

Die Coccolithophoridenflora des Locus typicus von *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), Reingrubershöhe, Niederösterreich; (Maastricht)

von Helga PRIEWALDER *)

Mit 8 Abbildungen und 28 Phototafeln

Schlüsselwörter

Waschbergzone
Reingrubershöhe
Maastricht
Pseudotextularia elegans
Locus typicus
Nannoplankton

Inhalt

	Seite
I. Zusammenfassung	3
II. Einleitung	4
III. Stratigraphie des Coccolithenfundpunktes	5
IV. Mikrofauna	5
V. Kalkiges Nannoplankton	8
V. 1 Präparationsmethoden	8
V. 2 Charakterisierung der bearbeiteten Coccolithophoridenflora	9
V. 3 Systematik	11
V. 4 Beschreibung der Arten	12
VI. Literaturverzeichnis	28
VII. Bilderteil (Tafel 1—28).	

I. Zusammenfassung

Aus dem Locus typicus der Foraminifere *Pseudotextularia elegans* (RZEHAk), die in dieser Arbeit ebenfalls eingehend beschrieben wird, konnte eine reiche Nannoplanktonflora gewonnen werden.

Das kalkige Nannoplankton wurde vor allem auf seine Zusammensetzung untersucht. Dies erfolgte hauptsächlich im Elektronenmikroskop, zusätzlich wurden weniger umfassende Beobachtungen im Rasterelektronenmikroskop vorgenommen, um den räumlichen Aufbau der Coccolithen studieren zu können.

Es war möglich, 48 verschiedene Arten zu identifizieren.

Ein weiteres Ziel der Arbeit war es, die Nannoflora des Fundpunktes, der auf Grund der Foraminiferenfauna in die *Abathomphalus mayaroensis*-Zone (oberstes Maastricht) zu stellen ist, mit bestehenden Coccolithenzonen zu korrelieren.

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. Helga PRIEWALDER, Geol. Inst. der Univ. Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

Summary

At the newly-established type locality of *Pseudotextularia elegans* (RZEŃKAK), an important fossil for the Maastrichtian of which a detailed description is given here, a rich calcareous nannoplankton assemblage was found.

The calcareous nannofossils (coccoliths) were studied in detail with a transmission electron microscope as well as with a scanning electron microscope to get an impression of their three-dimensional structure.

Altogether 48 different species could be identified, of which one species and one subspecies are newly described here.

The calcareous nannoplankton assemblage, according to foraminifera of uppermost Maastrichtian age (*Abathomphalus mayaroensis* zone), is compared with the already established nannoplankton zonal assemblages of the Upper Cretaceous.

Résumé:

Il était possible de recevoir un grand nombre de nannofossiles calcaires dans le locus typicus de la foraminifère *Pseudotextularia elegans* (RZEŃKAK), un fossile très important du Maestrichtien, qui est aussi décrit détaillé.

La plus grande partie de ce travail sera consacré à la systématique et à la description des divers coccolithes rencontrés. Cette étude est fondée d'une part et avant tout sur un microscope électronique à transmission, d'autre part, moins détaillé, sur un microscope électronique à balayage pour étudier la structure et l'architecture des coccolithes.

Il était possible de décrire 48 différentes espèces. Un autre but de ce travail était de corréler la nannoflore de l'échantillon, à cause des foraminifères dans le Maestrichtien supérieur — *Abathomphalus mayaroensis*-Zone, avec des zones-coccolithes déjà établies.

Резюме

Из вида Locus typicus фораминиферы *Pseudotextularia elegans* (RZEŃKAK), который является важной руководящей окаменелостью маастрихта и который в этой работе подробно описан, можно было получить богатую флору нанноланктоны.

Известковый наннопланктон главным образом исследован для выяснения своего состава. Прежде всего это случилось в электронном микроскопе; дополнительно проделали менее развернутые исследования в растровом электронном микроскопе, чтобы заниматься пространственным строением кокколитов.

Можно было найти 48 разных видов.

Другим назначением работы являлась корреляция наннофлоры местонахождения, который по фауне фораминифер надо установить в зону *Abathomphalus mayaroensis* (самого верхнего маастриха), с знакомыми кокколитовыми зонами.

II. Einleitung

Die folgende Arbeit ist ein Ergebnis der Zusammenarbeit des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Graz mit dem Forschungszentrum für Elektronenmikroskopie der Hochschulen in der Steiermark.

Mein bester Dank gebührt Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL, Vorstand der Abteilung für Historische Geologie und Paläontologie der Universität Graz, der diese Arbeit ermöglichte, und Herrn Dr. GRASENICK, Vorstand des Forschungszentrums für Elektronenmikroskopie der Hochschulen in der Steiermark, für seine freundliche Zusage, die für die Untersuchung notwendigen Bilder an seinem Institut anfertigen zu lassen. Weiters danke ich jenen Damen und Herren dieses Institutes, die an der Herstellung meiner Bilder beteiligt waren.

Großen Dank schulde ich Herrn Dr. H. STRADNER, Geologische Bundesanstalt Wien, der mich mit der Bearbeitung von fossilem Nannoplankton und dessen Problemen vertraut machte und mir stets mit wertvollen Anregungen und gutem Rat zur Seite stand.

Bedanken möchte ich mich weiters bei Herrn Dr. M. E. SCHMID, Geologische Bundesanstalt Wien, der die Foraminiferenfauna bearbeitete, sowie bei Frau I. ZACK und Herrn O. BINDER, Geologische Bundesanstalt Wien, die die Herstellung der Bildtafeln übernahmen.

III. Stratigraphie des Coccolithenfundpunktes

1891 beschrieb RZEHAK erstmals ein Profil aus dem Steinbruch auf der Reingruberhöhe, Bezirk Korneuburg, NÖ. 1962 unterzog GOHRBANDT diese Aufschlüsse einer genauen Untersuchung.

An der Basis des Steinbruches beschrieb RZEHAK 1891 den „Tegeligen Sand“ mit reicher Foraminiferenfauna. Aus diesen Schichten gewann er auch eine neue Art, die er „*Cuneolina elegans*“ nannte, welche heute als *Pseudotextularia elegans*, typisch für Maastricht, bekannt ist. RZEHAK bezeichnete 1891 den Tegelsand als unterbartonisch. GOHRBANDT, 1962, untersuchte von KITTEL aufgesammelte Originalproben dieses Sandes und kam zu dem Schluß, daß es sich um oberes Paleozän mit umgelagertem Maastricht handle.

Da der tegelige Sand mit *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) heute jedoch von Hangschutt bedeckt und nicht mehr aufgeschlossen ist, mußte in der streichenden Fortsetzung dieser Schichten ein neuer Aufschlußpunkt als Locus typicus gefunden werden (der Locus typicus von *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) liegt innerhalb des Steinbruches, zirka 200 m westlich vom Fundpunkt des von mir untersuchten Materials entfernt). Zirka 10 m W Hausruine Reingruberhöhe 73 wurden an der Böschung in 30—40 cm Tiefe einige Proben des anstehenden, grünlichbraunen, weichen Mergels entnommen. Die Untersuchung ergab, daß *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) auch hierin enthalten ist. Weiters stellte sich heraus, daß die Foraminiferenfauna eine reine Fauna des höheren Maastricht darstellt (nach brieflicher Mitteilung von Dr. M. E. SCHMID etwas höher als das Maastricht bei Michelstetten) und daß die Fauna der *Abathomphalus mayaroensis*-Zone zuzuordnen ist. Wie bei Michelstetten tritt *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) auch hier in primärer Lagerstätte auf. Die Coccolithenflora ist jedoch eine Mischflora aus Campan- und Maastrichtformen, eine Gegebenheit, die schon des öfteren beobachtet werden konnte.

IV. Mikrofauna

Folgende Arten, alphabetisch geordnet und nach stratigraphischer Bedeutung getrennt, fanden sich im Probenmaterial:

Faunenliste der Foraminiferen:

- Bolivina decurrens* (EHRENBERG)
- Bolivina incrassata gigantea* WICHER
- Bolivina incrassata incrassata* REUSS
- Bolivinoidea draco draco* (MARSSON)
- Globotruncana contusa* (CUSHMAN)
- Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ
- Globotruncana gansseri* BOLLI
- Globotruncana ex gr. linneiana* (ORBIGNY)
- Globotruncana (Abathomphalus) mayaroensis* BOLLI
- Globotruncana stuarti* (LAPPARENT)
- Gublerina acuta robusta* (DE KLASZ)
- Neoflabellina* n. sp. aff. *N. numismalis* (WEDEKIND)
- Neoflabellina reticulata* (REUSS)
- Osangularia lens* BROTZEN
- Pseudotextularia elegans* (RZEHAK)
- Pseudotextularia acervulinoides* (EGGER)
- Stensioeina pommerana* BROTZEN
- Vaginulina cretacea* PLUMMER
- Allomorphina* sp.
- Bulimina* sp. sp.
- Clavulinoides* sp.
- Dentalina* sp. sp.
- Dorothia* sp.

Fronicularia sp. sp.
Gaudryina sp.
Gavelinella sp. sp.
Globotruncana sp. sp.
Gutulina sp.
Gyroidina sp.
Hedbergella sp. sp.
Heterohelix sp. sp.
Lagena sp. sp.
Lenticulina (Astaculus) sp. sp.
Lenticulina (Lenticulina) sp. sp.
Lingulina sp.
Nodosaria sp. sp.
Pseudonodosaria sp.
Pullenia sp.
Rugoglobigerina sp. sp.
Spiroplectamina sp.
Stilostomella sp. sp.

Pseudotextularia elegans (RZEHAKE), deren multiseriale Ausbildung eine Leitform des Maastricht darstellt (die biserialen Formen treten schon früher auf), und die im vorliegenden Fall aus dem Locus typicus der von RZEHAKE 1891 erstmalig beschriebenen Form stammt, soll nun, um ihre und des Locus typicus' Bedeutung zu betonen, genauer beschrieben und abgebildet werden.

Pseudotextularia elegans (RZEHAKE)

(Taf. 26, Fig. 1—4; Taf. 27, Fig. 1—4; Taf. 28, Fig. 6)

- 1891 *Cuneolina elegans* n. sp. — RZEHAKE, 4.
 1895 *Pseudotextularia varians* n. sp. — RZEHAKE, 217, Taf. 7, Fig. 1—3.
 1967 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — BROWN, 47, Abb. 9, 10, 13, 14; Taf. 2, Fig. 4; Taf. 3, Fig. 2, 3.
 1969 *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE) — FUNNEL et al., 23, Abb. 5; Taf. 1, Fig. 9, 10.
 1969 *Racemiquembelina fructicosa* (EGGER) — FUNNEL et al., 25, Abb. 8; Taf. 2, Fig. 3, 4.

Beschreibung:

Biserialer Formen:

Freies Gehäuse mit 12—18 enggepreßten Kammern, die alternierend angeordnet sind und sich langsam vergrößern. Am Anfangsteil (bis zirka zur 8. Kammer) ist das Gehäuse senkrecht zu den Frontalseiten, im jüngeren Teil senkrecht zu den Kammerrückseiten zusammengedrückt, wodurch es verhältnismäßig schmal erscheint und fast parallele, eingekerbte Seitenlinien aufweist. Am jüngeren Gehäuseteil sind die Kammern sehr dick (charakteristisches Merkmal für *Pseudotextularia elegans*). Der Embryonalteil kann, was jedoch seltener vorkommt, als kleine Initialeinrollung (im vorliegenden Fall mit 3 Kammern) ausgebildet sein. Als Skulpturierung treten starke Längsrippen auf, die z. T. in kurze Leisten aufgelöst sind, zwischen denen unregelmäßig zahlreiche Poren verstreut sind. Die Suturen sind waagrecht bis leicht schräg, etwas gebogen, leicht vertieft und in Seitenansicht meist leicht nach oben gewölbt.

Die Primäröffnung ist ein breiter, schlitzförmiger Bogen, meist von einem niedrigen, lippenförmigen Rand umgeben. Sie liegt interiomarginal, d. h. symmetrisch an der Basis einer Kammer. Supplementöffnungen können auf der Rückseite der jüngeren Primärkammern auftreten. Sie sind halbkreisförmig oder rund und häufig von einem lippenartigen Rand umsäumt.

Abmessungen:

Länge: 0.40—0.51 mm,
 Breite: 0.22—0.29 mm,
 Dicke: 0.23—0.32 mm.

