primär etwas unregelmäßig gezackten, aus dem Schalenmaterial bestehenden, undurchsichtigen Saume umgeben. Die Sutur ist deutlich eingesenkt.

Die junge Kammer ist von birnenförmigem Umrisse, die Schalenoberfläche zieren ebenfalls dicke Stachel. Der Saum fehlt; die Verbindung zu den nächst anschließenden Kammern stellen längere, schlanke Hälse her. Sehr selten.

Gattung Echinoporina n. gen.

Derivatio nominis: Des Aussehens wegen so benannt.

Generotypus: E. erinaceus n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse festgewachsen, aus einer halbkugeligen, von kalkig-körnigem Saume umgebenen Kammer mit kalkiger Grundplatte bestehend. Mundöffnung rund, einfach, etwas oberhalb der Basis gelegen. Schale kalkig, perforiert.

Beziehungen: Unterscheidet sich von Bullopora QUENSTEDT, 1856, durch die runde, etwas über der Anheftungsfläche situierten Apertur.

> Echinoporina erinaceus n. sp. (Taf. 16, Fig. 8)

Derivatio nominis: Erinaceus (lat.) = Igel.

Holotypus: Taf. 16, Fig. 8.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0280.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 1 Exemplar.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, halbkugelig. Es sind noch Reste eines kalkig-körnigen, die Anheftungsnaht verhüllenden, undurchsichtigen Saumes vorhanden. Kalkige, dünne Grundplatte. Mund einfach, rund, etwas über der Basis gelegen. Schalenoberfläche mit dicht stehenden, feinen Stacheln besetzt. Sehr selten.

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Breite 0,30 mm, Höhe 0,25 mm.

# Unterfamilie Ramulininae BRADY, 1884 Gattung Ramulina Jones, 1875

#### Ramulina aculeata (ORBIGNY, 1840)

(Taf. 17, Fig. 6 und 9)

1840 Nodosaria (Dentalina) aculeata Orbigny, S. 13, Taf. 1, Fig. 2–3 (fide Ellis & Messina).

1896 Ramulina aculeata WRIGHT, pars - CHAPMAN, S. 583, Taf. 12, Fig. 7.

1928 Ramulina aculeata WRIGHT - FRANKE, S. 124, Taf. 11, Fig. 16-17.

- 1933 a Ramulina aculeata WRIGHT, pars EICHENBERG, S. 18, Taf. 6, Fig. 6 a.
- 1936 Ramulina aculeata WRIGHT EICHENBERG, S. 29, Taf. 6, Fig. 1.
- 1943 Ramulina aculeata WRIGHT, pars TAPPAN, S. 506, Taf. 81, Fig. 6.
- 1946 Ramulina aculeata (ORBIGNY), pars CUSHMAN, S. 100, Taf. 43, Fig. 11-12.
- 1953 Ramulina aculeata (ORBIGNY), pars HAGN, S. 71, Taf. 6, Fig. 10.

1965 Ramulina novaculeata Bullard — NEAGU, S. 28, Taf. 7, Fig. 17-18.

1966 Ramulina aculeata WRIGHT, pars — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 159, Taf. 4, Fig. 315, 330–339.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, doch nur Einzelkammern auslesbar. Kammern subsphärisch, aufgebläht, um sich wieder sehr bald zu mehr oder weniger schlanken Hälsen zu verengen, die zu den nächsten überleiten. Keine Septen. Kammernfolge und Wachstumsrichtung irregulär. Schalenoberfläche mit dicken, derben, wechselnd dicht stehenden Stacheln bedeckt. Mund das offene, runde Ende der halsartigen Verlängerung der letzten Kammer. Sehr selten.

# Ramulina aptiensis BARTENSTEIN & BRAND, 1951 (Taf. 17, Fig. 1)

1951 Ramulina aptiensis BARTENSTEIN & BRAND, S. 323, Taf. 11, Fig. 332.

1951 Ramulina globulifera BRADY - NOTH, S. 60, Taf. 2, Fig. 8.

1966 Ramulina aculeata WRIGHT, pars — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 159, Taf. 4, Fig. 325–329.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, jedoch nur isolierte Kammern der zerbrochenen Individuen vorhanden. Kammern spindelförmig, wenig bauchig, sich beiderseits gering verschmälernd. Kammergestaltung und -anordnung unregelmäßig. Schalenoberfläche zieren kurze, nicht zu derbe, verschieden dicht wachsende Stachel. Mundöffnung rund, einfach, die terminale Verlängerung der Endkammer. Sehr selten.

# Ramulina arkadelphiana Cushman, 1938 (Taf. 17, Fig. 11)

- 1896 Ramulina aculeata WRIGHT, pars CHAPMAN, S. 583, Taf. 12, Fig. 9.
- 1938 Ramulina arkadelphiana Cushman, S. 43, Taf. 7, Fig. 12-14 (fide Ellis & Mes-SINA).
- 1943 Ramulina globulifera BRADY TAPPAN, S. 506, Taf. 81, Fig. 8-9.
- 1946 Ramulina arkadelphiana Cushman, S. 99, Taf. 43, Fig. 3-8.
- 1956 Ramulina spandeli BARTENSTEIN (non PAALZOW), S. 529, Taf. 3, Fig. 67.
- 1957 Ramulina spandeli BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI (non PAALZOW), S. 42, Taf. 5, Fig. 106.
- 1965 Ramulina arkadelphiana Cushman, pars NEAGU, S. 29, Taf. 7, Fig. 15.
- 1966 Ramulina aculeata Wright, pars Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 159, Taf. 4, Fig. 316-324.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, fragmentärer Erhaltungszustand. Es ist unregelmäßig geformt und verzweigt, wobei die runden Verästelungen offen enden. Schalenwandungen mit feinen Stacheln besetzt. Selten.

# Ramulina globulifera BRADY, 1879 (Taf. 17, Fig. 5)

1879 Ramulina globulifera BRADY, S. 272, Taf. 8, Fig. 32-33 (fide ELLIS & MESSINA). 1884 Ramulina globulifera BRADY, S. 587, Taf. 76, Fig. 22-28.

- 1902 Ramulina globulifera BRADY EGGER, S. 135, Taf. 2, Fig. 2; Taf. 22, Fig. 33.
- 1908 Ramulina globulifera BRADY EGGER, S. 41, Taf. 8, Fig. 10.
- 1928 Ramulina globulifera BRADY -- FRANKE, S. 123, Taf. 11, Fig. 19-20.
- 1953 Ramulina globulifera BRADY HAGN, S. 72, Taf. 6, Fig. 11.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, verzweigt, aber immer nur in Bruchstücken vorliegend. Die einzelnen Kammern kugelig, durch lange, dünne Hälse untereinander verbunden. Eine oder mehrere dieser röhrenförmigen Verlängerungen enden offen und bilden die Mundöffnungen. Kammerwände derb-stachelig, Kammerverbindungsröhren glatt. Sehr selten.

# Ramulina laevis JONES, 1875

(Taf. 17, Fig. 10)

1875 Ramulina leavis JONES, S. 88, Taf. 3, Fig. 19 (fide Ellis & MESSINA).

1896 Ramulina laevis JONES — CHAPMAN, S. 582, Taf. 12, Fig. 2.

1928 Ramulina laevis Jones - FRANKE, S. 123, Taf. 11, Fig. 18.

1951 Ramulina laevis (Jones) — BARTENSTEIN & BRAND, S. 323, Taf. 11, Fig. 309–312. 1956 Ramulina laevis (Jones) — BARTENSTEIN, S. 529, Taf. 3, Fig. 68.

non 1966 Ramulina laevis Jones - Bartenstein, Bettenstädt & Bolli, S. 159, Taf. 3, Fig. 295-296.

Beschreibung: Gehäuse sehr groß, verzweigt, doch finden sich stets nur Fragmente. Röhrenförmig, in ungleichen Abständen unregelmäßig knollig bis subsphärisch anschwellend. Keine Kammertrennwände. Apertur ist das annähernd runde, offene Ende der Röhre. Schale glatt. Sehr selten.

# Ramulina muricatina LOEBLICH & TAPPAN, 1949 (Taf. 17, Fig. 7)

1896 Ramulina aculeata WRIGHT, pars - CHAPMAN, S. 583, Taf. 12, Fig. 8.

1902 Ramulina aculeata WRIGHT - EGGER, S. 135, Taf. 2, Fig. 3.

1933 a Ramulina aculeata WRIGHT, pars — EICHENBERG, S. 18, Taf. 6, Fig. 6 b.

1943 Ramulina aculeata WRIGHT, pars - TAPPAN, S. 506, Taf. 81, Fig. 7.

1946 Ramulina aculeata (ORBIGNY), pars - CUSHMAN, S. 100, Taf. 43, Fig. 14-16.

1949 Ramulina muricatina LOEBLICH & TAPPAN, S. 261, Taf. 50, Fig. 5-6.

1951 Ramulina muricatina LOEBLICH & TAPPAN — BARTENSTEIN & BRAND, S. 322, Taf. 11, Fig. 308.

1953 Ramulina aculeata (ORBIGNY), pars - HAGN, S. 71, Taf. 6, Fig. 9.

1958 Ramulina muricatina LOEBLICH & TAPPAN - SZTEJN, S. 43, Fig. 104.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr groß, verästelt, im Rückstande aber bloß Bruchstücke. Schlanke, gebogene, im Querschnitte fast runde Röhren, deren offenes Ende den Mund vorstellt. Schalenoberfläche von kleinen, nicht allzu derben, locker gesetzten Stacheln eingenommen. Selten.