Multiseriale Formen:

Gehäuseform und -aufbau gleichen bis in den jüngeren Gehäuseteil den biserialen Formen (jedoch konnte an den multiseriellen keine Initialeinrollung beobachtet werden). An den jüngsten Anteilen (frühestens an der 7. Primärkammer) entwickeln sich seitlich auf den Rückseiten der Primärkammern über den Supplementöffnungen kleine, kugelige Supplementkammern. Mit der Entwicklung der Supplementöffnungen und -kammern erfolgt gleichzeitig auch eine Einschnürung der dicken Primärkammern von der Seite her, ausgehend von den seitlichen Supplementöffnungen, die so weit gehen kann, daß Einschnürung und Primäröffnung zusammenstoßen und so je zwei kugelige Tochterkammern (nahe den Frontalseiten gelegen) entstehen. Durch die Entwicklung von Supplement- und Tochterkammern erhalten die Formen unregelmäßig multiseriales bzw. traubiges Aussehen und einen etwa runden Querschnitt. Es liegen Exemplare mit wenigen Supplement- und Tochterkammern als Übergangsformen vom biserialen zum traubigen Stadium vor.

Die Supplementkammern zeigen kleine, interiomarginal gelegene Öffnungen an ihrer Vorderseite (keine Supplementöffnungen an der Rückseite). Die Primäröffnung ist auch hier ein interiomarginal gelegener, niedriger, breiter Bogen.

Abmessungen:

Länge: 0.28—0.50 mm,

Breite: 0.25—0.44 mm,

Dicke: 0.22—0.35 mm.

Diskussion:

Die Verwirrung um die rechtmäßige Benennung der neuen Art, die RZEHAK 1891 *Cuneolina elegans*, 1895 *Pseudotextularia varians* nannte, löste GOHRBANDT 1967 dahingehend, daß *Pseudotextularia varians* RZEHAK als jüngeres Synonym von *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) zu gelten habe.

1895 erwähnt RZEHAK, daß die multiseriellen Formen gegenüber den biserialen weitaus überwiegen. Diese multiseriellen Formen seien „meist platt zusammengedrückt“, daneben kämen aber auch Exemplare mit rundlichem Querschnitt vor.

RZEHAK hielt diese beiden Typen für ein und dieselbe Art. Nach der Untersuchung zeigte sich jedoch, daß die platt zusammengedrückten Formen einer anderen *Pseudotextularien*-Art (die auch als biserielle Form vertreten ist), nämlich der ebenfalls im Maastricht auftretenden *Pseudotextularia carseyae* (PLUMMER) (Taf. 28, Fig. 1—5) angehören. Diese Art ist *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) ähnlich, erreicht aber in den jüngeren Kammern nicht die für jene Art charakteristische, große Dicke, auch erscheinen die Rippen etwas weniger grob. Außerdem wurde hier, im Gegensatz zu *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), bei den multiseriellen Formen eine Initialeinrollung beobachtet.

Mit dem Auftreten der Supplementkammern treten in diesen beiden Arten nun vollkommen verschiedene Entwicklungsweisen zutage. Während die Formen mit rundem Querschnitt, nämlich *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), infolge der primären Dicke ihrer Primärkammern durch Einschnürung kleine, kugelige Tochterkammern entwickeln, die in zwei Ebenen (nahe den beiden Frontalseiten) liegen, außerdem jeweils nur eine Supplementkammer (an den Rückseiten der Primärkammern) ausbilden und so einen runden Querschnitt erhalten (eine genaue Beschreibung dieses Vorganges gibt BROWN, 1967), tritt die Bildung von Tochterkammern bei den abgeplatteten Formen (= *Pseudotextularia carseyae* [PLUMMER]) nicht auf. Vielmehr entwickeln sich hier seitlich über den Supplementöffnungen der Primärkammern kleine, kugelige Supplementkammern, die ihrerseits wieder Supplementöffnungen, und damit Supplement-

kammern, auf den Rückseiten ausbilden können. Das heißt aber, daß alle diese seitlich angefügten, unregelmäßig multiseriale angeordneten Kammern in einer einzigen Ebene liegen und so dem Gehäuse sein platt zusammengedrücktes Aussehen geben. Mit diesem Ausbildungsmodus scheint ein wesentlicher genetischer Unterschied gegeben zu sein.

Da nun die platten Formen von denen mit rundlichem Querschnitt zu trennen sind, sind biserialen und multiserialen Ausbildungen von *Pseudotextularia elegans* (RZEHAČ) in ungefähr gleicher Anzahl vorhanden. (RZEHAČ, 1895, fand es merkwürdig, „daß die monströsen Formen die normalen bedeutend überwiegen“.)

V. Kalkiges Nannoplankton

V. 1 Präparationsmethoden

Ein kleines Stück der weichen Probe (etwa 1 cm^3) wird in destilliertem Wasser aufgeschlämmt. Danach wird die Suspension mit Ultraschall behandelt, und zwar bei voller Stärke (1 MHz) zirka 20', bei halber Stärke etwa 8—12'. Dann wird die Lösung zentrifugiert, wobei sich die Kalkpartikel am Boden des Zentrifugenglases absetzen, der Ton jedoch in Schwebelage bleibt. Die trübe Flüssigkeit über dem Bodensatz wird dekantiert, der abgesetzte Kalk mit destilliertem Wasser gespült und wiederum zentrifugiert (dieser Vorgang wird etwa dreimal wiederholt, bis die Lösung über dem Bodensatz klar ist).

Die weiteren Präparationsmethoden für die verschiedenen Typen von Mikroskopen unterscheiden sich voneinander.

Transmissions-Elektronenmikroskop (= TEM)

Die klare Flüssigkeit wird mit einem auf einer Pipette steckenden Plastik-Trinkhalm auf ein frisch gespaltenes Glimmerplättchen aufgetropft und auf einer Heizplatte (nicht über 60 Grad) getrocknet. Vor dem Bedampfen sollte die Dichte der Coccolithen im Lichtmikroskop überprüft werden; die Abstände zwischen den Coccolithen sollten etwa das Zwei- bis Dreifache ihrer Länge betragen.

Das Glimmerplättchen mit der getrockneten Probe wird auf einem beweglichen Objektisch befestigt und in den Vakuumkolben eingebracht. Darin erfolgt zuerst in 30-Grad-Stellung des Objektisches zur Kohle-Platin-Bedampfungsquelle eine Platin-Kohle-Simultanbedampfung, danach wird das Präparat mit Kohle umhüllt, d. h. es erfolgt unter gleichzeitiger Drehung eine ständige Veränderung des Winkels des Objektisches gegenüber den Kohlestäben. Die Dicke des Filmes ist an einem Indikatorplättchen abzulesen. Sie sollte für den Platin-Kohlefilm etwa 200 Angström, für den Kohlefilm etwa 400 Angström betragen, also insgesamt etwa 600 Angström. Mit Kohle wird deshalb bedampft, weil sich Kohlefilm leicht vom Präparat ablöst, die Dichte von Kohle gering und sie außerdem amorph ist.

Nach Beendigung des Vorganges im Vakuumkolben wird das Glimmerplättchen mit einer Pinzette auf die Oberfläche einer fünfprozentigen Salzsäure gelegt, um den Platin-Kohlefilm abzulösen. Danach bleibt das Kohlehäutchen etwa eineinhalb Stunden schwimmend auf der Salzsäure liegen. Dabei werden die Kalkkörper der Coccolithen weggelöst, sodaß nur deren Abdrücke übrig bleiben. Der Kohlefilm wird sodann mit einem feinen Netzchen in destilliertes Wasser übertragen und kommt anschließend in Flußsäure (Plastikbecher!), wo er etwa fünf Tage belassen wird. Die Flußsäure löst vorhandene Verunreinigungen (Ton usw.). Danach wird das Kohlehäutchen wieder in destilliertes Wasser gelegt und mit kleinen Kupfernetzchen (Durchmesser 3·2 mm), auf deren matter Seite der Kohlefilm zu liegen kommt, aufgefischt und auf Filterpapier getrocknet.

Rasterelektronenmikroskop (= REM)

Der Weg der Vorbereitung bis zum Trocknen der Lösung auf dem Glimmerplättchen ist der gleiche wie beim Transmissions-Elektronenmikroskop.

Das Glimmerplättchen wird auf einem beweglichen Objektisch in den Vakuumkanülen eingeführt und zuerst einer Kohle-, dann einer Goldumhüllung unterzogen, d. h. der Winkel des Objektisches zur Bedampfungsrichtung wird unter gleichzeitigem Drehen ständig verändert. Die Dicke des Kohlefilmes soll 400—500 Angström, die des Goldfilmes ebenfalls 400—500 Angström betragen. Gold wird wegen seiner guten Leitfähigkeit verwendet, der Zusatz von Kohle erfolgt, weil Gold allein zu spröde wäre und mit der Zeit Risse entstehen würden.

Nach der Bedampfung wird das Glimmerplättchen mit einem Doppelklebestreifen auf dem Probenteller des Rasterelektronenmikroskopes befestigt.

Die Coccolithen wurden mit einem Elektronenmikroskop, Siemens Elmiskop I a, in dem die Netzchen mit dem Film nach unten liegen, aufgenommen; Filmmaterial Agfa-Gevaert Scientia, 12—15/10 DIN.

Die Bilder im Rasterelektronenmikroskop wurden in zwei verschiedenen Geräten angefertigt: am Cambridge Stereoscan MARK 2 a mit einer Kleinbildkamera, in der der Kleinbilddfilm Ilford PAN F verwendet wurde. Dem Gerät Jeol ISM-U 3 war eine Kamera Marke Oscillophot Steinheil angeschlossen (Film: Ilford FP 4, 6×6).

Film- und Papierentwickler waren jeweils für die Elektronenmikroskop- und Rasterelektronenmikroskopaufnahmen die gleichen, nämlich für die Filme Agfa Rodinal 1 : 44, für das Papier Agfa Neutol.

Als Fotopapier wurde für die Aufnahmen aller drei Geräte Agfa BROVIRA weiß, glänzend, verwendet.

Die Positive der REM-Aufnahmen wurden am Leitz Focomat, die der Elektronenmikroskopaufnahmen am Durst Kopiergerät hergestellt. Sämtliche Negative sind im Archiv des Forschungszentrums für Elektronenmikroskopie der Hochschulen in der Steiermark, 8010 Graz, Steyrgasse 17, deponiert.

V. 2 Charakterisierung der bearbeiteten Coccolithophoridenflora

Die Coccolithen des untersuchten Materials sind als Mischflora zu bezeichnen: neben den autochthonen Maastricht-Coccolithen sind auch umgelagerte aus dem Campan vertreten.

Autochthone Coccolithengesellschaft aus dem Maastricht:

- Ahmuelerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT
- Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA
- Arkhangelskiella specillata* VEKSHINA
- Biscutum constans* (GORKA) BLACK
- Biscutum ignotum* (GORKA) REINHARDT & GORKA
- Corolithion exiguum* STRADNER
- Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI
- Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI
- Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE
- Cribrosphaerella laughthoni* (BLACK) nov. comb.
- Eiffellithus regularis* (GORKA) PERCH-NIELSEN
- Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT
- Kampfnerius pseudopunctatus* CEPEK
- Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE
- Lithraphidites grossopectinatus* BUKRY
- Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI
- Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN
- Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI
- Micula decussata* VEKSHINA

- Nephrolithus frequens* GORKA
Parhabdolithus angustus (STRADNER) STRADNER
Podorhabdus granulatus (REINHARDT) BUKRY
Pontosphaera multicarinata (GARTNER) SHAFIK & STRADNER
Prediscosphaera cretacea cretacea (ARKHANGELSKY) GARTNER
 ?*Prediscosphaera cretacea rzhaki* n. ssp.
Prediscosphaera honjoi BUKRY
Prediscosphaera spinosa (BRAMLETTE & MARTINI) BUKRY
Reinhardtites mirabilis PERCH-NIELSEN
Rhabdolithina splendens (DEFLANDRE) REINHARDT
Rhagodiscus plebejus PERCH-NIELSEN
Stephanolithion laffitei NOEL
Vekshinella cruciata (NOEL) SHAFIK & STRADNER
Vekshinella crux (DEFLANDRE & FERT) SHAFIK & STRADNER
 ?*Vekshinella perforata* n. sp.
Watznaueria barnese (BLACK) PERCH-NIELSEN
Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI
Zygoolithus erectus DEFLANDRE
Zygoolithus litterarius (GORKA) REINHARDT & GORKA

Allochthone Coccolithengesellschaft des Campan:

- Angulofenestrellithus snyderi* BUKRY
Corolithion rhombicum (STRADNER) BUKRY
Cribrosphaerella pelta GARTNER
Chiastozygus propagulis BUKRY
Gartnerago obliquum (STRADNER) REINHARDT
Kamptnerius percivalii BUKRY
Percivalia pontilitha BUKRY
Vekshinella elliptica GARTNER

Bei einigen, erst seit kürzerer Zeit bekannten Arten ist es schwierig zu sagen, ob sie umgelagert sind oder ob ihre stratigraphische Reichweite zu verlängern ist.

Aus der geringen Arten- und Individuenzahl der allochthonen Coccolithen ist zu schließen, daß die Umlagerung kein allzu großes Ausmaß erreicht haben dürfte.

Einige wenige Arten überschreiten die Kreide/Tertiär-Grenze: *Markalius inversus*, *Vekshinella crux*, *Pontosphaera multicarinata*, wobei der letztere Genus typisch für Tertiär ist, jedoch erstmals bereits im Maastricht erscheint.

Die Maastricht-Coccolithengesellschaft stimmt gut mit der von SHAFIK & STRADNER, 1971, überein, deren Oberkreideanteil wie hier in die *Abathomphalus mayaroensis*-Zone eingestuft wurde (*Abathomphalus mayaroensis* [BOLLI]: Taf. 25, Abb. 1—6).

Diese Autoren erwähnen 1971 die Seltenheit von *Nephrolithus frequens* GORKA in Österreich, außer im Paleozän der Reingrubberhöhe, wo er auf sekundärer Lagerstätte in großer Zahl aufträte. Tatsächlich fanden sich im untersuchten Material zahlreiche Exemplare dieser Art (jedoch auf primärer Lagerstätte), die nach MARTINI & WORSLEY, 1970, auf Gebiete höherer Breiten beschränkt ist und so als Indikator für die Florenprovinz höherer Breiten des Obermaastricht gilt.

Das Maastricht ist nach STRADNER, 1963, durch die *Cymbiformis-Gesellschaft* (*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Tetralithus murus* MARTINI [bzw. *Nephrolithus frequens* GORKA als dessen Äquivalent in nördlich beeinflussten Gebieten], *Coccolithus gallicus* STRADNER) charakterisiert, mit massenhaftem Auftreten großer Exemplare von *Arkhangelskiella cymbiformis*, was auch für die bearbeitete Flora zutrifft.

Der Coccolithenfundpunkt kann mit der *Nephrolithus frequens*-Zone von EDWARDS, 1970, in Neuseeland korreliert werden, deren typische Coccolithengesellschaft mit *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER, *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER, *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Kamptnerius magnificus* DEFLANDRE (hier *Kamptnerius pseudopunctatus* CEPEK) auch in der untersuchten Maastrichtgesellschaft enthalten ist.

Weiters ist eine Korrelation mit der *Nephrolithus frequens*-Zone von CEPEK & HAY, 1969 b, in den USA (Alabama) möglich. Diese Zone ist vor allem durch *Nephrolithus frequens* GORKA, weiters durch *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI und *Lithraphidites grossopectinatus* BUKRY charakterisiert. Ihre untere Grenze ist mit dem ersten Auftreten von *Nephrolithus frequens* gegeben, die obere Grenze wird durch das Aussterben der meisten Kreideformen markiert (Kreide/Tertiär-Grenze).

Die Coccolithen des untersuchten Materials überschritten 13 μ als Ausmaß der größten Dimension nicht. Der kleinste Durchmesser lag bei 2.5 μ (*Biscutum ignotum* [GORKA] REINHARDT & GORKA), der größte bei 12.5 μ (*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA), die größte Häufigkeit war jedoch zwischen 4 und 9 μ gegeben.

Die Flora ist sehr artenreich, was auf günstige Lebensbedingungen im oberen Maas-tricht schließen läßt.

Der Erhaltungszustand der Coccolithen ist durchwegs als gut zu bezeichnen trotz der bewegten Vergangenheit, die die Zone um den Coccolithenfundpunkt erlebte. An einigen Exemplaren konnten Spuren beginnender Umkristallisation beobachtet werden.

V. 3 Systematik

Die Einteilung der Coccolithen erfolgt nach dem Vorschlag von NOEL, 1970.

Familie Arkhangelskiellaceae BUKRY

- Gattung *Arkhangelskiella* VEKSHINA
Gartnerago BUKRY
Kamptnerius DEFLANDRE

Familie Coccolithaceae KAMPTNER

- Gattung *Biscutum* BLACK
Markalius BRAMLETTE & MARTINI
Watznaueria REINHARDT

Familie Podorhabdaceae NOEL

- Gattung *Cretarhabdus* BRAMLETTE & MARTINI
Podorhabdus NOEL
Prediscosphaera VEKSHINA
Cribrosphaerella DEFLANDRE

Familie Stephanolithaceae BLACK

- Gattung *Corolithion* STRADNER
Stephanolithion DEFLANDRE

Familie Zygothaceae NOEL

- Gattung *Ahmullerella* REINHARDT
Angulofenestrellithus BUKRY
Chiastozygus GARTNER
Crepidolithus NOEL
Eiffelithus REINHARDT
Nephrolithus GORKA
Parhabdolithus DEFLANDRE
Percivalia BUKRY
Pontosphaera LOHMANN
Reinhardtites PERCH-NIELSEN
Rhabdolithina REINHARDT
Rhagodiscus REINHARDT
Vekshinella LOEBLICH & TAPPAN
Zygodiscus BRAMLETTE & MARTINI
Zygothithus KAMPTNER

Genera incertae sedis:

Lithraphidites DEFLANDRE

Micula VEKSHINA

Um dem Leser das Nachschlagen zu vereinfachen, erfolgt die Beschreibung der einzelnen Arten in alphabetischer Reihenfolge.

V. 4 Beschreibung der Arten

Ahmullerella octoradiata (GORKA) REINHARDT

(Taf. 1, Fig. 1—5)

1970a *Ahmullerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT — REINHARDT, 11, Bild 13, Cum syn.

1971 *Ahmullerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT — SHAFIK & STRADNER, 80, Taf. 23, Fig. 1—4.

Beschreibung: [sehr häufig *]); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, von einem biserialen, koaxialen Kreuz überspannt, dessen Balken sich mit Annäherung an den Ring aufgabeln. Distal mit zentralem Fortsatz.

Bemerkung: Bemerkenswert scheinen die keulenförmigen Fortsätze, die vom Rand der Balken in die Öffnung zwischen Balken und Ring ragen (Taf. 1, Fig. 3).

Maximaler Durchmesser: 8.3 μ ; Länge/Breite-Index: 1.28—1.57.

Angulofenestrellithus snyderi BUKRY

(Taf. 2, Fig. 1—3)

1969 *Angulofenestrellithus snyderi* n. sp. — BUKRY, 48, Taf. 26, Fig. 1—3.

1970a *Angulofenestrellithus snyderi* BUKRY — REINHARDT, 13, Bild 15.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit sehr schmalem, wallförmigem Randring und großer Zentralarea, die von zahlreichen großen Poren durchbrochen ist. Jede Pore ist von einem Kranz kleiner, rechteckiger Kristallite umsäumt. Distal mit dünnem, hohlem Zentralfortsatz.

Bemerkung: In die Poren ragen von deren Rand kleine, keulenförmige Fortsätze.

Maximaler Durchmesser: 7.1 μ ; Länge/Breite-Index: 1.37.

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA

(Taf. 3, Fig. 1—4)

1969 *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA — BUKRY, 21, Taf. 1, Fig. 1—3. Cum syn.

1970a *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA — REINHARDT, 14, Bild 19, 20.

1971 *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA — SHAFIK & STRADNER, 80, Taf. 5—7.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen, mit zwei Scheiben, beide aus einem Randring, der durch eine horizontale Furche in zwei Ringlagen geteilt ist, und einer großen, granulaten Zentralarea bestehend. Diese ist von zwei koaxialen Suturen durchzogen. Die Kristallite sind proximal in windmühlenartigem Muster angeordnet. Beiderseits der Suturen je eine Reihe großer Poren, die von einem bis drei Balken überspannt sind.

Bemerkung: Die vier Ringlagen vergrößern sich kontinuierlich von der proximalen zur distalen.

Maximaler Durchmesser: 12.5 μ ; Länge/Breite-Index: 1.18—1.39.

*) bis 3 Exemplare — selten
4—7 Exemplare — häufig
über 7 Exemplare — sehr häufig

(bezogen auf die Aufnahmen im
Elektronenmikroskop)

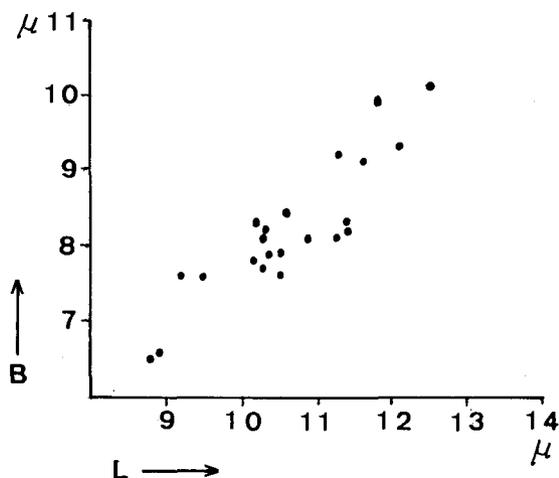


Abb. 1 zeigt das Verhältnis zwischen Länge und Breite, dessen Werte um eine Lineare liegen, d. h. mit der Länge nimmt auch die Breite kontinuierlich zu. Eine Anhäufung von Exemplaren mit einer Länge von 10—11 μ und einer Breite von 7,5—8,5 μ ist gegeben. Der Korrelationskoeffizient beträgt für diese Werte 0,85, d. h., daß hier zwischen den Variablen eine starke positive Beziehung herrscht (bei 1 = vollkommene Übereinstimmung der Variablen).

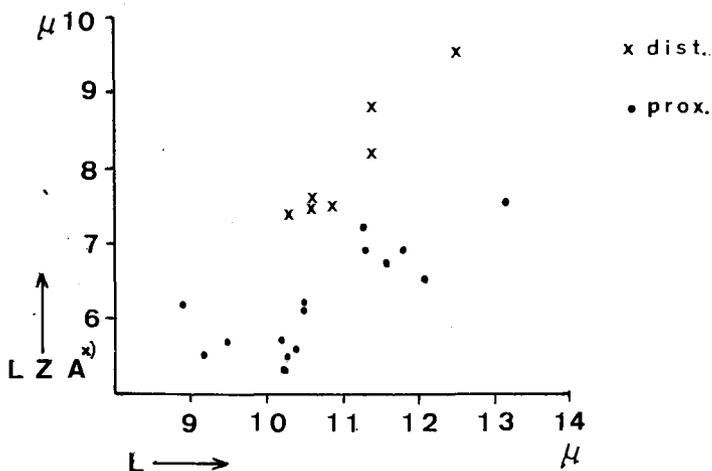


Abb. 2 gibt das Verhältnis der gesamten Länge der Exemplare zur Länge der Zentralarea wieder. Die Werte der proximalen Seiten liegen, wenn auch schon stark gestreut, um eine Lineare, ebenso die Werte der Distalseiten. Diese liegen exakt um eine Linie, die jedoch nicht mit der der Proximalseiten zusammenfällt, was auf die größeren Durchmesser der distalen Zentralarien zurückzuführen ist. Aus den Werten ist zu schließen, daß sich Coccolith und Zentralarea in gleichem Maße vergrößerten.

Arkhangelskiella specillata VEKSHINA
(Taf. 4, Fig. 1—4)

1968 *Arkhangelskiella specillata* VEKSHINA — GARTNER, 39, Taf. 8, Fig. 6—7, Taf. 11, Fig. 4.

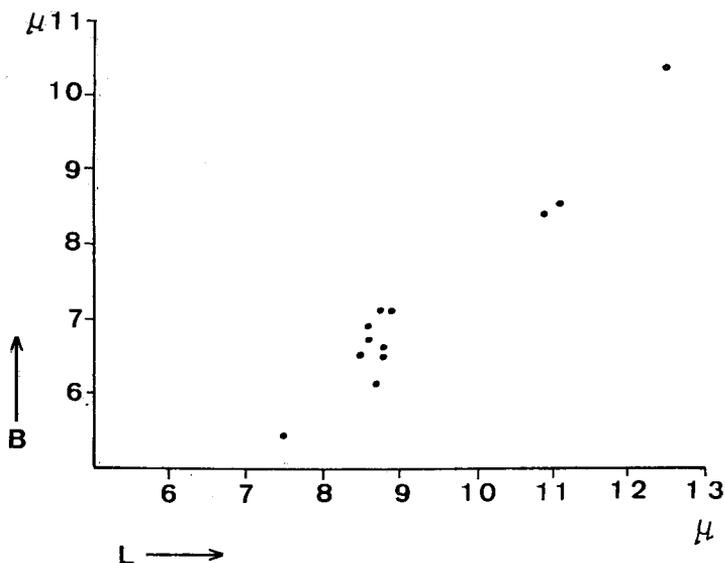
1969 *Arkhangelskiella specillata ethmopora* n. ssp. — BUKRY, 21, Taf. 1, Fig. 4—7.