# Familie Glandulinidae REUSS, 1860 Unterfamilie Oolininae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 Gattung Oolina Orbigny, 1839

Oolina apiculata REUSS, 1851 (Taf. 17, Fig. 8)

1851 Oolina apiculata REUSS, S. 22, Taf. 2, Fig. 1.

1863 b Lagena apiculata REUSS, S. 318, Taf. 1, Fig. 4-8, 10-11.

1893 Lagena apiculata REUSS - CHAPMAN, S. 581, Taf. 7, Fig. 2-3.

1902 Lagena apiculata REUSS - EGGER, S. 103, Taf. 5, Fig. 32; Taf. 24, Fig. 27.

1908 Lagena apiculata REUSS - EGGER, S. 34, Taf. 5, Fig. 17.

1925 Lagena apiculata REUSS - FRANKE, S. 59, Taf. 4, Fig. 37.

1928 Lagena apiculata REUSS — FRANKE, S. 86, Taf. 7, Fig. 34.

1935 Lagena apiculata REUSS - EICHENBERG, S. 182, Taf. 12, Fig. 12.

1936 Lagena apiculata REUSS - BROTZEN, S. 109, Taf. 7, Fig. 2.

1940 Lagena apiculata REUSS - TAPPAN, S. 111, Taf. 17, Fig. 15.

1943 Lagena apiculata REUSS - TAPPAN, S. 503, Taf. 80, Fig. 31.

1946 Lagena apiculata REUSS — CUSHMAN, S. 94, Taf. 39, Fig. 23.

1951 Lagena apiculata REUSS — Noth, S. 59, Taf. 2, Fig. 33-34; Taf. 6, Fig. 33.

1953 Lagena apiculata REUSS - HAGN, S. 67, Taf. 2, Fig. 24.

1958 Lagena apiculata (REUSS) - SZTEJN, S. 41, Fig. 96.

1962 Oolina apiculata REUSS - TAPPAN, S. 182, Taf. 47, Fig. 16.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, eiförmig. Die runde Basis geht in einen kurzen, stumpfen Stachel über. Nach oben verengt sich die Kammer nur langsam zur halsartig hochgezogenen Mündung. Bei Durchleuchten ist sehr undeutlich im Inneren das Mündungsröhrchen zu sehen. Schale glatt. Selten.

#### Gattung Fissurina REUSS, 1850

Fissurina alata REUSS, 1851 (Taf. 17, Fig. 12 a-b)

1851 Fissurina alata Reuss, S. 58, Taf. 3, Fig. 1 (fide ELLIS & MESSINA). 1863 b Lagena (Fissurina) alata Reuss, S. 339, Taf. 7, Fig. 87. 1925 Lagena (Fissurina) alata Reuss — FRANKE, S. 62, Taf. 5, Fig. 10.

1928 Lagena (Fissurina) alata REUSS — FRANKE, S. 89, Taf. 8, Fig. 8.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, Schale glatt. Rundlicher bis ovaler Umriß, an den Seiten etwas abgeflacht. Der dünne, schmale, durchsichtige, nur schlecht überkommene Saum umgibt fast den gesamten Gehäuseumfang und spart nur die vorgezogene Mündungspartie mit schlitzförmiger Apertur aus. Sehr selten.

# Familie Discorbidae Ehrenberg, 1838 Unterfamilie Discorbinae Ehrenberg, 1838

#### Gattung Oberhauserina n. gen.

Derivatio nominis: Herrn Dr. R. Oberhauser (Geol. Bundesanstalt, Wien) zugeeignet.

# Generotypus: O. morator n. sp.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, mehr oder weniger trochospiral, planokonvex, Umbilikalseite konkav, Peripherie rund. Auf der Spiralseite alle Kammern erkennbar, ventral nur jene des letzten Umganges. Suturen schwach bis deutlich vertieft, daher der Umriß von Art zu Art verschieden stark gelappt. Der meist breite Nabel immer offen, häufig jedoch durch Inkrustation sekundär verdeckt. Kammern etwas aufgebläht. Mündung ein einfacher Spalt an der Basis der Endkammer, der vom Schalenrande bis in die Nabelregion reicht. Vereinzelt bleibt die Apertur der vorletzten Kammer teilweise noch funktionsfähig und steht mit jener der letzten in Verbindung. Schale kalkig, perforiert.

> Oberhauserina morator n. sp. (Taf. 17, Fig. 2 a-c u. 4)

Derivatio nominis: Morator (lat.) = Nachzügler.

Holotypus: Taf. 17, Fig. 2 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0281.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 2 Exemplare.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, niedrig trochospiral, planokonvex; Umriß fast kreisförmig, etwas gelappt; Nabelseite deutlich eingedellt. Schalenrand rund. Dorsal alle Kammern der zwei bis zweieinhalb Windungen beobachtbar, ventral nur jene vier des letzten Umganges. Kammern nehmen nur zögernd an Größe zu, die vier jüngsten sind aber ziemlich plötzlich augenfällig umfangreicher als die vorhergehenden. Kammern gering aufgebläht und voneinander durch nur wenig vertiefte, gebogene Nähte getrennt. Der breite, offene Nabel meist von Sediment verhüllt. Apertur ein schmaler Schlitz, der, an der Basis der Kammer gelegen, von der Peripherie bis weit in die Nabelgegend leitet. Die Mundspalte anscheinend von schmächtigem Mündungslappen bedeckt, der immer gegen das Kammerende hin eine charakteristische Einbuchtung aufzeigt. Auf Taf. 17, Fig. 4 ist auch die Apertur der vorletzten Kammer teilweise offen und steht mit jener der Endkammer in Verbindung. Schale glatt. Sehr selten.

# Maße des Holotypus: Höhe 0,15 mm, Durchmesser 0,20 mm.

Bemerkungen: Unsere Form stellt vermutlich den bisher jüngsten, nur gering abgewandelten Vertreter jener bislang nur aus dem Tethysbereiche gemeldeten Familie dar, deren älteste, bekannte Beispiele bereits in der Mitteltrias (R. OBERHAUSER, 1960) aufscheinen. Weitere Glieder dieser recht lückenhaften Kette sind Vorkommen im Rhät Österreichs (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964), sowie wahrscheinlich eine Reihe von Schliffbelegen in jurassischen Kalken (Lias bis Tithon) der alpinen Geosynklinale (Österreich, Ungarn, Schweiz, Italien, Frankreich und Balearische Inseln). Eine gewisse, besonders in Schliffen bemerkbare und schon von R. HÄUSLER 1881 beschriebene Ahnlichkeit mit Globigerina führte bis jetzt zur Identifizierung der zur Debatte stehenden Fossilien mit jenem erst im Tertiär auftretenden Formenkreise. Bei genauerer Untersuchung, vor allem an freien Exemplaren aus der Trias und Unterkreide, ergeben sich aber eine Anzahl deutlicher Unterschiede, welche wohl auch für einen beachtlichen Teil der in neuerer Zeit ganz allgemein für den Jura als Protoglobigerinen (italienische Arbeitsgruppe, 1959) bezeichneten Funde Geltung haben dürften: Die Kammern der Individuen sind zwar etwas aufgebläht, aber noch lange nicht fastkugelig, die Ventralseite des Gehäuses ist konkav, wobei auch die betreffenden Kammerwände der letzten Windung dieses Bild durch entsprechende Dellen mitmachen. Der Nabel ist weit und offen, die Mündung ein schmaler, an der Basis der Endkammer gelegener, vom Schalenrande bis tief in die Nabelregion führender Schlitz.

Schon 1960 erblickte R. OBERHAUSER zumindest in einem Teile des ihm zur Verfügung stehenden Materials *Discorbis*-ähnliche Vorläufer der Globigerinen. Der Verfasser, der auch aus einer größeren Zahl von Proben die triadischen Repräsentanten (insbesondere des Rhäts) kennt, stellt die Gattung wegen der oben angeführten, für sie typischen Merkmale noch in die Unterfamilie Discorbinae EHRENBERG, 1838, ist aber auch der Meinung, in Oberhauserina den Ahnen des dann erst in der Kreide und im Tertiär sich explosiv entfaltenden Planktonformenschatzes zu sehen.

Durch weiteres Aufblähen der Kammern und Vertiefen der Suturen, Engerwerden des Nabels, damit verbundenem Kürzen der Mundspalte und durch einerseits weiteren Ausbau der hohen Spira (vom Verfasser ist ein derartiger, betont trochospiraler Vorgänger im Rhät entdeckt worden) wäre im Mitteljura der Schritt zur höchstwahrscheinlich bereits pelagisch lebenden *Gubkinella* SULEYMANOV, 1955, oder andererseits durch Beibehalten der flacheren, spiralen Kammerfolge und Ausbildung einer deutlichen Mündungslippe im Hauterive der zu *Hedbergella* BRÖNNIMANN & BROWN, 1958, dem eigentlichen, planktonischen "Urgenus", getan.

Oberhauserina dürfte aber unter Berücksichtigung ihres Bauplanes und trotz ihres relativ häufigen Auftretens im Rhät noch eine benthonische Lebensweise geführt haben.

O. morator n. sp. ist die letzte bisher bekannte Vertreterin des altertümlich gebliebenen Hauptstammes, der scheinbar während der Unterkreide durch die beginnende, enorme Entwicklung des Planktons in der Tethys in den für dieses noch ungünstige Lebensbedingungen bietenden Borealbereich abgedrängt worden ist und dort wahrscheinlich in der hohen Unterkreide erlischt.

### Gattung Rosalina ORBIGNY, 1826

Rosalina nitens REUSS, 1863 (Taf. 17, Fig. 3 a-c)

1863 Rosalina nitens REUSS, S. 86, Taf. 11, Fig. 4.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, sehr niedrig trochospiral, planokonvex. Umriß deutlich gelappt, Schalenrand gerundet. Auf der Spiralseite alle Kammern der etwas mehr als zwei Umgänge, ventral nur die vier bis fünf der letzten Windung um den offenen Nabel sichtbar. Kammergröße nimmt zusehends zu, im Endumgang jedoch bleibt sie ziemlich konstant. Suturen klar erkennbar, dorsal etwas nach hinten gebogen, auf der Nabelseite nahezu radial verlaufend; nur ganz gering vertieft. Der schmale Schlitz der an der Kammerbasis befindlichen Apertur wird von recht breitem Mündungslappen bedeckt, der in die Umbilikalregion hineinreicht. Eine Sekundäröffnung auf der anderen Seite des Lappens ist noch gut zu beobachten, ebenso finden sich davon noch Andeutungen an den vorhergehenden Kammern. Schale glatt. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Zu der REUSS'schen Beschreibung und Abbildung, mit denen unsere Exemplare sehr gut übereinstimmen, ließen sich noch oben angeführte Detailergänzungen hinzufügen, die die Zugehörigkeit dieser Formen zu *Rosalina* deutlich machen.

### Unterfamilie Baggininae CUSHMAN, 1927 Gattung Valvulineria CUSHMAN, 1926

Valvulineria loetterlei (TAPPAN, 1940) (Taf. 19, Fig. 1 a-c)

1880 Placentula nitida REUSS — BERTHELIN, S. 69, Taf. 4, Fig. 11.

1898 Rotalia soldanii nitida REUSS — CHAPMAN, S. 9, Taf. 2, Fig. 2.

1940 Gyroidina loetterlei TAPPAN, S. 120, Taf. 19, Fig. 10.

1943 Gyroidina loetterlei TAPPAN, S. 512, Taf. 82, Fig. 9.

1947 Valvulineria gracillima DAM, S. 27, S. 26, Fig. 4 (fide Ellis & MESSINA).

1950 Valvulineria parva KHAN, S. 275, Taf. 2, Fig. 12-14, 19 (fide Ellis & MESSINA).

1962 Valvulineria gracillima DAM-Arbeitskreis ..., S. 287, Taf. 36, Fig. 17.

1962 Valvulineria loetterlei (TAPPAN), S. 194, Taf. 54, Fig. 1-4.

1965 Valvulineria gracillima DAM - NEAGU, S. 30, Taf. 7, Fig. 33-35.

1966 Valvulineria gracillima DAM — BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 161, Taf. 4, Fig. 354—355.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, von fast kreisförmigem Umrisse, nur an den Nahtstellen zwischen den jüngsten Kammern leicht eingedellt. Schalenrand breit und rund. Auf der etwas gewölbten Dorsalseite zwei Windungen sichtbar, deren letzte bis zu sieben breite und niedrige Kammern enthält. Die Nähte anfangs nur angedeutet, später deutlich, etwas gebogen und zuletzt sogar gering eingesenkt. Die Ventralseite in der Gegend des Umbilikus leicht vertieft. Der Nabel von ziemlich ausgeprägtem Läppchen verdeckt, das als Verlängerung von der Endkammer ausgeht. Suturen in dieser Ansicht gerade, radial, zwischen den letzten Kammern in sehr seichten Furchen liegend. Die Apertur zieht sich ventralseitig als schmaler Spalt an der Kammerbasis von der Peripherie bis unter das Läppchen. Schale glatt. Sehr häufig.

B e m e r k u n g e n: Die Beschreibung H. TAPPAN's ist sehr treffend. Die als eigene Spezies aufgestellten Formen der seitlich etwas schlankeren V. gracillima DAM, 1947, und der viel kleineren V. parva KHAN, 1950, liegen innerhalb der Variationsbreite obiger Art, wie das an dem großen, vorliegenden Material deutlich wurde.

# Familie Spirillinidae REUSS, 1862 Unterfamilie Patellininae RHUMBLER, 1906 Gattung Patellina WILLIAMSON, 1858

# Patellina subcretacea Cushman & Alexander, 1930 (Taf. 18, Fig. 7 a-c)

- 1930 Patellina subcretacea Cushman & Alexander, S. 10, Taf. 3, Fig. 1 (fide Ellis & Messina).
- 1943 Patellina subcretacea Cushman & Alexander Tappan, S. 511, Taf. 82, Fig. 4. 1949 Patellina subcretacea Cushman & Alexander — Loeblich & Tappan, S. 264, Taf. 51, Fig. 3.

1951 Patellina subcretacea Cushman & A: Ander — Bartenstein & Brand, S. 325, Taf. 11. Fig. 319.

1958 Patellina subcretacea Cushman & Alexander - Sztejn, S. 46, Fig. 111.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, durchsichtig, nur der älteste Schalenteil erhalten. Proloculus gefolgt von langer, ungeteilter, röhrenförmiger, leicht trochospiral aufgewundener zweiter Kammer. Daran schließen pro Windung zwei breite, aber niedrige, stark gebogene Kammern an, von denen aber nur ein geringer Rest zu sehen ist. Primärkammern durch unvollständige und nicht durchgehend verfolgbare Sekundärsepten unterteilt, was dem Gehäuse das gestrichelte Aussehen verleiht. Basis etwas konkav, Mündung verdeckt. Schale glatt. Sehr selten.

# Familie Rotaliporidae SIGAL, 1958 Unterfamilie Hedbergellinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 Gattung Hedbergella BRÖNNIMANN & BROWN, 1958

# Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN, 1961 (Taf. 18, Fig. 1 a-c)

1961 Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN, S. 274, Taf. 4, Fig. 1-8.

Beschreibung: Gehäuse sehr klein, zart, sehr flach trochospiral, Schalenrand rund. Ventralseite mit tiefem, offenem Nabel. Die nahezu kugeligen Kammern nehmen allmählich an Größe zu und werden von ziemlich stark vertieften, radial angelegten Nähten gesondert. Die bogenförmige Mundöffnung verläuft von der Peripherie an der Kammerbasis bis in die Nabelgegend und ist von einer deutlichen Lippe begrenzt. Die gelegentlich erhalten gebliebenen Lippen der älteren Kammern umgeben den Umbilicus. Schale von mehr oder weniger dicht stehenden, winzigen Stacheln bedeckt. Gemein.

Bemerkungen: Unsere Exemplare weichen von der Typusart durch ihre besonders flache Dorsalseite gering ab, doch nehmen wir dies noch innerhalb der gerade beim Plankton etwas weiter zu fassenden Variationsbreite liegend an.

# Hedbergella infracretacea (GLÄSSNER, 1937) (Taf. 17, Fig .13 a-c)

1896 Globigerina bulloides Orbigny - Chapman, S. 587, Taf. 13, Fig. 4.

1928 Globigerina cretacea Orbigny - FRANKE, S. 192, Taf. 18, Fig. 8.

1936 Globigerina cretacea Orbigny - Eichenberg, S. 30, Taf. 6, Fig. 4.

1937 Globigerina infracretacea Glässner, S. 28, Taf. 28, Fig. 1 (fide Ellis & Messina).

1951 Globigerina infracretacea Glässner – Noth, S. 73, Taf. 7, Fig. 5. 1965 Globigerina infracretacea Glässner – Neagu, S. 36, Taf. 10, Fig. 10–12.

1966 Hedbergella infracretacea (GLASSNER), S. 179, Taf. 1, Fig. 1-3.

¹⁹²⁵ Globigerina cretacea Orbigny - FRANKE, S. 92, Taf. 8, Fig. 15.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, zart, flach trochospiral aufgerollt, mit rundem Außenrande; Ventralseite um den engen, offenen Nabel leicht vertieft. Kammern subsphärisch, im Verlaufe des Wachstums mäßig an Größe zunehmend, durch deutliche, stark versenkte, gerade bis schwach gebogene, radial verlaufende Suturen getrennt. Mündung ein enger, oben von einer schmalen Lippe begrenzter, aus dem Nabel bis nahe zur Peripherie weisender Spalt an der Basis der letzten Kammer. Es ist immer bloß die Apertur der Endkammer zu beobachten. Häufig.