1970a *Arkhangelskiella specillata* VEKSHINA — REINHARDT, 17, Bild 27.

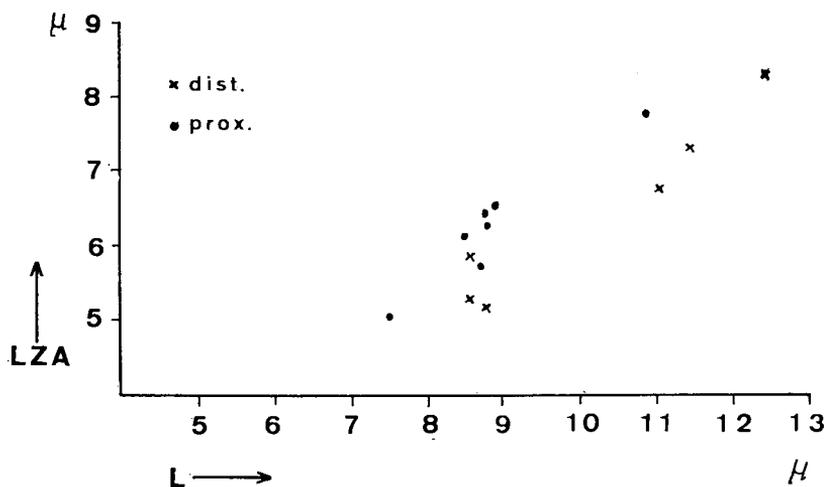
*) Länge der Zentralarea.

Beschreibung: (sehr häufig); Struktur wie bei *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA mit dem Unterschied, daß hier erstens die distalste Ringlage schmäler ist und proximal nicht gesehen werden kann, zweitens die kürzere Sutura der Zentralarea gegenüber der kleinen Ellipsenachse verdreht ist (bis 18°) und drittens zusätzlich zu den Porenreihen beiderseits der Suturen eine bis mehrere konzentrische Reihen von Poren auftreten.

Maximaler Durchmesser: 12.5μ ; Länge/Breite-Index: $1.21-1.41$.



Für das Längen-Breiten-Verhältnis in Abb. 3 ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,98. Dieser Wert ist aber problematisch, da eine zu geringe Anzahl von Exemplaren vorliegt. Trotzdem kann ein positiver Zusammenhang zwischen den Variablen angenommen werden.



In Abb. 4 können die Werte des Verhältnisses zwischen Coccolithenlänge und Länge der Zentralarea der wenigen Exemplare ungefähr auf zwei Lineare bezogen werden, d. h. der Vergrößerung der einen Variablen folgt kontinuierlich die Vergrößerung der anderen. Die größere Länge der Zentralarea der Distalseiten bedingt das Auftreten der zweiten Linearen.

Biscutum constans (GORKA) BLACK

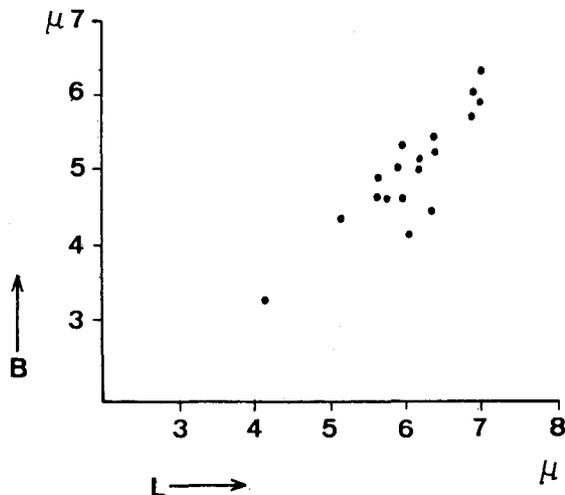
(Taf. 5, Fig. 1—3)

1968 *Biscutum constans* (GORKA) BLACK — PERCH-NIELSEN, 78, Abb. 39; Taf. 27, Fig. 1—11. Cum syn.1969 *Biscutum testudinarium* BLACK — BUKRY, 28, Taf. 8, Fig. 7—12.1971 *Biscutum constans* (GORKA) BLACK — SHAFIK & STRADNER, 81, Taf. 2.

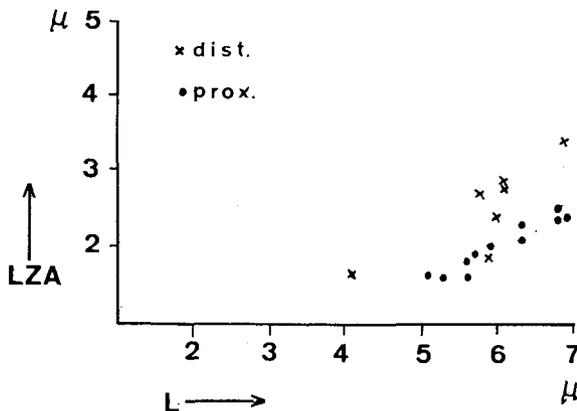
Beschreibung: (sehr häufig); elliptische, distalwärts gewölbte Coccolithen mit größerer distaler und kleinerer proximaler Scheibe, die eng aufeinander liegen. Die Scheiben bestehen aus einem breiten Randring und einer kleinen, granulaten Zentralarea. Die Ringe weisen in den starken Ellipsenkrümmungen je drei besonders breite Elemente auf.

Bemerkung: Am inneren Rand des distalen Randringes ragen hakenförmige Fortsätze in die jeweils links folgenden Elemente.

Maximaler Durchmesser: 6.9 μ ; Länge/Breite-Index: 1.08—1.42.



Für das Längen-Breiten-Verhältnis in Abb. 5 ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,92, d. h. Länge und Breite zeigen einen starken positiven Zusammenhang.



In Abb. 6 sind die Verhältniszahlen der Länge der Zentralarea zur gesamten Länge der Coccolithen auf zwei Lineare zu beziehen: die beiden Variablen zeigen einen positiven Zusammenhang. Zwei Lineare ergeben sich aus der verschiedenen Größe der proximalen und distalen Zentralarien, angedeutet durch die schräg gegen das Zentrum stehenden Kristallite der kraterförmigen distalen Zentralarea.

Biscutum ignotum (GORKA) REINHARDT & GORKA
(Taf. 5, Fig. 4—6)

1965 *Biscutum tredenale* n. sp. — REINHARDT, 32, Abb. 2; Taf. 1, Fig. 3.

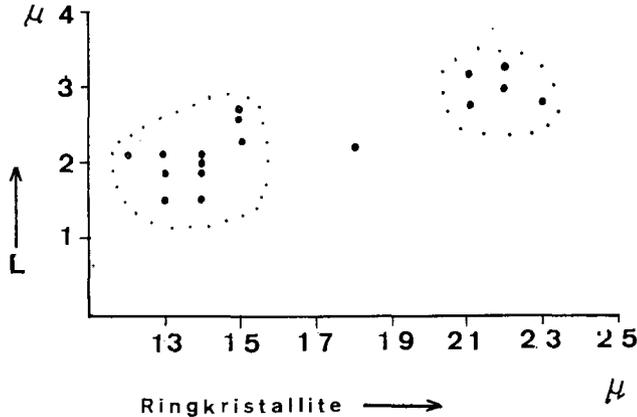
1967 *Biscutum ignotum* (GORKA) nov. comb. — REINHARDT & GORKA, 245, Taf. 31, Fig. 9, 13. Cum syn.

1970a *Biscutum ignotum* (GORKA) REINHARDT & GORKA — REINHARDT, 18, Bild 31. Cum syn.

1971 *Biscutum testudinarium* BLACK — SHAFIK & STRADNER, 81, Taf. 3, Fig. 1, 2; Taf. 4, Fig. 1.

Beschreibung: (sehr häufig); runde Coccolithen mit größerer distaler und kleinerer proximaler Scheibe, beide eng aufeinander liegend. Sie bestehen aus einem breiten Randring und einer kleinen, granulaten Zentralarea.

Maximaler Durchmesser: 4·3 μ .



Die Formen in Abb. 7 zeigen große Variationsbreite hinsichtlich der Anzahl der Randelemente, wobei jedoch die Formen mit 12—15 Ringkristalliten vorherrschen, ein weiteres Maximum liegt bei 21—23 Kristalliten. Diese beiden Felder werden durch nur ein Exemplar mit 18 Elementen verbunden. Die Werte sind locker um eine Lineare gestreut, es ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,82, d. h. die beiden Variablen zeigen einen positiven Zusammenhang, was besagt, daß sich mit dem Durchmesser auch die Anzahl der Ringkristallite kontinuierlich verändert. Auf diese eine Lineare sind sowohl die Werte der distalen wie auch der proximalen Seite bezogen, d. h. die beiden Seiten zeigen gleiche Beziehung zwischen Kristalliten und Durchmesser.

Chiastozygus propagulis BUKRY
(Taf. 2, Fig. 4—6)

1969 *Chiastozygus propagulis* n. sp. — BUKRY, 51, Taf. 28, Fig. 4—5.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit schmalem, wallförmigem Ring und offener Zentralarea, die von einer etwa x-förmigen, diagonalen Struktur überspannt ist. Die Balken dieser Struktur sind im Zentrum voneinander abgesetzt. Sie können gegenüber den Ellipsenachsen leicht verdreht sein und schließen in Richtung der großen Achse spitze Winkel ein.

Maximaler Durchmesser: 5·4 μ ; Länge/Breite-Index: 1·31—1·55.

Corollithion exiguum STRADNER
(Taf. 6, Fig. 1)

1969 *Corollithion exiguum* STRADNER — BUKRY, 40, Taf. 18, Fig. 12; Taf. 19, Fig. 1. Cum syn.

1970b *Corollithion exiguum* STRADNER — REINHARDT, 44, Bild 3.

1971 *Corollithion exiguum* STRADNER — SHAFIK & STRADNER, 81, Taf. 46, Fig. 1—4.

Beschreibung: (selten); Coccolithen mit sechseckigem Randring. In der Mitte jeder Seite setzt am Innenrand je ein Balken an; die sechs Balken vereinigen sich im Zentrum und tragen distal einen Fortsatz.

Bemerkung: An den seitlichen Suturen sind die sechs Seiten leicht verdickt.

Maximaler Durchmesser: 4 μ .

Corollithion rhombicum (STRADNER & ADAMIKER) BUKRY
(Taf. 6, Fig. 3, 4)

- 1966 *Zycolithus rhombicus* n. sp. — STRADNER & ADAMIKER, 339, Abb. 5—7; Taf. 2, Fig. 1.
1969 *Corollithion rhombicum* (STRADNER & ADAMIKER) nov. comb. — BUKRY, 41, Taf. 19, Fig. 2—4.
1971 *Corollithion rhombicum* (STRADNER & ADAMIKER) BUKRY — SHAFIK & STRADNER, 81, Taf. 47, Fig. 3.

Beschreibung: (selten); rhombenförmige Coccolithen mit schmalen Randring und offener Zentralarea, die von acht kurzen Balken überspannt ist, welche von einer mittleren Längsleiste fiederförmig zum Ring hin abzweigen. Je ein weiterer kleiner, parallel zur kleinen Ellipsenachse verlaufender Balken verbindet an den beiden Spitzen des Rhombus die Innenränder des Ringes.

Maximaler Durchmesser: 5 μ ; Länge/Breite-Index: 1.69.

Crepidolithus spiralis (PIENAAR) nov. comb.
(Taf. 19, Fig. 6)

- 1968 *Discolithus spiralis* n. sp. — PIENAAR, 365, Taf. 70, Fig. 3; Taf. 71, Fig. 4.
1971 *Rhagodiscus spiralis* (PIENAAR) nov. comb. — REINHARDT, 25, Bild 15.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem distalen Ring und voll ausgefüllter Bodenplatte. Diese ist aus zahlreichen kleinen, viereckigen Granulae aufgebaut, die in nach rechts gekrümmten Linien angeordnet sind. Sie beginnen an einer imaginären, etwa die Ellipsenbrennpunkte verbindenden Linie und enden am Außenrand.

Maximaler Durchmesser: 5 μ ; Länge/Breite-Index: 1.37.

Cretarhabdus conicus BRAMLETTE & MARTINI
(Taf. 7, Fig. 1—4)

- 1968 *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI — PERCH-NIELSEN, 51, Taf. 12, Fig. 1—4. Cum syn.
1970b *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI — REINHARDT, 48, Bild 13—15.
1969 *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI — BUKRY, 35, Taf. 13, Fig. 7—12.

Beschreibung: (häufig); breitelliptische Coccolithen mit drei Randringen (distaler und proximaler sind etwas kleiner als der mittlere — siehe PERCH-NIELSEN, 1968) und einer granulaten Zentralarea, die von zwei bis fünf konzentrischen Porenreihen durchbrochen ist. Sie trägt ein reliefartiges, koaxiales Kreuz, distal mit einem Zentralfortsatz.