B e m e r k u n g e n: Dieser nahezu in der gesamten Kreide häufig auftretende, bislang fast stets als *Globigerina* bezeichnete Formenkreis unterscheidet sich jedoch von diesem erst im Tertiär erscheinenden Genus recht augenscheinlich. Die sehr feinen Poren, der enge Nabel, vor allem aber die Art und Lage der Mundöffnung lassen diese Individuen mühelos dem Genus *Hedbergella* zuordnen.

Knapp vor Abschluß des Manuskriptes erreichte den Verfasser die durch M. GLÄSSNER (1966) selbst durchgeführte Revision dieser Art.

### Hedbergella planispira (TAPPAN, 1940)

(Taf. 18, Fig. 2 a-c)

1940 Globigerina planispira TAPPAN, S. 122, Taf. 19, Fig. 12.

1943 Globigerina planispira TAPPAN, S. 513, Taf. 83, Fig. 3.

1953 Globigerina planispira TAPPAN - CRESPIN, S. 35, Taf. 6, Fig. 16.

1961 Hedbergella planispira (TAPPAN) — LOEBLICH & TAPPAN, S. 276, Taf. 5, Fig. 4–11. 1965 Hedbergella planispira (TAPPAN) — NEAGU, S. 36, Taf. 10, Fig. 1–4.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, zart, sehr flach trochospiral aufgerollt, mit rundem Außenrande; Ventralseite um den relativ engen Nabel merklich vertieft. Kammern subsphärisch, ziemlich rasch größer werdend, durch klare, stark versenkte, gerade bis sehr schwach gebogene, radial verlaufende Nähte geschieden. Mündung ein enger, oben von einer schmalen, gegen den Umbilikus in ein deutliches Läppchen übergehenden Lippe begrenzter, aus dem Nabel bis nahe zur Peripherie leitender Schlitz an der Basis der Endkammer. Um den Nabel noch mehr oder minder gut die Mündungsläppchen der älteren Kammern zu sehen. Gemein.

> Familie Pleurostomellidae REUSS, 1860 Unterfamilie Pleurostomellinae REUSS, 1860 Gattung Pleurostomella REUSS, 1860

# Pleurostomella reussi BERTHELIN, 1880 (Taf. 18, Fig. 5 u. 6 a-b)

1880 Pleurostomella reussi BERTHELIN, S. 28, Taf. 1, Fig. 10-12.

1880 Pleurostomella obtusa BERTHELIN, S. 29, Taf. 1, Fig. 9.

1880 Pleurostomella barroisi BERTHELIN, S. 30, Taf. 1, Fig. 13.

1892 Pleurostomella obtusa Berthelin - Chapman, S. 757, Taf. 12, Fig. 13.

1950 Pleurostomella reussi BERTHELIN — DAM, S. 44, Taf. 3, Fig. 15.
1951 Pleurostomella obtusa BERTHELIN — NOTH, S. 66, Taf. 4, Fig. 2–4.
1962 Pleurostomella obtusa BERTHELIN — Arbeitskreis..., S. 290, Taf. 36, Fig. 19.
1965 Pleurostomella obtusa BERTHELIN — NEAGU, S. 29, Taf. 7, Fig. 29–32.
1965 Pleurostomella reussi BERTHELIN — NEAGU, S. 30, Taf. 7, Fig. 27–28.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein bis mittelgroß; megalosphärische Generation gedrungen, mikrosphärische langgestreckt und schlank. A-Formen mit großem, kugeligem Proloculus und sodann uniseriale, mäßig alternierende, weit höhere als breite Kammern. Die B-Formen zeigen gut ausgebildetes, biseriales Anfangsstadium, dem sich eine zunächst sehr stark, später weniger auffallend alternierende, einreihig angeordnete Kammernfolge anschließt. Kammerngrößenzunahme augenfällig. Suturen vertieft und schief bis sehr schief. Apertur subterminal, halbmondförmig, mit vereinzelt noch erhaltener Zahnplatte (siehe Taf. 18, Fig. 5). Schale glatt. Selten.

B e m e r k u n g e n: H. BARTENSTEIN & F. BETTENSTÄDT stellten schon 1962 in den Leitfossilien der Mikropaläontologie fest, daß *P. obtusa* BERTHELIN und *P. barroisi* BERTHELIN die megalosphärischen Gehäuse, *P. reussi* BERTHELIN die mikrosphärischen einer Art wären. Diese Ansicht teilt der Verfasser. Der Seitenpriorität halber muß aber die Spezies *P. reussi* benannt werden.

#### Gattung Clarella n. gen.

Derivatio nominis: Meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. E. CLAR (Universität, Wien), in Dankbarkeit zugedacht.

Generotypus: Nodosarella articulata BROTZEN, 1936.

G e n u s d i a g n o s e: Gehäuse frei, dem Bauplan von Pleurostomella entsprechend, mit anfangs betont, später schwächer alternierenden, keilförmigen Kammern, jedoch sowohl in der mikro- wie auch in der megalosphärischen Generation durchaus uniserial. Suturen stark vertieft und sehr schief. Mündung subterminal; einfacher, von einer mehr oder minder ausgeprägten Lippe dachartig überragter, leicht geschwungener Spalt.

B e z i e h u n g e n: Unsere Gattung weist verschiedentlich enge Gemeinsamkeiten zu anderen Genera auf, was auch zu Unklarheiten geführt hat. Der Nachweis von mikro- und megalosphärischen Generationsformen läßt aber nun die unterschiedlichen Merkmale eindeutig herausstreichen:

Der nodosarienartige Bau mit seinen geraden Nähten kennzeichnet Nodosarella.

Ellipsoidella besitzt stets einen biserialen Jugendteil der Schale.

Die anders geartete Mündung, sowie der biseriale Anfang der B-Form sondern das Genus Pleurostomella.

15

### Clarella articulata (BROTZEN, 1936) (Taf. 18, Fig. 3–4)

1936 Nodosarella articulata BROTZEN, S. 139, Taf. 9, Fig. 10. 1951 Nodosarella sp. Noth, S. 67, Taf. 2, Fig. 39.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein bis mittelgroß, schlank und glatt. Kugeliger Proloculus gefolgt von uniserial aneinander gereihten Kammern, dies in beiden Generationsformen. Die keilförmigen, aufgeblasenen Kammern zunächst sehr heftig alternierend, doch mildert sich der Stellungswechsel allmählich; ihre Größenzunahme augenfällig; Kammern höher als breit. Die jüngste Kammer ist bauchseitig etwas abgeflacht und von einer untiefen, sehr schmalen, von der Basis bis etwa zur halben Höhe reichenden und dort aushebenden Delle durchzogen. Kräftige Einschnürungen mit schief verlaufenden Suturen trennen die einzelnen Kammern. Mundöffnung subterminal, leicht gebogener, von einer wenig profilierten Lippe überdachter Schlitz. Selten.

#### Clarella bulbosa (DAM, 1950)

(Taf. 18, Fig. 9)

1950 Nodosarella bulbosa DAM, S. 45, Taf. 3, Fig. 16.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß, langgestreckt, trotzdem derb und plump wirkend; Schale glatt. Initialkammer sphärisch, die übrigen Kammern uniserial, keilförmig, alternierend, aufgebläht, höher als breit, rasch größer werdend. Deutliche Einschnürungen gliedern das Gehäuse, Kammerscheidewände schief. Die subterminale, spaltförmige, gebogene Apertur von sehr langer, meist abgebrochener Lippe überragt. Sehr selten.

B e m e r k u n g e n: Wenngleich A. DAM 1950 schreibt: "Stade jeune nettement bisérié, adulte unisérié", ist unsere Form doch, seine Zeichnungen vergleichend, ident. Er bezeichnete wahrscheinlich den stark alternierenden Gehäuseanfang als biserial. Auf seinen Abbildungen ist jedenfalls kein biseriales Stadium zu erkennen.

#### Gattung Ellipsoidella Heron-Allen & Earland, 1910

Ellipsoidella cuneiformis n. sp. (Taf. 19, Fig. 4 a-b)

Derivatio nominis: Cuneus (lat.) = Keil. Holotypus: Taf. 19, Fig. 4 a-b.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0282.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: 3 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Ellipsoidella* HERON-ALLEN & EARLAND, 1910, mit folgenden Besonderheiten: Gut entwickelter, biserialer Anfangsteil des Gehäuses, später Anordnung der Kammern uniserial und alternierend wie bei *Pleurostomella*.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse mittelgroß, schlank und glatt. Die Kammern des Jugendteiles der Schale deutlich biserial angelegt, länglich, mit schwach vertieften Suturen. Dann schließen uniserial angeordnete Kammern in der Art des Genus *Pleurostomella* an, nämlich keilförmig und alternierend, wobei die Stärke des Wechsels der Kammerstellung nach den jüngsten Kammern hin wesentlich abnimmt. Mehr hohe als breite Kammern. Die Nähte versenkt und schief. Die subterminale Mündung ein bogenförmiger Schlitz unter einer mehr oder minder überhängenden Lippe. Sehr selten.

Maße des Holotyps: Länge 0,75 mm, Breite 0,20 mm, Dicke 0,15 mm.

B e z i e h u n g e n: Diese Form, der erste Vertreter dieses Genus in der Unterkreide, weist keinerlei Beziehungen zu den wenigen bislang bekannten Arten von *Ellipsoidella* auf. *E. binaria* BELFORD, 1960 aus der Oberkreide Westaustraliens beschrieben, besitzt nur einen undeutlich ausgebildeten, biserialen Beginn und bloß schwach oder kaum alternierende, uniserial angeordnete, jüngere Kammern und eine T-förmige Apertur. *E. pleurostomelloides* HERON-ALLEN & EARLAND, 1910, unterscheidet von der hier angeführten Art der viel derbere, kurze nur aus drei, höchstens vier Kammern bestehende, biseriale Gehäuseanfang und das plumpe Aussehen der Gesamtschale.

> Familie Cibicididae Cushman, 1927 Unterfamilie Planulininae Bermudez, 1952 Gattung Planulina Orbigny, 1826

Planulina schloenbachi (REUSS, 1863) (Taf. 19, Fig. 3 a-c)

1863 Rotalia schloenbachi REUSS, S. 84, Taf. 10, Fig. 5.
1950 Planulina schloenbachi (REUSS) — DAM, S. 55, Taf. 4, Fig. 7.
1965 Planulina schloenbachi (REUSS) — NEAGU, S. 32, Taf. 8, Fig. 3.

15*

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, planokonvex, diskusförmig, Spiralseite evolut, ebenso bauchseitig nur schwach involut. Schalenrand scharf gewinkelt. Suturen deutlich gebogen, dorsal oberflächlich kaum erhaben, bilamellar. Mund ein basal gelegener, enger, in die Nabelregion führender Spalt, dort von schmalem Läppchen bedeckt und darunter offen noch mit jenen der zwei folgenden Kammern in Verbindung stehend. Gehäuse wirkt durch verstreut austretende, grobe Poren punktiert. Sehr selten.

# Familie Anomalinidae Cushman, 1927 Unterfamilie Anomalininae CUSHMAN, 1927 Gattung Gavelinella BROTZEN, 1942

Gavelinella berthelini (Keller, 1935) (Taf. 18, Fig. 8 a-c)

1880 Anomalina complanata Berthelin, non Reuss — Berthelin, S. 66, Taf. 4, Fig. 12-13.

1935 Anomalina berthelini Keller, S. 552, Taf. 3, Fig. 25-27 (fide Ellis & Messina).

1950 Anomalina berthelini DAM, S. 56, Taf. 4, Fig. 9.

1965 Gavelinopsis infracretacea simionescui NEAGU, S. 32, Taf. 8, Fig. 4-7; Taf. 9, Fig. 1—2.

Beschreibung: Gehäuse klein, scheibenförmig, mit gerundetem Rande. Auf beiden etwas ungleich gestalteten Seiten bloß ein Umgang sichtbar. Die doppelwandigen Suturen deutlich, etwas nach hinten gebogen und zwischen den zwei bis drei jüngsten Kammern leicht eingesenkt. Beiderseits bedecken glasige Knöpfe das Schalenzentrum, dorsal augenfälliger entwickelt. Apertur ein einfacher Schlitz an der Basis der letzten Kammer, von der Peripherie gegen die Nabelregion reichend, oben von einer schmalen Lippe begrenzt. Sehr selten.

#### Gavelinella intermedia (BERTHELIN, 1880)

(Taf. 19, Fig. 6 a-c)

1880 Anomalina intermedia BERTHELIN, S. 67, Taf. 4, Fig. 14.

1947 Anomalina talaria NAUSS, S. 334, Taf. 48, Fig. 11-12.

- 1961 Gavelinella intermedia Berthelin Flandrin, Moullade & Porthault, S. 221, Taf. 3, Fig. 17-19.
- 1962 Gavelinella intermedia (Berthelin) Arbeitskreis..., S. 289, Taf. 39, Fig. 9–10. 1962 Gavelinella intermedia (Berthelin) Tappan, S. 197, Taf. 58, Fig. 1.
- 1965 Gavelinella intermedia (BERTHELIN) NEAGU, S. 32, Taf. 8, Fig 1-2.
- 1966 Gavelinella intermedia (BERTHELIN) BARTENSTEIN, BETTENSTÄDT & BOLLI, S. 161, Taf. 4, Fig. 340-353.

Beschreibung: Gehäuse klein, scheibenförmig, mit deutlich ausgeprägtem, doch abgerundetem Rande. Im Zentrum der Dorsalseite kleiner, wenig erhabener, glasiger Knopf entwickelt, so daß nur der letzte Umgang sichtbar ist. Die Suturen deutlich, anfangs wenig, zuletzt stark nach hinten gebogen und merklich vertieft. Mundöffnung schmaler, basal gelegener, von der Peripherie in die Umbilikalgegend führender Schlitz, oben von einer dünnen Lippe begrenzt, welche gegen den Nabel zu in ein unregelmäßig geformtes Läppchen ausläuft. Dieses ist bei den drei jüngsten Kammern gut zu beobachten. Unter den Läppchen steht die Apertur der letzten Kammer noch mit jenen der vorhergehenden in Verbindung. Bei einigen der vorliegenden Exemplare ist die Stirn der Endkammer mit wenigen winzigen Dornen besetzt. Häufig.

# Gavelinella rudis (REUSS, 1863)

(Taf. 19, Fig. 2 a---c)

1863 Rosalina rudis REUSS, S. 87, Taf. 11, Fig. 7.

1880 Anomalina rudis REUSS - BERTHELIN, S. 68, Taf. 4, Fig. 15.

1898 Anomalina rudis REUSS — CHAPMAN, S. 5, Taf. 1, Fig. 6.

1950 Anomalina rudis (REUSS) — DAM, S. 56, Taf. 4, Fig. 8.

1965 Gavelinella rudis (Reuss) - NEAGU, S. 32, Taf. 8, Fig. 8.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse sehr klein, scheibenförmig, mit gerundetem Rande, wenig unsymmetrisch. Die zentral etwas konkave Spiralseite gibt nur einen Bruchteil der älteren Windungen zu erkennen. Die Umbilikalseite im Bereiche des Nabels vertieft. Suturen klar, anfangs gerade, später nur wenig nach hinten gezogen und zwischen den letzten Kammern gering eingesenkt. Schmale, schlitzförmige Apertur von dünner, in der Nabelregion in ein unregelmäßig begrenztes Läppchen übergehender Lippe begleitet. Dieses Läppchen bis zur fünftletzten Kammer noch offen, worunter die Mundöffnungen der einzelnen Kammern in Verbindung stehen. Große Porenausgänge geben der Schalenoberfläche ein punktiertes Aussehen. Selten.

# Gavelinella umbilicitecta n. sp. (Taf. 19, Fig. 5 a-c)

Derivatio nominis: Umbilicus (lat.) = Nabel, tectus (lat.) = verdeckt.

Holotypus: Taf. 19, Fig. 5 a-c.

A u f b e w a h r u n g: Geol. Bundesanstalt, Inv.-Nr. 0283.

Locus typicus: Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Holland.

Stratum typicum: Unterkreide, hohes Mittelalb.

Material: Viele Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung Gavelinella BROTZEN, 1942, mit folgenden Besonderheiten: Das Gehäuse läßt infolge seiner involuten Aufrollung dorsalseitig und der speziellen Ausbildung der großen Mündungslappen auf der Ventralseite nur die Kammern des Endumganges erkennen.

B e s c h r e i b u n g: Gehäuse klein, scheibenförmig, mit gerundetem Schalenrande. Dorsalseitig fast flach, zentral sogar etwas eingedellt und nahezu involut, die Nabelseite stärker konvex. Auf beiden Ansichten nur die letzte durchschnittlich aus sieben Kammern zusammengesetzte Windung erkennbar. Suturen deutlich, anfangs kaum, später augenfällig vertieft und merklich nach hinten gebogen. Langsames Größenwachstum der Kammern. Die schmale, schlitzförmige, von kleiner Lippe begrenzte Apertur reicht von der Peripherie bis gegen den Umbilicus, wo die Lippe von breitem, den Nabelbereich teilweise verdeckendem Mündungsläppchen abgelöst wird. Die noch offen stehenden Mundlappen der älteren Kammern verhüllen im einzelnen Teile der vorhergehenden Kammern und Windungen, insgesamt aber völlig die zentralen Partien der Ventralseite. Gröbere, auffällige Poren liegen auf der ganzen Schalenoberfläche verstreut. Schale glatt. Gemein.

Maße des Holotypus: Länge 0,30 mm, Breite 0,25 mm, Dicke 0,15 mm.

Beziehungen: Unsere Form steht der G. barremiana BETTEN-STÄDT, 1952, sehr nahe, deren Weiterentwicklung sie höchstwahrscheinlich vorstellt. Ihre Vorläuferin unterscheidet sich durch das flachere Gehäuse, die weit geringere Ausprägung bzw. das Fehlen involuter Aufrollung der Spiralseite und die kleineren, nur an den allerletzten Kammern beobachtbaren, offenen Mündungslappen.