Bemerkung: Die Granulae der Zentralarea sind klein und gleichförmig, ein Unterscheidungsmerkmal gegenüber der sehr ähnlichen *Stradneria limbicrassa* REINHARDT.

Maximaler Durchmesser: 12.3 μ ; Länge/Breite-Index: 1.22—1.38.

Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI
(Taf. 6, Fig. 5, 6)

- 1964 *Cretarhabdus crenulatus* n. sp. — BRAMLETTE & MARTINI, 300, Taf. 2, Fig. 21—24.
1968 *Polyodorhabdus crenulatus* (BRAMLETTE & MARTINI) nov. comb. — PERCH-NIELSEN, 48, Abb. 18; Taf. 11, Fig. 2—5.
1969 *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI — BUKRY, 35, Taf. 14, Fig. 1—6, 12. Cum syn.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit drei Randringen (proximaler und distaler etwas kleiner als der mittlere) und offener Zentralarea, die von acht bis zehn von einer mittleren Längsleiste fiederförmig gegen den Ring hin abzweigenden, kurzen Balken überspannt ist. Distal mit zentralem Fortsatz.

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich von *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI durch die fehlende (bzw. verkümmerte) Kreuzstruktur und die die Zentralarea überspannenden Balken.

Maximaler Durchmesser: 5.7 μ ; Länge/Breite-Index: 1.16—1.33.

Cribrosphaerella ehrenbergi (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE
(Taf. 8, Fig. 3, 5)

1969 *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKY — BUKRY, 44, Taf. 22, Fig. 7—12. Cum syn.
1970b *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE — REINHARDT, 52, Bild 24.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit größerem distalen und kleinerem proximalen Randring und granulatier Zentralarea, die von großen Poren in konzentrischen Reihen durchbrochen ist. Jede Pore ist von einem Kranz von vier bis fünf viereckigen Granulae umgeben (blütenförmige Struktur — Taf. 8, Fig. 5).

Maximaler Durchmesser: 8·3 μ ; Länge/Breite-Index: 1·18—1·36.

Cribrosphaerella laughthoni (BLACK) nov. comb.
(Taf. 8, Fig. 4, 6)

1968 *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE — ABERG, 2, Abb. 1; Taf. 1, Fig. 1—3.
1969 *Cribrosphaera laughthoni* (BLACK) nov. comb. — BUKRY, 45, Taf. 23, Fig. 1—9. Cum syn.
1971 *Cribrosphaera laughthoni* (BLACK) BUKRY — SHAFIK & STRADNER, 82, Taf. 30, Fig. 1—4; Taf. 31, Fig. 1—4.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit drei Randringen, welche sich vom proximalen zum distalen kontinuierlich vergrößern, und einer granulaten Zentralarea, die von kleinen Poren in konzentrischen Reihen durchbrochen sein kann. Jede Pore ist von sechs rechteckigen, stark im Uhrzeigersinn geneigten Granulae umgeben (zwischen je drei Poren liegt ein Kristallit-Triplet).

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich von *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE durch die drei Randringe und die besondere Struktur der Zentralarea; von *Cribrosphaerella pelta* GARTNER ebenfalls durch diese Struktur, weiters durch die größere Zentralarea und die kleineren Poren, die auch fehlen können.

Maximaler Durchmesser: 9·4 μ ; Länge/Breite-Index: 1·17—1·26.

Cribrosphaerella pelta GARTNER
(Taf. 8, Fig. 1, 2)

1968 *Cribrosphaerella pelta* n. sp. — GARTNER, 41, Taf. 10, Fig. 24, 25.
1969 *Cribrosphaera pelta* (GARTNER) nov. comb. — BUKRY, 45, Taf. 23, Fig. 10—12.
1970b *Cribrosphaerella pelta* GARTNER — REINHARDT, 53, Bild 26.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit drei Randringen (vom proximalen zum distalen sich fortschreitend vergrößernd) und einer sehr kleinen, ovalen Zentralarea, die von großen Poren, in zwei konzentrischen Reihen angeordnet, durchbrochen ist.

Maximaler Durchmesser: 6·1 μ ; Länge/Breite-Index: 1·27.

Eiffellithus regularis (GORKA) PERCH-NIELSEN
(Taf. 9, Fig. 5)

1968 *Eiffellithus regularis* (GORKA) nov. comb. — PERCH-NIELSEN, 30, Taf. 32, Fig. 8, 9.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit schmalen, wallförmigem Ring und einer Zentralarea, die außen von einem breiten Kranz weniger großer, unregelmäßig geformter Elemente umgeben ist. Sie ist distal von einer x-förmigen, reliefartigen, diagonalen Struktur durchzogen, deren Balken im Zentrum die Umrandung einer großen, quadratischen Öffnung bilden und in Richtung der großen Ellipsenachse mit dem Randkranz der Zentralarea je eine große Öffnung einschließen.

Bemerkung: Die große quadratische zentrale Öffnung und die beiden großen Poren zwischen Kreuz und Innenrand der Zentralarea sind charakteristisch für diese Art.

Maximaler Durchmesser: 7·7 μ ; Länge/Breite-Index: 1·28—1·38.

Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE) REINHARDT

(Taf. 9, Fig. 1—4)

1969 *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT — BUKRY, 52, Taf. 29, Fig. 2—5.
Cum syn.1970b *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT — REINHARDT, 62, Bild 47, 48.partim 1971 *Zygodithus litterarius* (GORKA) REINHARDT & GORKA — SHAFIK & STRADNER, Taf. 41, Fig. 4.

Beschreibung: (häufig); Unterschiede zu *Eiffellithus regularis* (GORKA) PERCH-NIELSEN sind vor allem die verschiedene Ausbildung der Balken, die im Zentrum eine kleine, runde Pore einschließen; die Zentralarea wird in Richtung der großen Ellipsenachse von zwei großen, in Richtung der kleinen von zwei kleinen Poren durchbrochen. Die Umrandung der Zentralarea besteht hier proximal aus zwei Reihen zahlreicher, unregelmäßig geformter Kristallite.

Maximaler Durchmesser: 11·2 μ ; Länge/Breite-Index: 1·2—1·52.*Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT

(Taf. 10, Fig. 1—4)

1963 *Arkhangelskiella obliqua* n. sp. — STRADNER, 176, Taf. 1, Fig. 2, 2 a.1968 *Laffitius obliquus* n. sp. — NOEL, 197, Abb. 3 a—b; Taf. 3, Fig. 1—5.1968 *Laffitius confossus* n. sp. — NOEL, 198, Taf. 3, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 5.1970 *Gartnerago obliquus* (STRADNER) nov. comb. — NOEL, 79, Abb. 19, 20; Taf. 26, Fig. 1—7.1970b *Gartnerago obliquum* (STRADNER) nov. comb. — REINHARDT, 66, Bild 58, 59.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen mit zwei eng aufeinander liegenden Randringen und einer großen, granulaten Zentralarea, die von zwei Suturen durchzogen ist: die kürzere ist gegenüber der kleinen Ellipsenachse im Uhrzeigersinn verdreht (bis zu 16°). Die Struktur der Zentralarea ist der von *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA sehr ähnlich; beiderseits der Suturen tritt je eine Reihe kleiner Poren auf, weitere kleine Poren können in den Quadranten verstreut sein.

Bemerkung: Auf der Proximalseite täuscht der proximale Randring drei Ringlagen vor (genaue Abbildung siehe NOEL, 1968 und 1970). *Gartnerago* BUKRY ist eine Übergangsform zwischen *Arkhangelskiella* VEKSHINA, mit der er die Struktur der Zentralarea, und *Kamptnerius* DEFLANDRE, mit dem er die Struktur des Randringes gemeinsam hat.

Maximaler Durchmesser: 10·2 μ ; Länge/Breite-Index: 1·28—1·49.*Kamptnerius percivalii* BUKRY

(Taf. 11, Fig. 3, 5, 6)

1969 *Kamptnerius percivalii* n. sp. — BUKRY, 25, Taf. 6, Fig. 1—3.1970b *Kamptnerius percivalii* BUKRY — REINHARDT, 69, Bild 66.1971 *Kamptnerius percivalii* BUKRY — SHAFIK & STRADNER, 83, Taf. 11, Fig. 2.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit kleinerem proximalen und größeren distalen Randring, letzterer erweitert sich an einer Stelle zu einem \pm breiten Flansch. Die Zentralarea ist von einer Suture parallel zur großen Ellipsenachse durchzogen, von der schmale Kristallit-Lättchen zum Ring hin abzweigen. Sie ist von drei konzentrischen Reihen regelmäßig alternierend angeordneter, großer, trichterförmiger Poren durchbrochen.

Maximaler Durchmesser: 11·4 μ ; Länge/Breite-Index: 1·25—1·28.*Kamptnerius pseudopunctatus* CEPEK

(Taf. 11, Fig. 1, 2, 4)

1970 *Kamptnerius pseudopunctatus* n. sp. — CEPEK, 242, Taf. 24, Fig. 7—9.

Beschreibung: (sehr häufig); die Struktur gleicht der von *Kamptnerius percivalii* BUKRY, im Gegensatz dazu ist hier jedoch die Zentralarea von wenigen kleinen, runden Poren, in vier Linien parallel zur großen Ellipsenachse angeordnet, durchbrochen.

Bemerkung: Diese Art stellt (nach CEPEK, 1970) eine Übergangsform zwischen *Kamptnerius magnificus* DEFLANDRE ohne Poren und *Kamptnerius punctatus* STRADNER mit zahlreichen Poren dar.

Maximaler Durchmesser: 11·8 μ ; Länge/Breite-Index: 1·18—1·46.

Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE

(Taf. 12, Fig. 6)

1969 *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE — BUKRY, 66, Taf. 39, Fig. 12; Taf. 40, Fig. 1, 2. Cum syn.
1970b *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE — REINHARDT, 73, Bild 75.

Beschreibung: (selten); schmale, spindelförmige Stäbe, die sich an beiden Enden gleichförmig zuspitzen und aus vier schmalen, doppellagigen Kielen bestehen, die etwa senkrecht zueinander stehen.

Maximale Länge: 11·7 μ ; Länge/Breite-Index: 6·3—7·16.

Lithraphidites grossopectinatus BUKRY

(Taf. 12, Fig. 5)

1969 *Lithraphidites grossopectinatus* n. sp. — BUKRY, 66, Taf. 40, Fig. 3.

Beschreibung: (selten); keilförmige Körper (= einer von vier etwa senkrecht zueinander stehenden Kielen) mit je fünf gedrunghenen Zähnen.

Maximale Länge: 8·3 μ .

Lithraphidites quadratus BRAMLETTE & MARTINI

(Taf. 13, Fig. 1, 2)

1964 *Lithraphidites quadratus* n. sp. — BRAMLETTE & MARTINI, 310, Taf. 6, Fig. 16—17; Taf. 7, Fig. 8.

1970b *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI — REINHARDT, 73, Bild 76.

1971 *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI — SHAFIK & STRADNER, 83, Taf. 49.

Beschreibung: (sehr häufig); Körper, die aus vier breiten, trapezförmigen, doppellagigen Kielen bestehen, die ungefähr senkrecht zueinander stehen. Ein Ende spitzt sich ziemlich abrupt zu, während das andere allmählich in eine Spitze ausläuft.

Bemerkung: Die Form der Körper zeigt alle Übergänge von kurzen, dicken zu langen, schmalen Exemplaren (siehe: Länge/Breite-Index).

Maximale Länge: 11·4 μ ; Länge/Breite-Index: 1·91—4·28.

Markalius circumradiatus (STOVER) PERCH-NIELSEN

(Taf. 14, Fig. 1, 2)

1966 *Coccolithites circumradiatus* n. sp. — STOVER, 138, Taf. 5, Fig. 2—4; Taf. 9, Fig. 10.

1968 *Markalius circumradiatus* (STOVER) nov. comb. — PERCH-NIELSEN, 73, Abb. 36, 37; Taf. 25, Fig. 2—7; Taf. 26, Fig. 1—7.

1970 *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN — NOEL, 93, Taf. 36, Fig. 1—7.

Beschreibung: (häufig); runde, distalwärts gewölbte Coccolithen mit größerer distaler und kleinerer proximaler Scheibe, aus breitem Randring und kleiner, granularer Zentralarea bestehend. Die schmalen, säulenförmigen Ringkristallite zeigen Neigung gegen den Uhrzeigersinn.

Maximaler Durchmesser: 7·8 μ .

Markalius inversus (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI

(Taf. 13, Fig. 3, 4)

1964 *Markalius inversus* (DEFLANDRE) nov. comb. — BRAMLETTE & MARTINI, 302, Taf. 2, Fig. 4—9; Taf. 7, Fig. 2 a, b.