Der Besitz einer gewinkelten, mit Kiel versehenen Peripherie und eines glasigen Pfropfens im Zentrum der Doralseite, sowie die ventralseitig flächenmäßig viel unbedeutendere Ausbildung der Mundlappen, wodurch die evolute Kammerfolge der Schale von dieser Ansicht her erkennbar ist, lassen eine Einordnung unserer Art in das bislang erst ab dem Miozän bekannte Genus *Hanzawaia* ASANO, 1944, nicht zu.

#### Literatur

- ADAMS, C. G. (1962): Calcareous adherent Foraminifera from the British Jurassic and Cretaceous and the French Eocene. — Palaeontology, 5, London, H. 2, S. 149.
- ALBERS, J. (1952): Taxonomie und Entwicklung einiger Arten von Vaginulina d'ORB. aus dem Barrême bei Hannover (Foram.). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Hamburg, H. 21, S. 75.

ALBRITTON, C. C. jr. (1937): Upper Jurassic and lower Cretaceous Foraminifera from the Malone Mountains, Trans-Pecos Texas. — J. Paleontology, 11, Menasha, H. 1, S. 19.

Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen (1962): Leitfossilien der Mikropaläontologie. — Bornträger-Berlin, 2 Bände.

AVNIMELECH, M., PARNESS, A., & REISS, Z. (1954): Mollusca and Foraminifera from the lower Albian of the Negev (Southern Israel). — J. Paleontology, 28, Tulsa, H. 6, S. 835.

BARNARD, T. (1958): Some Mesozoic adherent Foraminifera. — Palaeontology, 1, London, H. 2, S. 116.

BARTENSTEIN, H. (1952): Taxonomische Revision und Nomenklator zu FRANZ E. HECHT "Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen" (1938): Teil 2: Barrême. — Senckenbergiana, 33, Frankfurt/Main, H. 4—6, S. 297.

- BARTENSTEIN, H. (1952): Taxonomische Bemerkungen zu den Ammobaculites, Haplophragmium, Lituola und verwandten Gattungen (Foram.). — Senckenbergiana, 33, Frankfurt/Main, H. 4—6, S. 313.
- BARTENSTEIN, H. (1955): Revision von BERTHELIN'S Mémoire 1880 über die Alb-Foraminiferen von Montcley. — Senck. leth., 35, Frankfurt/Main, H. 1–2, S. 37.
- BARTENSTEIN, H. (1956): Zur Mikrofauna des englischen Hauterive. Senck. leth., 37, Frankfurt/Main, H. 5—6, S. 509.
- BARTENSTEIN, H. (1962): Taxionomische Revision und Nomenklatur zu FRANZ E. HECHT "Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen" (1938): Teil 3: Apt. — Senck. leth., 43, Frankfurt/Main, H. 2, S. 125.

BARTENSTEIN, H. (1962): Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-

Deutschlands und der Schweiz. - Senck. leth., 43, Frankfurt/Main, H. 2, S. 135.

- BARTENSTEIN, H. (1965): Taxionomische Revision und Nomenklator zu FRANZ E. HECHT "Standard-Gliederung der Nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen" (1938): Teil 4: Alb. — Senck. leth., 46, Frankfurt/Main, H. 4—6, S. 327.
- BARTENSTEIN, H., BETTENSTÄDT, F., & BOLLI, H. M. (1957): Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, B. W. I. – Eclogae geol. Helv., 50, Basel, H. 1, S. 5.
- BARTENSTEIN, H., BETTENSTÄDT, F., & BOLLI, H. M. (1966): Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, W. I., zweiter Teil: Maridale-Formation (Typlokalität).
   Eclog. geol. Helv., 59, Basel, H. 1, S. 129.
- BARTENSTEIN, H., & BRAND, E. (1949): New genera of Foraminifera from the lower Cretaceous of Germany and England. — J. Paleontology, 23, Tulsa, H. 6, S. 669.
- BARTENSTEIN, H., & BRAND, E. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges., 485, Frankfurt/Main, S. 239.
- BARTENSTEIN, H., & BURRI, F. (1954): Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. — Eclogae geol. Helv., 47, Basel, S. 426.
- BERTHELIN, M. (1880): Mémoire sur les Foraminifères de l'étage Albien de Montcley (Doubs). Mém. Soc. géol. France, 3. sér., 1, Paris, S. 1.
- BETTENSTÄDT, F. (1952): Stratigraphisch wichtige Foraminiferenarten aus dem Barrême vorwiegend Nordwestdeutschlands. — Senckenbergiana, 33, Frankfurt/Main, H. 4—6, S. 263.
- BRADY, H. B. (1884): Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger, during the years 1873—1876. — Report Challenger Expedition, London, England, Zoologischer Teil, Band 9.
- BROTZEN, F. (1936): Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — Sveriges geologiska Undersökning, Ser. C, H. 396, Stockholm, S. 1.
- CHAPMAN, F. (1891-1898): The Foraminifera of the Gault of Folkestone. J. roy. micr. Soc., London, 10 Teile.
- CHAPMAN, F. (1894): The Bargate Beds of Surrey and their microscopic contents. Quart. J. geol. Soc., London, 50, London, S. 677.
- CHAPMAN, F. (1899): Foraminifera from the "Cambridge Greensand". Annals and Magazine of Natural History, Ser. 7, 3, London, S. 48 und S. 302.
- CHEVALIER, J. (1961): Quelques nouvelles espèces de Foraminifères dans le Crétacé Inférieur Méditerranéen. — Rev. Micropaléont., 4, Paris, H. 1, S. 30.
- Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963) (1965): Mém. du Bureau de Recherches géologiques et minières, 34, Paris.
- COLOM, G., & RANGHEARD, Y. (1966): Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. Rev. Micropaléont., 9, Paris, H. 1, S. 29.
- CORNUEL, J. (1848): Description des nouveaux fossiles microscopiques du terrain crétacé inférieur du département de la Haute-Marne. — Mém. Soc. géol. France, 3, sér. 2, Paris, S. 241.
- CRESPIN, I. (1953): Lower Cretaceous Foraminifera from the Great Artesian Basin, Australia. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 4, Washington, H. 1, S. 26.
- CRESPIN, I. (1963): Lower Cretaceous arenaceous Foraminifera of Australia. Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, 66.
- CUSHMAN, J. A. (1946): Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. — Geol. Survey, Prof. Paper 206, Washington, S. 1.
- DAM, A. (1946): Arenaceous Foraminifera and Lagenidae from the Neocomian (lower Cretaceous) of the Netherlands. J. Paleontology, 20, Tulsa, H. 6, S. 570.
- DAM, A. (1948): Foraminifera from the middle Neocomian of the Netherlands. J. Paleontology, 22, Tulsa, H. 2, S. 175.
- DAM, A. (1950): Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas. Mém. Soc. géol. France, n. s., 63, Paris, S. 1.

DAMOTTE, R., & GROSDIDIER, E. (1963): Quelques Ostracodes du Crétacé Inférieur de la Champagne humide. I. Albien — Cénomanien. — Rev. Micropaléont., 6, Paris, H. 1, S. 51.

DAMOTTE, R., & GROSDIDIER, E. (1963): Quelques Ostracodes du Crétacé Inférieur de la Champagne humide. II. Aptien. — Rev. Micropaléont., 6, Paris, H. 3, S. 153.

- EGGER, J. G. (1902): Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — Abh. m. n. Kl. königl. bayer. Akad. Wiss., 21, München, S. 1.
- EGGER, J. G. (1908): Mikrofauna der Kreideschichten des westlichen bayer. Waldes und des Gebietes um Regensburg. 20. Ber. naturw. Ver. Passau, Passau, S. 1.
- EICHENBERG, W. (1933 a): Die Erforschung der Mikroorganismen, insbesondere der Foraminiferen der norddeutschen Erdölfelder. Teil 1. Die Foraminiferen der Unterkreide. 1. Folge: Foraminiferen aus dem Albien von Wenden am Mittellandkanal. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 25, Hannover, S. 1.
- EICHENBERG, W. (1933 b): Teil 1, 2. Folge: Foraminiferen aus dem Barrêmien von Wenden am Mittellandkanal. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 25, Hannover, S. 167.
- EICHENBERG, W. (1935): Teil 1, 3. Folge: Foraminiferen aus dem Hauterive von Wenden am Mittellandkanal. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 26, Hannover, S. 150.
- EICHENBERG, W. (1936): Teil 1, 4. Folge: Foraminiferen aus dem Apt von Wenden am Mittellandkanal. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 27, Hannover, S. 1.

ELLIS, B., & MESSINA, A. (1940-1966): Catalogue of Foraminifera. - New York.