1968 *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI — PERCH-NIELSEN, 72, Abb. 35; Taf. 24, Fig. 1—8; Taf. 25, Fig. 1.

- 1970b *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI — REINHARDT, 75, Bild 80, 81, 82.
 1971 *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI — SHAFIK & STRADNER, 84, Taf. 3, Fig. 3, non Fig. 4.

Beschreibung: (selten); runde Coccolithen mit größerer distaler und kleinerer proximaler Scheibe. Kleine, granulate Zentralarea. Die Kristallite des breiten Randringes sind radiär angeordnet bis leicht im Uhrzeigersinn geneigt.

Bemerkung: Durch die verschiedene Orientierung der Kristallite der Randringe ist diese Art von *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN zu unterscheiden.

Maximaler Durchmesser: 6.2 μ .

Micula decussata VEKSHINA

(Taf. 12, Fig. 1—4)

- 1961 *Nannotetraster staurophorus* (GARDET) STRADNER & MARTINI — STRADNER, 83, Abb. 68, 69.
 1963 *Micula staurophora* (GARDET) nov. comb. — STRADNER, 8, Fig. 12 a—c.
 1969 *Micula decussata decussata* VEKSHINA — BUKRY, 67, Taf. 40, Fig. 5—6.
 1969 *Micula decussata concava* (STRADNER) nov. comb. — BUKRY, 67, Taf. 40, Fig. 7—8.

Beschreibung: (sehr häufig); würfelförmige Körper mit \pm stark eingedellten Flächen. Bei starker Eindellung sind die Ecken zu langen Fortsätzen ausgezogen. Die Körper sind aus kleinen, viereckigen, gleichförmigen Granulae aufgebaut, in konzentrischen Linien angeordnet (SHAFIK & STRADNER, 1971: Holococcolithen).

Bemerkung: An leicht umkristallisierten Formen (siehe Taf. 12, Fig. 1) ist die Ultrastruktur besonders gut zu erkennen. *Tetralithus gothicus* DEFLANDRE ist leicht mit dieser Art zu verwechseln.

Maximale Seitenlänge (von Ecke zu Ecke): 7.5 μ .

Nephrolithus frequens GORKA

(Taf. 15, Fig. 1—4)

- 1968 *Nephrolithus frequens* GORKA — PERCH-NIELSEN, 56, Abb. 23; Taf. 7, Fig. 12—14; Taf. 18, Fig. 1—9. Cum syn.
 1969 *Nephrolithus gorkae* ABERG — BUKRY, Taf. 24, Fig. 11, 12.
 1970b *Nephrolithus frequens* GORKA — REINHARDT, 81, Bild 95, 96.
 1971 *Nephrolithus frequens* GORKA — SHAFIK & STRADNER, 85, Taf. 28, 29.

Beschreibung: (sehr häufig); nierenförmige Coccolithen mit wallförmigem Randring (siehe Taf. 15, Fig. 2, 3) und stark distalwärts gewölbter, granulater Zentralarea. Diese ist von einer konzentrischen Porenreihe mit acht bis neun Poren durchbrochen, die von mehreren Granulaeringen umgeben sein können (Taf. 15, Fig. 4).

Bemerkung: Es handelt sich bei *Nephrolithus frequens* GORKA nicht um eine Form mit einem kleineren proximalen und einem größeren distalen, sondern, wie die Abbildungen zeigen, um einen einzigen wallförmigen Randring (besonders deutlich an der Bruchstelle, Taf. 15, Fig. 3, zu erkennen). Die Zentralarea setzt an der proximalen Seite des Ringes an und ist so stark distalwärts gewölbt, daß sie randlich \pm parallel zum sich distalwärts erweiternden Randring verläuft und die distalste Ringlage überwölbt. Der Randring zeigt einen etwas anders gestalteten Aufbau als die typischen Zygoolithaceen (ähnlich wie bei *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI, mit radiär verlaufenden, weiter auseinander liegenden Suturen auf der Seitenfläche des Randringes).

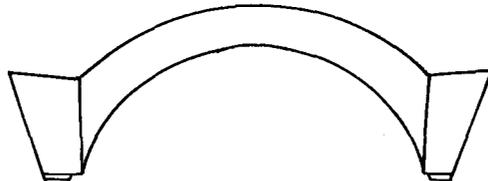


Abb. 8: Schematischer Querschnitt durch *Nephrolithus frequens* GORKA

Maximaler Durchmesser: 8.6 μ .

Parhabdolithus angustus (STRADNER) STRADNER
(Taf. 16, Fig. 1, 2)

- 1968 *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) nov. comb. — STRADNER et al., 32, Taf. 20.
1969 *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) nov. comb. — BUKRY, 53, Taf. 29, Fig. 8—11.
1970b *Rhagodiscus angustus* (STRADNER) nov. comb. — REINHARDT, 23, Bild 10.

Beschreibung: (selten); langelliptische Coccolithen (siehe Länge/Breite; fast parallele Seitenlinien) mit hohem, wallförmigem Randring und granulatener, ebener Zentralarea, die distal einen dünnen Zentralfortsatz trägt und proximal von einer zentralen Pore durchbrochen ist.

Maximaler Durchmesser: 5·6 μ ; Länge/Breite-Index: 2·26.

Percivalia pontilitha BUKRY
(Taf. 24, Fig. 2)

- 1969 *Percivalia pontilitha* n. sp. — BUKRY, 54, Taf. 30, Fig. 11—12; Taf. 31, Fig. 1.
1970b *Percivalia pontilitha* BUKRY — REINHARDT, 84, Bild 103.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem breiten Balken parallel zur kleinen Ellipsenachse überspannt ist. Dieser Balken ist aus kleinen, länglichen Granulae in zahlreichen Reihen parallel zur kleinen Ellipsenachse aufgebaut.

Maximaler Durchmesser: 7·7 μ ; Länge/Breite-Index: 1·35—1·40.

Podorhabdus granulatus (REINHARDT) BUKRY
(Taf. 15, Fig. 5, 6)

- 1965 *Ahmuellerella?* *granulata* n. sp. — REINHARDT, 39, Taf. 1, Fig. 4.
1969 *Podorhabdus granulatus* (REINHARDT) nov. comb. — BUKRY, 37, Taf. 16, Fig. 4—6.
1970b *Podorhabdus granulatus* (REINHARDT) BUKRY — REINHARDT, 88, Bild 109.
1971 *Podorhabdus granulatus* (REINHARDT) BUKRY — SHAFIK & STRADNER, 85, Taf. 16.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit kleinerem proximalen und größerem distalen Randring, letzterer aus zwei Kristallit-Reihen bestehend, von denen die innere nach innen, die äußere nach außen geneigt ist. Die große, offene Zentralarea ist von einem diagonalen Kreuz überwölbt, dessen Balken distalwärts ansteigen und sich zu einem hohlen, kegelförmigen Zentralfortsatz vereinigen.

Maximaler Durchmesser: 8·2 μ ; Länge/Breite-Index: 1·2.

Pontosphaera multicarinata (GARTNER) SHAFIK & STRADNER
(Taf. 16, Fig. 3, 4)

- 1968 *Prolatipatella multicarinata* n. sp. — GARTNER, 41, Taf. 7, Fig. 10, 11.
1971 *Pontosphaera multicarinata* (GARTNER) nov. comb. — SHAFIK & STRADNER, 87, Taf. 48, Fig. 2, 3.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit hohem distalen Randring (wallförmig) und geschlossener Bodenplatte. Diese ist, von einer medianen Linie parallel zur großen Ellipsenachse ausgehend, von zahlreichen, sich gegen den Rand zu verästelnden, unregelmäßig verlaufenden Suturen durchzogen. Sie begrenzen unregelmäßig geformte, querveriefte, längliche Elemente.

Bemerkung: STRADNER & SHAFIK, 1971, konnten die Distalseite dieser Art erstmals im Elektronenmikroskop nachweisen, ohne jedoch die Proximalseite gefunden zu haben. Im untersuchten Material konnte wiederum keine Distalseite beobachtet werden. Da beide Seiten typische *Pontosphaeren*-Struktur aufweisen, etwa die gleiche Größe haben und *Pontosphaera* sehr selten in der Kreide erscheint (sie tritt nach SHAFIK & STRADNER, 1971, erstmals im oberen Maastricht auf), darf wohl angenommen werden, daß die gefundenen *Pontosphaeren*-Proximalseiten die Unterseiten der bereits bekannten *Pontosphaera multicarinata* (GARTNER) SHAFIK & STRADNER darstellen.

Maximaler Durchmesser: 6·6 μ ; Länge/Breite-Index: 1·31—1·48.

Prediscosphaera cretacea cretacea (ARKHANGELSKY) GARTNER

(Taf. 17, Fig. 1—4)

- 1969 *Prediscosphaera cretacea cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER — BUKRY, 38, Taf. 16, Fig. 12; Taf. 17, Fig. 1—6.
 1970b *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER — REINHART, 91, Bild 118 (linkes Exemplar).
 1971 *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER — SHAFIK & STRADNER, 87, Taf. 18, 19.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen mit größerem distalen und kleinerem proximalen Randring (letzterer mit den für diese Gattung typischen hammerförmigen Elementen). Die große, offene Zentralarea ist von einem diagonalen Kreuz überspannt, dessen Balken vertikal doppelt angelegt sind, wobei die proximalen gegenüber den distalen leicht verdreht sind. Distal erhebt sich ein Zentralfortsatz, an dessen Enden vier breite Kiele ansetzen, die etwa senkrecht zueinander stehen.

Bemerkung: Von jedem Kristallit des distalen Randringes greift ein beilförmiger Fortsatz in das jeweils links folgende Element ein (charakteristisch für diese Art), weitere typische Merkmale sind die große, offene Zentralarea und das diagonale Kreuz.

Maximaler Durchmesser: 8·1 μ ; Länge/Breite-Index: 1·08—1·33.

Prediscosphaera cretacea rzehaki n. ssp.

(Taf. 18, Fig. 5, 6; Taf. 19, Fig. 1, 2)

- partim 1970b *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER — REINHART, 92, Bild 118 (rechtes Exemplar).
 partim 1971 *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER — SHAFIK & STRADNER, Taf. 18, Fig. 2.

Derivatio nominis: Nach Prof. A. RZEHA, dem ersten Bearbeiter der Schichten der Reingrubhöhe.

Holotypus: A 6481 (Taf. 18, Fig. 5).

Locus typicus: Bruderndorf, Niederösterreich; 10 m W Hausruine Reingrubhöhe 73, in 30—40 cm Tiefe.

Stratum typicum: Oberes Maastricht.

Beschreibung: (häufig); ähnlicher Aufbau wie bei *Prediscosphaera cretacea cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER, der Randring ist jedoch breiter, die Zentralarea kleiner (35—40% der gesamten Fläche, gegenüber 50—55% bei *Prediscosphaera cretacea cretacea*). Die Balken des kleinen, diagonalen Kreuzes schließen in Richtung der großen Ellipsenachse spitze Winkel ein (70—75°, gegenüber 85—90° bei *Prediscosphaera cretacea cretacea*). Zentralfortsatz und hammerförmige Elemente des proximalen Randringes fehlen.

Bemerkung: An einigen zerstörten Exemplaren ist ein Knick im Verlauf der distalen Randelemente zu erkennen: der innere Teil der Kristallite ist stufenförmig proximalwärts versetzt. In der so entstehenden Furche liegen auf der proximalen Seite die Kristallite der äußeren Reihe des proximalen Randringes. Der Knick ist auch distal zu sehen (Taf. 19, Fig. 1 — schmale, vertiefte, innere Reihe).

Maximaler Durchmesser: 9·5 μ ; Länge/Breite-Index: 1·1—1·23.

Prediscosphaera honjoi BUKRY

(Taf. 17, Fig. 5, 6; Taf. 18, Fig. 1, 2)

- 1968 *Coccolithus* sp. aff. *C. helis* STRADNER — GARTNER, 18, Taf. 4, Fig. 8.
 1969 *Prediscosphaera honjoi* n. sp. — BUKRY, 39, Taf. 18, Fig. 4—6.
 1971 *Prediscosphaera honjoi* BUKRY — SHAFIK & STRADNER, 87, Taf. 22, Fig. 2—4.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen mit breiten Randringen und kleiner Zentralarea, die von einem koaxialen Kreuz überspannt ist. Distal erhebt sich ein dünner, knopfartiger Zentralfortsatz.

Bemerkung: Lange, hakenartige Fortsätze greifen in die jeweils links folgenden Elemente des distalen Randringes ein. Diese Art unterscheidet sich von anderen dieser Gattung durch die breiten Randringe und das kleine, koaxiale Kreuz.