- FLANDRIN, J., MOULLADE, M., & PORTHAULT, B. (1961): Microfossiles caractéristiques du Crétacé inférieur Vocontien. Rev. Micropaléont., 4, Paris, H. 4, S. 211.
- FRANKE, A. (1925): Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. Abh. geol. pal. Inst. Univ. Greifswald, 6, Greifswald, S. 1.
- FRANKE, A. (1928): Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. Landesanstalt, Berlin, N. F., H. 111, S. 1.
- GANDOLFI, R. (1942): Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). — Rivista Italiana di Paleontologia, 20, Mailand.
- GLÄSSNER, M. F. (1966): Notes on Foraminifera of the Genus Hedbergella. Eclog. geol. Helv., 59, Basel, H. 1, S. 179.
- GRABERT, B. (1959): Phylogenetische Untersuchungen an Gaudryina und Spiroplectinata (Foram.) besonders aus dem nordwestdeutschen Apt und Alb. — Abh. senck. naturf. Ges., 498, Frankfurt/Main, S. 1.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G., & SCHNABEL, W. (1964): Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., Wien, H. 2, S. 226.
- HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Palaeontographica, 104, Stuttgart, Abt. A., S. 1.
- HECHT, E. (1938): Standard-Gliederung der nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen. — Abh. senck. naturf. Ges., 443, Frankfurt/Main, S. 1.
- HOFKER, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — Beih. Geol. Jb., 27, Hannover, S. 1.
- IOVCEVA, P., & TRIFONOVA, E. (1961): Tithonian Globigerina from North-west Bulgaria. — Travaux sur la Géologie de Bulgarie, sér. Paléontologie, 3, Sofia, S. 343.
- KEMPER, E. (1963): Die Aufschlüsse der Unterkreide im Raum Rheine—Ahaus. Geol. Jb., 80, Hannover, S. 447.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1964): Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. Geol. B.-A. Wien, Sonderband 10, Wien.
- LOEBLICH, A. R., & TAPPAN, H. (1946): New Washita Foraminifera. J. Paleontology, 20, Tulsa, H. 3, S. 238.
- LOEBLICH, A. R., & TAPPAN, H. (1949): Foraminifera from the Walnut Formation (Lower Cretaceous) of northern Texas and southern Oklahoma. — J. Paleontology, 23, Tulsa, H. 3, S. 245.

LOEBLICH, A. R., & TAPPAN, H. (1961): Cretaceous planktonic Foraminifera: Part 1 — Cenomanian. — Micropaleontology, 7, New York, H. 3, S. 257.

- LOEBLICH, A. R., & TAPPAN, H., und Mitarbeiter (1964): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: *Protista 2 — Sarcodina*, chiefly "Thecamoebians and Foraminiferida". — Geol. Society of America and University of Kansas Press, 2 Bände.
- MAJZON, L. (1943): Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. — A magyar királyi Földtani intézet Évkönyve, 37, Budapest, H. 1, S. 91.
- MALAPRIS, M. (1965): Les Gavelinellidae et formes affines du gisement albien de Courcelles (Aube). — Rev. Micropaléont., 8, Paris, H. 3, S. 131.
- MOULLADE, M. (1960): Sur quelques Foraminifères du Crétacé Inférieur des Baronnies (Drôme). — Rev. Micropaléont., 3, Paris, H. 2, S. 131.
- NAUSS, A.W. (1947): Cretaceous Microfossils of the Vermilion Area, Alberta. J. Paleontology, 21, Tulsa, H. 4, S. 329.
- NEAGU, T. (1965): Albian Foraminifera of the Rumanian Plain. Micropaleontology, 11, New York, H. 1, S. 1.
- Notth, R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteiles an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B.-A. Wien, Sonderband 3, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien "incertae sedis" der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — Jb. Geol. B.-A. Wien, Sonderband 5, Wien, S. 5.
- REUSS, A. E. (1846): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Schweizerbart, Stuttgart, S. 1.
- REUSS, A. E. (1851): Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. – Haidingers Naturw. Abh., 4, Wien, Abt. 1, S. 17.
- REUSS, A. E. (1860): Die Foraminiferen der westphälischen Kreideformation. Sbr. Akad. Wiss. m. n. Kl., 40, Wien, S. 147.
- REUSS, A. E. (1863): Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. Sbr. Akad. Wiss. m. n. Kl., 46, Wien, S. 5.
- REUSS, A. E. (1863 b): Die Foraminiferen-Familie der Lagenideen. Sbr. Akad. Wiss. m. n. Kl., 46, Wien, S. 308.
- ROEMER, F. A. (1842): Neue Kreide-Foraminiferen. N. Jb. Min. Geol. Pal., Stuttgart, S. 272.
- SCHMID, M. E. (1962): Die Foraminiferenfauna des Bruderndorfer Feinsandes (Danien) von Haidhof bei Ernstbrunn, NO. – Sbr. Akad. Wiss. m. n. Kl., 171, Wien, H. 8–10, S. 315.
- SKOLNICK, H. (1958): Lower Cretaceous Foraminifera of the Black Hills Area. J. Paleontology, 32, Tulsa, H. 2, S. 275.
- SZTEJN, J. (1958): Klucz do oznaczania otwornic kredy dolnej polskí środkowej. Instytut geologiczny, biuletyn 138, Warschau, S. 1.
- TAPPAN, H. (1940): Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas. J. Paleontology, 14, Tulsa, H. 2, S. 93.
- TAPPAN, H. (1943): Foraminifera from the Duck Creek Formation of Oklahoma und Texas. — J. Paleontology, 17, Tulsa, H. 5, S. 476.
- TAPPAN, H. (1962): Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska, part 3, Cretaceous Foraminifera. — Geol. Survey Prof. Paper 236-C, Washington, S. 1.
- VIEAUX, D. G. (1941): New Foraminifera from the Denton Formation in northern Texas.
   J. Paleontology, 15, Tulsa, H. 6, S. 624.

	TAFFI 1		
e			Seite
	Psammosphaera fusca Schulze		. 259
-b	Glomospira saturniformis MAIZON		. 260
-	Ammodiscus incertus (Orbigny)		. 260
	Rhizammina indivisa BRADY		. 258
	Ammolagena clavata (Jones & Parker)		. 261
	Hemisphaerammina obstinata n. sp., Holotypus		. 259
	Reophax minuta TAPPAN		. 262
-c	Nouria tenera n. sp., Holotypus		. 262
	Reophax minuta TAPPAN		. 262



	IAFEL 2								
Figs.								5	Seite
ĩ	Ammobaculites germanicus n. sp., Holotypus								265
2 ac	Haplophragmoides latidorsatus (BORNEMANN)					•	•		264
3	Ammobaculites amabilis n. sp., Holotypus								265
4 a—b	Miliammina procera n. sp., Holotypus							•	263
5	Ammobaculites reophacoides BARTENSTEIN					•			266
6	Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander			•					267
7 a—c	Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)								264
8 a—c	Discospirella obscura n. gen. et n. sp., Holotypus			۰.		•		•	261
o a—c	Discospirella obscura n. gen. et n. sp., molotypus	•	•	•	•	•	•	•	20



#### PLATE 3

Discolithina sp. Figure 1–19 Distal view: 3, 4, 7, 8, 12; sample 77, Kurotaki formation. 14, 15; sample N-6, Naarai formation. 1; sample C-5, Iioka formation. 2; sample C-9, Iioka formation. (Miocene-Pleistocene of Kwanto regi

(Miocene-Pleistocene of Kwanto region, Japan.) 5, 6, 9, 10, 11, 13, 16, 17, 18, 19; Castell d'Arquato. (Pliocene of Castell d'Arquato, Italy.)



	TAFEL 4											
Figs.												Seite
1 ab	Nubecularia concava n. sp., Holotypus											274
2 a—c	Globotextularia parva n. sp., Holotypus						•	•	•	•		272
3	Arenobulimina preslii (REUSS)								•		•	272
4	Dorothia filiformis (BERTHELIN)										÷	273
5	Spiroloculina exigua n. sp., Holotypus									•,		276
6	Marssonella cf. trochus (ORBIGNY)						۰.					273
7	Cyclogyra cretacea (REUSS)											274
8 ab	Nubecularia triloculina DAM											275
9	Spiroplectinata bettenstaedti GRABERT .	•		•	·	·		•	·	·	·	270



16
Figs.	TAFEL 5 Seite
12	Nodobacularia nodulosa (CHAPMAN)
	Fig. 1: Initialteil
	Fig. 2: Freie Endkammern
34	Nubeculinella bigoti Cushman
	Fig. 3: Initialteil
5 a—b	Quinqueloculina antiqua (FRANKE)
6	Nodobacularia tibia (JONES & PARKER)
7	Nodosaria sceptrum spinicostata BARTENSTEIN & BRAND
8	Spiroloculina papyracea Burrows, Sherborn & Bailey
9	Nodosaria humilis ROEMER, dickes Exemplar
10	Nodobacularia glomerosa (COLOM)



16*

Figs.			Seite
1	Nodosaria paupercula Reuss		. 281
2	Nodosaria obscura Reuss		. 280
3—4	Nodosaria humilis Roemer		. 279
	Fig. 3: Exemplar mit unregelmäßigem Kammerwachstum		
	Fig. 4: Schlankes Individuum		
5	Nodosaria zippei Reuss		. 282
6	Nodosaria prismatica Reuss		. 281
7	Citharina biochei (Berthelin)		. 282
8	Сіtharina tappani (ДАМ)		. 283
9 ab	Citharinella sp.		
10	Nodosaria chapmani TAPPAN		. 279
11	Citharinella didyma (Berthelin)	•	. 283



Figs.												Seite
ĩ	Dentalina	terquemi ORBIGNY					•			•		290
2	Dentalina	strangulata Reuss										289
3	Dentalina	intermedia Reuss								•		287
4	Dentalina	oligostegia Reuss										288
5	Dentalina	nana Reuss										288
6—7	Dentalina	distincta Reuss .										286
8	Dentalina	cylindroides Reuss								۰.		285
9	Dentalina	lorneiana Orbigny	•									287
10	Dentalina	soluta Reuss										289
11	Dentalina	concinna (Reuss)									•	285
12	Dentalina	crassula Reuss .										285



Figs.													Seite
1	Dentalina catenula REUSS												284
2	Dentalina hollandica n. sp., Holotypus .											•	286
3	Dentalina legumen (REUSS)												287
4	Dentalina raristriata (CHAPMAN)										•		289
5	Dentalina communis (ORBIGNY)								•				284
6	Lagena cf. sulcata (WALKER & JACOB)										•		291
7 a—b	Lenticulina (Astacolus) incurvata (REUSS)										•		292
8	Dentalinopsis subtriquetra (REUSS)												290
9	Frondicularia perovata CHAPMAN								•	•			291
10	Lagena cf. oxystoma Reuss									•			291
11	Frondicularia gaultina REUSS	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		290



Fier	TAFEL 9									Seite
1/1gs.										205
1 ab	Lenticulina (Lenticulina) saxocretacea BARTENSTEIN	·	·	•	•	·	٠	•	•	295
2 ac	Lenticulina (Astacolus) sp., Krüppelform									
3 a—b	Lenticulina (Astacolus) ingenua (BERTHELIN)							٠.		292
4 ab	Lenticulina (Lenticulina) cf. subangulata (REUSS)									296
5 ab	Lenticulina (Astacolus) sp., Krüppelform									
6	Lenticulina (Astacolus) planiuscula (REUSS)									292
7 ab	Lenticulina (Astacolus) cf. pulchella (REUSS)					•				293



to a series. Alternation

	TAFEL 10						
Figs.							Seite
1 a—b	Tristix excavata (REUSS)				•		308
2	Marginulina aequivoca (REUSS)						305
3 a—b	Lenticulina (Lenticulina) macrodisca (REUSS) .						294
4 a—b	Lenticulina (Lenticulina) oligostegia (REUSS) .						294
5	Pseudonodosaria appressa (LOEBLICH & TAPPAN)						307
6 a—b	Lenticulina (Robulus) sternalis (Berthelin).						300
7	Marginulina inaequalis REUSS						306



Figs.									Seite
1 a—b	Lenticulina (Lenticulina) secans (REUSS)				•	•	•		295
23	Lenticulina (Marginulinopsis) jonesi (REUSS)								298
4 a—b	Lenticulina (Lenticulina) gaultina (BERTHELIN)							•	293
5	Lenticulina (Marginulinopsis) jonesi (REUSS)		۰.		٠.			•	298
6	Lenticulina (Marginulinopsis) cephalotes (REUSS) .						•		296
7	Lenticulina (Marginulinopsis) comma (ROEMER)						•		297
8	Lenticulina (Marginulinopsis) sequana n. sp., Holoty	pus		•	•				299





Figs.		Seite
1	Lenticulina (Vaginulinopsis) carinata n. sp	. 304
2	Lenticulina (Saracenaria) cf. bononiensis bononiensis (BERTHELIN) .	. 300
3	Lenticulina (Saracenaria) triangularis (ORBIGNY)	. 302
4	Lenticulina (Saracenaria) bononiensis forticarinata n. ssp	. 301
5 a—b	Lenticulina (Vaginulinopsis) carinata n. sp., Holotypus	. 304
6 a—b	Lenticulina (Saracenaria) vestita (Berthelin)	. 303
7	Lenticulina (Saracenaria) bononiensis forticarinata n. ssp, Holotypus .	. 301
8 ab	Lenticulina (Vaginulinopsis) bronnii (ROEMER)	. 303
9 a—b	Lenticulina (Planularia) bradyana (CHAPMAN)	. 300
10	Lenticulina (Saracenaria) crassicosta (Eichenberg)	. 302
11	Marginulina hamulus Chapman	. 305
12	Marginulina cf. adunca (Franzenau)	. 305
13	Lenticulina (Marginulinopsis) cf. deperdita (TERQUEM)	. 297
14	Lenticulina (Marginulinopsis) schloenbachi (Reuss)	. <b>29</b> 8
15	Lenticulina (Marginulinopsis) striata (CHAPMAN)	. 299

	111											
Figs.												Seite
1 a—b	Tristix acutangula (REUSS)										•	307
2	Orthomorphina cretacea n. sp.,	Holot	ypus									306
3 a—b	Quadratina quadrata (VIEAUX)		•••									307
4	Vaginulina debilis (Berthelin)											311
5	Vaginulina recta REUSS											313
6 a—b	Vaginulina truncata robusta BE	RTHEL	IN &	CF	IAP	MA	N			•		313
7	Vaginulina delftensis n. sp., Ho	lotypu	ıs .									311



17*

TAFEL	14		

	TAFEL 14						
Figs.							Seite
1 a—b	Vaginulina recta Reuss						313
2	Lingulina loryi (Berthelin)						314
3	Vaginulina costulata Roemer						310
4 a—b	Vaginulina albiensis n. sp., Holotypus						 308
5	Vaginulina pseudodebilis n. sp., Holotypus						312
6 a—b	Vaginulina aptiensis Eichenberg	•					309



	TAFEL 15	
Figs.		Seite
a—c	Eoguttulina fusus n. sp. Holotypus	316
a—b	Lingulina denticulocarinata (CHAPMAN)	314
a—b	Pseudopyrulinoides magnus n. gen. et n. sp., Holotypus	318
a—c	Pseudopolymorphina subtilis n. sp., Holotypus	317
ab	Pseudopyrulinoides solidus n. gen. et n. sp., Holotypus	318
a—b	Ellipsocristellaria seguana (BERTHELIN)	315
a—b	Pyrulinoides hollandica n. sp., Holotypus	319
8	Lingulina semiornata Reuss	315
10	Globuling prised Bruss	316



Figs.										Seite
1 a—-c	Grillita planispira n. gen. et n. sp., Holotypus						•	•		322
2 ab	Cornusphaera grandis n. gen. et n. sp.,	•	•						•	321
3 a—b	Cornusphaera grandis n. gen. et n. sp., Holotypus								••	321
4 a—b	Edithaëlla sessilis n. gen. et n. sp., Holotypus			•					•	320
5	Edithaëlla sessilis n.gen.et n.sp								•	320
6 a—b	Bullopora laevis (SOLLAS)				•		•	•	•	322
7	Bullopora tuberculata (SOLLAS), jüngere Kammer.		•	•	•					323
8	Echinoporina erinaceus n. gen. et n. sp., Holotypus				•		•		•	323
9	Bullopora tuberculata (SOLLAS), Initialteil		•		•	•	·	·		323



•

Figs.			Seite
1	Ramulina aptiensis BARTENSTEIN & BRAND		324
2 a—c	Oberhauserina morator n. gen. et n. sp., Holotypus		327
3 a—c	Rosalina nitens REUSS		329
4	Oberhauserina morator n. gen. et n. sp., Mündungsansicht		327
5	Ramulina globulifera BRADY		325
6	Ramulina aculeata (Orbigny)		324
7	Ramulina muricatina LOEBLICH & TAPPAN	•	326
8	Oolina apiculata REUSS		326
9	Ramulina aculeata (Orbigny)		324
10	Ramulina laevis Jones		325
11	Ramulina arkadelphiana Cushman		325
12 a—b	Fissurina alata Reuss		327
13 а—с	Hedbergella infracretacea (GLÄSSNER)		331



1 ac	Hedbergella brittonensis LOFBLICH & TAPPAN
2 a-c	Hedbergella planispira (TAPPAN) 332
3-4	Clarella articulata (BROTZEN)
	Fig. 3: Mikrosphärisches Individuum
	Fig. 4: Megalosphärisches Individuum
5	Pleurostomella reussi Berthelin, megalosphärisch
6 a—b	Pleurostomella reussi BERTHELIN, mikrosphärisch
7 a—c	Patellina subcretacea Cushman & Alexander
8 a—c	Gavelinella berthelini (Keller)
9	Clarella bulbosa (DAM)



Figs.													Seite
1 a—c	Valvulineria loetterlei (TAPPAN)									•			330
2 a—c	Gavelinella rudis (REUSS)										٠.		337
3 a—c	Planulina schloenbachi (REUSS)	,									•		335
4 a—b	Ellipsoidella cuneiformis n. sp., Holotypus			•	•	•					•	•	334
5 ac	Gavelinella umbilicitecta n. sp., Holotypus						•				•	·	337
6 ac	Gavelinella intermedia (Berthelin)	•	٠	•	•	٠	·		•	·	•	•	336