Maximaler Durchmesser: 5 μ ; Länge/Breite-Index: 1.08—1.31.

Prediscosphaera spinosa (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER

(Taf. 18, Fig. 3, 4)

- 1969 *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER — BUKRY, 40, Taf. 18, Fig. 7—9.
Cum syn.
1970 *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER — NOEL, 66, Taf. 17, Fig. 4, 5, 6, 9, 10.
1971 *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER — SHAFIK & STRADNER, 88, Taf. 20, Fig. 1—4.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen mit schmalen Randringen und großer, offener Zentralarea, von einem koaxialen Kreuz überspannt und von einem distalen Fortsatz überragt.

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich von anderen dieser Gattung durch die schmalen Randringe (distal mit 16 einfach nebeneinander liegenden Elementen) und das koaxiale Kreuz.

Maximaler Durchmesser: 8.3 μ ; Länge/Breite-Index: 1.18—1.33.

Reinhardtites mirabilis PERCH-NIELSEN

(Taf. 16, Fig. 5, 6)

- 1968 *Reinhardtites mirabilis* n. sp. — PERCH-NIELSEN, 40, Abb. 15; Taf. 7, Fig. 1.
1971 *Reinhardtites mirabilis* PERCH-NIELSEN — REINHARDT, 22, Bild 8, Taf. 1, Fig. 1—4.
1971 *Reinhardtites mirabilis* PERCH-NIELSEN — SHAFIK & STRADNER, 88, Taf. 24, 25.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Ring und kegelförmiger, granularer Zentralarea, die in einen vollen, zentralen Stamm übergeht. Sie besteht aus acht radiären Doppelreihen, die aus großen, rechteckigen Kristalliten zusammengesetzt sind und die linke innere Ecke der jeweils rechts folgenden Doppelreihe überlappen.

Bemerkung: Diese Art ist *Ahmuellerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT sehr ähnlich, unterscheidet sich aber von letzterer durch das Fehlen von Öffnungen in der Zentralarea und durch den etwas anders gestalteten Aufbau des Randringes.

Maximaler Durchmesser: 8.4 μ ; Länge/Breite-Index: 1.23—1.35.

Rhabdolithina splendens (DEFLANDRE) REINHARDT

(Taf. 19, Fig. 3, 4)

- 1971 *Rhabdolithina splendens* (DEFLANDRE) REINHARDT — SHAFIK & STRADNER, 88, Taf. 32, Fig. 3, 4.
Cum syn.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit niedrigem, wallförmigem Randring und einer distalwärts kegelförmig eingedellten Zentralarea mit granularer Struktur, die in einen mächtigen, hohlen Stamm übergeht. Der Stamm zeigt angedeutete spirale Anordnung schmaler, langer Kristallit-Lättchen.

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich vom ähnlichen *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) STRADNER durch den niedrigen Randring, die kegelförmig eingedellte Zentralarea und den mächtigen Zentralfortsatz.

Maximale Höhe: 12.3 μ .

Rhagodiscus plebejus PERCH-NIELSEN

(Taf. 19, Fig. 5)

- 1968 *Rhagodiscus plebejus* n. sp. — PERCH-NIELSEN, 44, Taf. 7, Fig. 2—6.
 1971 *Rhagodiscus plebejus* PERCH-NIELSEN — REINHARDT, 24, Bild 12, Taf. 2, Fig. 3.
 1971 *Rhagodiscus plebejus* PERCH-NIELSEN — SHAFIK & STRADNER, 88, Taf. 26, Fig. 2—4; Taf. 27, Fig. 1, 2, 4.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und kegelförmiger, voller Zentralarea, die in einen zentralen, hohlen Stamm übergeht. Die Zentralarea ist von kleinen, gleichförmigen Granulae, etwa in radiären Linien angeordnet, aufgebaut.

Maximaler Durchmesser: 5·9 μ ; Länge/Breite-Index: 1·25—1·42.

Stephanolithion laffitei NOEL

(Taf. 6, Fig. 2)

- 1969 *Stephanolithion laffitei* NOEL — BUKRY, 43, Taf. 21, Fig. 7—11.
 1971 *Stephanolithion laffitei* NOEL — REINHARDT, 28, Bild 20, 21.
 1971 *Stephanolithion laffitei* NOEL — SHAFIK & STRADNER, 89, Taf. 47, Fig. 2.
 partim 1971 *Corollithion exiguum* STRADNER — SHAFIK & STRADNER, Taf. 47, Fig. 1.

Beschreibung: (selten); runde Coccolithen mit „wallförmigem“ Randring, der aus dicken Kristallit-Stäben zusammengesetzt ist, und offener Zentralarea, die von sechs bis acht Speichen überspannt ist, welche sich im Zentrum zu einer nabenartigen Struktur vereinigen.

Bemerkung: Die Balken sind an die Proximalseite dieser hohen, korbähnlichen Formen gebunden.

Maximaler Durchmesser: 3 μ .

Vekshinella elliptica GARTNER

(Taf. 21, Fig. 1, 2)

- 1968 *Vekshinella elliptica* n. sp. — GARTNER, 30, Taf. 17, Fig. 5; Taf. 25, Fig. 26, 27; Taf. 26, Fig. 7.
 1969 *Vagalapilla elliptica* (GARTNER) nov. comb. — BUKRY, 57, Taf. 32, Fig. 9—12.
 1971 *Vekshinella elliptica* GARTNER — SHAFIK & STRADNER, 90, Taf. 38, Fig. 1—4.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem rautenförmigen Kreuz überspannt ist, dessen Achsen parallel zu den Ellipsenachsen verlaufen. Es ist aus kleinen, gleichförmigen Granulae, die in Linien parallel zu den vier Seiten des Kreuzes angeordnet sind, aufgebaut. Distal mit zentralem, knopfartigem Fortsatz.

Maximaler Durchmesser: 5 μ ; Länge/Breite-Index: 1·25—1·30.

Vekshinella cruciata (NOEL) SHAFIK & STRADNER

(Taf. 21, Fig. 3, 4)

- 1971 *Vekshinella cruciata* (NOEL) nov. comb. — SHAFIK & STRADNER, 89, Taf. 40, Fig. 1, 4. Cum syn.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem Kreuz überspannt ist. Der große Kreuzbalken verläuft zur großen Ellipsenachse parallel bis leicht gegen den Uhrzeigersinn verdreht, der kleine steht in einem Winkel von $\pm 90^\circ$ zum großen. Sie bestehen aus mehreren Reihen von Kristalliten mit einer medianen Sutur (auch distal) und zeigen unregelmäßig verlaufende Seitenlinien.

Maximaler Durchmesser: 5·3 μ ; Länge/Breite-Index: 1·40—1·46.

Vekshinella crux (DEFLANDRE & FERT) SHAFIK & STRADNER
(Taf. 20, Fig. 1—6)

- 1961 *Zygodithus crux* (DEFLANDRE & FERT) nov. comb. — BRAMLETTE & SULLIVAN, 149, Taf. 6, Fig. 8—10.
1971 *Vekshinella crux* (DEFLANDRE & FERT) nov. comb. — SHAFIK & STRADNER, 89, Taf. 39.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem koaxialen Kreuz mit geraden, parallelen Seitenlinien überspannt ist. Distal erhebt sich ein zentraler Fortsatz mit quadratischem Querschnitt.

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich von *Vekshinella cruciata* (NOEL) SHAFIK & STRADNER vor allem durch den verschiedenen Aufbau des Kreuzes.

Maximaler Durchmesser: 6.6 μ ; Länge/Breite-Index: 1.28—1.29.

Vekshinella perforata n. sp.
(Taf. 21, Fig. 5, 6)

Derivatio nominis: perforatus (lat.) = perforiert (nach der Siebplatte).

Holotypus: R 5976 (Taf. 21, Fig. 6).

Locus typicus: Bruderndorf, Niederösterreich; 10 m W Hausruine Reingruberehöhe 73, in 30—40 cm Tiefe.

Stratum typicum: Oberes Maastricht.

Diagnose: Elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und einer Zentralarea, die von einem etwa koaxialen Kreuz überspannt ist, deren Öffnungen zwischen Balken und Ring proximal von einer Siebplatte bedeckt sind.

Beschreibung: (selten); der Randring besteht aus zirka fünf schmalen, konzentrischen Reihen rechteckiger Elemente, die mit der Längsseite subparallel zum Außenrand angeordnet sind, fast senkrecht zur Horizontalen stehen (sie fallen leicht schräg nach außen) und rechte Imbrikation zeigen. Die Zentralarea, die ungefähr 66% der gesamten Fläche einnimmt, ist von einem Kreuz überspannt, dessen langer Balken parallel zur großen Ellipsenachse verläuft, während der kurze Balken etwa 8° gegen den Uhrzeigersinn verdreht ist. Die Balken sind aus mehreren parallelen Reihen schmalere, langer Kristallite zusammengesetzt. Der kurze Balken zeigt etwa parallele Seitenlinien, während sich der lange gegen das Zentrum zu verbreitert. Proximal sind die Öffnungen zwischen Randring und Kreuz von einer Siebplatte mit feiner Perforierung bedeckt.

Bemerkung: *Vekshinella perforata* n. sp. unterscheidet sich von anderen Arten dieser Gattung durch den Aufbau ihres Ringes (mehrere Reihen mit der Längsseite subparallel zum Rand und der Breitseite etwa senkrecht zur Horizontalen stehender Kristallite), weiters durch den sich gegen das Zentrum zu verbreiternden, langen Kreuzbalken, der aus mehreren Reihen langer, schmaler Elemente zusammengesetzt ist. Von großer Bedeutung scheint die Siebplatte zu sein. Sie konnte bis jetzt nur an Formen mit den oben beschriebenen Merkmalen gefunden werden. Die neue Art ist hier nur in Distalseiten dargestellt.

Maximaler Durchmesser: 6.3 μ ; Länge/Breite-Index: 1.46.

Vekshinella striata (STRADNER) nov. comb.
(Taf. 22, Fig. 1, 2)

- partim 1968 *Zygodithus striatus* (STRADNER) nov. comb. — STRADNER et al., 38, Taf. 32, Fig. 1, 2; NON Taf. 33, Fig. 1, 2.
1969 *Vagalapilla dentata dentata* n. sp., n. ssp. — BUKRY, 56, Taf. 32, Fig. 1—3.
1969 *Vagalapilla dentata aperta* n. sp., n. ssp. — BUKRY, 57, Taf. 32, Fig. 4—6.
1970b *Pontilithus denitatus* (BUKRY) nov. comb. — REINHARDT, 90, Bild 115.

Beschreibung: (selten); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem koaxialen Kreuz überspannt ist. In die Öffnungen zwischen Balken und Ring ragen vom Rand der Balken kurze Fortsätze (pro Öffnung fünf Fortsätze: drei sitzen am großen, zwei am kleinen Balken).

Bemerkung: Nach LOEBLICH & TAPPAN, 1963 (non vid.), sind mesozoische *Zygo-lithen* mit einem koaxialen Kreuz der Gattung *Vekshinella* LOEBLICH & TAPPAN zuzuordnen (SHAFIK & STRADNER, 1971).

Maximaler Durchmesser: 4·8 μ ; Länge/Breite-Index: 1·41.

Watznaueria barnese (BLACK) PERCH-NIELSEN

(Taf. 14, Fig. 3—6)

- 1968 *Watznaueria barnese* (BLACK) nov. comb. — PERCH-NIELSEN, 68, Abb. 32; Taf. 22, Fig. 1—7; Taf. 23, Fig. 1, 4, 5, 16.
 1969 *Watznaueria barnese* (BLACK) nov. comb. — BUKRY, 31, Taf. 10, Fig. 1—7.
 1971 *Watznaueria barnese* (BLACK) PERCH-NIELSEN — REINHARDT, 32, Bild 31, 32, 33.
 1971 *Watznaueria barnese* (BLACK) PERCH-NIELSEN — SHAFIK & STRADNER, 90, Taf. 1, Fig. 1—5.

Beschreibung: (häufig); distalwärts gewölbte, elliptische Coccolithen mit zwei Scheiben. Diese bestehen aus einem breiten Randring und einer kleinen, granulaten Zentralarea verschiedener Ausbildung. Die Ringkristallite sind gegen den Uhrzeigersinn geneigt (am distalen fächerförmig angeordnet, am proximalen am Außenrand von hohen, spitzen Bogen begrenzt).

Bemerkung: Große Variationsbreite hinsichtlich der Struktur sowohl der distalen, wie auch der proximalen Zentralarea. Starke Ähnlichkeit mit dem runden *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN, ist bei ungünstiger Lage leicht mit diesem zu verwechseln.

Maximaler Durchmesser: 12 μ ; Länge/Breite-Index: 1·09—1·33.

Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI

(Taf. 22, Fig. 3—6)

- 1964 *Zygodiscus spiralis* n. sp. — BRAMLETTE & MARTINI, 303, Taf. 4, Fig. 6—8.
 1968 *Zygodiscus ponticulus* (DEFLANDRE) MANIVIT — ABERG, 7, Taf. 2, Fig. 6—8.
 1969 *Zygodiscus fibuliformis* (REINHARDT) nov. comb. — BUKRY, 59, Taf. 34, Fig. 9—10.
 1971 *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI — SHAFIK & STRADNER, 90, Taf. 33, Fig. 1—4.

Beschreibung: (sehr häufig); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem Balken parallel zur kleinen Ellipsenachse überspannt ist. Distal mit zentralem Fortsatz.

Bemerkung: Der Randring ist bei dieser Form anders gebaut als bei den meisten der übrigen Zygodithaceen. Während bei letzteren auf der Seitenfläche des Ringes eng beisammen liegende, schräge Suturen zu sehen sind (= Begrenzung der den Ring aufbauenden, gegenüber der Horizontalen geneigten, rechteckigen Elemente), verlaufen die Suturen bei *Zygodiscus spiralis* radiär und liegen weiter auseinander. Die Elemente stehen hier senkrecht zur Horizontalen. Sie scheinen in einzelne Stapel übereinander liegender, dünner Kristallit-Plättchen aufgelöst zu sein, jeder von radiären Suturen begrenzt. Auch die distalste Kristallit-Lage zeigt von der üblichen Struktur abweichenden Bau. Ein sehr ähnlicher Aufbau des Randringes liegt auch bei *Nephrolithus frequens* GORKA vor.

Maximaler Durchmesser: 8·2 μ ; Länge/Breite-Index: 1·33—1·6.

Zygodithus erectus DEFLANDRE

(Taf. 23, Fig. 1, 2)

- 1966 *Zygodithus erectus* DEFLANDRE — STOVER, 147, Taf. 3, Fig. 19, 20.
 1971 *Zygodithus erectus* DEFLANDRE — SHAFIK & STRADNER, 92, Taf. 35, Fig. 3.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit schmalem, wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem schmalen Balken parallel zur kleinen Ellipsenachse überspannt ist. Distal mit kleinem, hohlem Zentralfortsatz, der sich auch proximal abbildet.

Bemerkung: Diese Art unterscheidet sich von *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI vor allem durch den verschiedenen Aufbau des Randringes, wodurch letzterer auch vom sehr ähnlichen *Zygodiscus sisyphus* GARTNER unterschieden werden kann, der in naher Verwandtschaft zu *Zygoolithus erectus* NOEL steht (SHAFIK & STRADNER, 1971).

Maximaler Durchmesser: 4.7 μ ; Länge/Breite-Index: 1.39—1.52.

Zygoolithus litterarius (GORKA) REINHARDT & GORKA
(Taf. 23, Fig. 3—6)

1971 *Zygoolithus litterarius* (GORKA) REINHARDT & GORKA — SHAFIK & STRADNER, 92, Taf. 41; Fig. 1 bis 3; non Fig. 4. Cum syn.

Beschreibung: (häufig); elliptische Coccolithen mit wallförmigem Randring und offener Zentralarea, die von einem X-förmigen, diagonalen Kreuz überspannt ist, das im Zentrum einen Fortsatz trägt.

Bemerkung: Die Proximalseite dieser Art könnte mit der von *Eiffelithus turriseifeli* (DEFLANDRE) REINHARDT verwechselt werden. Als Unterscheidungsmerkmale dienen jedoch die größeren Öffnungen zwischen Ring und Balken, das Fehlen einer zentralen Öffnung und die deutlichen Furchen, von denen die Kreuzbalken von *Zygoolithus litterarius* durchzogen sind.

Maximaler Durchmesser: 6.7 μ ; Länge/Breite-Index: 1.18—1.59.

Literaturverzeichnis

- ABERG, M.: Electron microscopic studies on *Nephrolithus* (Coccolithophoridae). — Stockholm Contr. Geol., 13 (1965—1966), 63—67, 1 Abb., 3 Taf., Stockholm 1966.
- : Coccoliths from the Maestrichtian chalk in southern Sweden. — Ibid., 18 (1968—1969), 1—11, 4 Abb., 4 Taf., Stockholm 1969.
- BARBIERI, F. & MEDIOLI, F.: Calcareous Nannoplankton from the Upper Cretaceous of southern Saskatchewan (Canada). — Riv. Ital. Paleont., 75, 725—758, Taf. 46—53, Milano 1969.
- BARBIERI, F. & PANICIERI, E.: Calcareous Nannoplankton from Upper Cretaceous and Early Tertiary Flysch of Baganza Valley (North Italy). — Ibid., 74, 421—446, Taf. 32—36, Milano 1968.
- BARTOLINI, C.: Coccoliths from sediments of the western Mediterranean. — Micropaleontology, 16, 129—154, 8 Taf., New York 1970.
- BILAL UL HAQ, U. Z.: Electron microscop studies on some Upper Eocene calcareous Nannoplankton from Syria. — Stockholm Contr. Geol., 15, 23—37, 1 Abb., 6 Taf., Stockholm 1968.
- : Studies on Upper Eocene calcareous Nannoplankton from NW-Germany. — Ibid., 18, 13—74, 3 Abb., 3 Tab., 11 Taf., Stockholm 1969.
- : The structure of Eocene Coccoliths and Discoasters from a Tertiary deep-sea core in the central Pacific. — Ibid., 21, 1—19, 5 Taf., 4 Abb., Stockholm 1970.
- BLACK, M.: Cretaceous and Tertiary Coccoliths from Atlantic seamounts. — Palaeontology, 7, 306—316, Taf. 50—53, London 1964—1965.
- : Taxonomic problems in the studies of Coccoliths. — Ibid., 11, 793—813, Taf. 143—154, London 1968.
- : The systematics of Coccoliths in relation to the palaeontological record. In FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): The Micropalaeontology of Oceans, 611—620, 4 Taf., (University Press), Cambridge 1971.
- BRÅAARUD, T., DEFLANDRE, G., HALLDAL, P. & KAMPTNER, E.: Terminology, nomenclature and systematics of the Coccolithophoridae. — Micropaleontology, 1, 157—159, New York 1955.
- BRAMLETTE, M. N. & MARTINI, E.: The great change in calcareous Nannoplanktonfossils between the Maestrichtian and Danian. — Micropaleontology, 10, 291—322, 7 Taf., New York 1964.
- BRAMLETTE, M. N. & SULLIVAN, F. R.: Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. — Micropaleontology, 7, 129—188, 14 Taf., New York 1961.

- BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — Erdöl-Z., 77, 89—100, Wien—Hamburg 1961.
- BROWN, N. K.: Heterohelicidae CUSHMAN, 1929, emended, a Cretaceous planktonic foraminiferal family. In BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (ed.): Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Geneva 1967, 2, 21—67, 13 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Leiden 1969.
- BUKRY, D.: Upper Cretaceous Coccoliths from Texas and Europe. — Univ. of Kansas, Paleont. Contr., 51 (Protista), 79 S., 40 Taf., Kansas 1969.
- : Discoaster evolutionary trends. — Micropaleontology, 17, 43—52, 3 Taf., New York 1971.
- CEPEK, P.: Zur Vertikalverbreitung von Coccolithenarten in der Oberkreide NW-Deutschlands. — Geol. Jb., 88, 235—264, Taf. 22—27, Hannover 1970.
- CEPEK, P. & HAY, W.: Zonation of the Upper Cretaceous using calcareous Nannoplankton. — XXIII. Internat. Geol. Congr. (Prag), Proc. Paleobot. Sect., 1969 a.
- : Calcareous Nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. — Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 19, 323—336, 4 Abb., 1969 b.
- CEPEK, P. & MATTIAT, B.: Ein Beitrag zur Methodik der Aufbereitung von Coccolithen für feinmorphologische Untersuchungen. — Geol. Jb., 85, 393—406, 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Hannover 1968.
- COHEN, C. L. D.: Coccolithophorids from two Caribbean deep-sea cores. — Micropaleontology, 10, 231—250, 6 Taf., New York 1964.
- DENFFER, D. v., FIRBAS, F., MÄGDEFRAU, K. & SCHUMACHER, W.: Lehrbuch der Botanik für Hochschulen. — 762 S., 931 Abb., 1 Karte, 29. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart 1967.
- ECHOLS, D. J. & LEVIN, H. L.: Chalk crayons and microfossil contamination. — Micropaleontology, 10, 80, 1 Abb., 1 Tab., New York 1964.
- EDWARDS, A. R.: A calcareous Nannoplanktonzonation of the New Zealand Paleogen. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II planktonic conference, Roma 1970, 1, 381—419, 7 Abb., Rom 1971.
- FARINACCI, A.: Catalogue of calcareous Nannofossils. — 4 Bände, (Edizione Tecnoscienza), Rom 1969.
- : Round table on calcareous Nannoplankton. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II planktonic conference, Roma 1970, 2, 1343—1369, 17 Abb., Rom 1971.
- FLÜGEL, E. & FRANZ, H. E.: Über die lithologische Bedeutung von Coccolithen in Malmkalken des Flachwasserbereiches. — Eclogae geol. Helvetiae, 60, 1—17, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Basel 1967.
- FOTT, B.: Algenkunde. — 581 S., 303 Abb., 1 Taf., (VEB Gustav Fischer Verlag), Jena 1971.
- FUNNEL, B. M., FRIEND, J. & RAMSAY, A. T. S.: Upper Maestrichtian planktonic foraminifera from Galicia Bank, west of Spain. — Palaeontology, 12, 19—41, Taf. 1—5, London 1969.
- GAARDER, K. R.: Comments on the distribution of Coccolithophorids in the oceans. — In FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): The Micropalaeontology of Oceans, 97—103, 5 Abb., (University Press), Cambridge 1971.
- GARTNER, S.: Coccoliths and related calcareous Nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. — Univ. Kansas Paleont. Contr., Protista, art. 1, 1—56, 5 Abb., 28 Taf., Kansas 1968.
- GLAESSNER, M. F.: Die alpine Randzone der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. — Petroleum, 43, 1—8, 1 Abb., Wien 1937.
- GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteiles der Reingruberserie bei Brudernsdorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien (1961), 54, 55—145, 7 Abb., 8 Taf., Wien 1962.
- : The geological age of the type locality of *Pseudotextularia elegans* (RZEHA). — Micropaleontology, 13, 68—74, 1 Taf., New York 1967.
- GORKA, H.: Coccolithophoridae z gornego Mastyrychtu Polskysrodkowej. — Acta paleont. Polonica, 2, 235—284, 5 Taf., Warschau 1957.
- GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A., 96, 65—116, 1 Tab., Taf. 3, 4, Wien 1953.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — 52 S., 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Geol. B. A., Wien 1962.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — 155 S., 9 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Geol. B. A., Wien 1968.
- GRILL, R., KAPOUNEK, J. et al.: Neogen basins and sedimentary units of the eastern Alps near Vienna (Führer zur Exkursion 33 C). — International Geological Congress, XXIII. Session, 75 S., 19 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Prag 1968.
- GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer für das 8. Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. — Verh. Geol. B. A., (Sonderheft F), 92 S., 17 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Wien 1963.

- HAY, W. W. & MOHLER, H. P.: Calcareous Nannoplankton from Tertiary rocks at Pont Labau, and Paleocene-eraly Eocene correlations. — *J. Paleont.*, *41*, 1505—1541, 5 Abb., Taf. 196—206, Tulsa 1967.
- HAY, W. W., MOHLER, H. P. & WADE, M. E.: Calcareous Nannofossils from Nal'chik (Northwest Caucasus). — *Eclogae geol. Helvetiae*, *59*, 379—399, 13 Taf., Basel 1966.
- HAY, W. W. & TOWE, K.: Electronmicroscopic examination of some Coccoliths from Donzacq (France). — *Ibid.*, *55*, 497—517, 2 Abb., 10 Taf., Basel 1962.
- : *Microrhabdulus belgicus*, a new species of Nannofossil. — *Micropaleontology*, *9*, 95—96, 1 Taf., New York 1963.
- HOFFMANN, N.: Elektronenoptische Untersuchungen an Coccolithineen aus der Kreide und dem Paläogen des nördlichen Mitteleuropas. — *Hallesches Jb.*, *11*, 41—60, 1 Abb., Taf. 3—7, Leipzig 1972.
- KAMPTNER, E.: Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math. naturw. Kl. (Abt. 1)*, *157*, 16 S., 2 Taf., Wien 1948.
- : Über den submikroskopischen Aufbau der Coccolithen. — *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math. naturw. Kl.*, *87*, 152—158, Wien 1950.
- : Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. — *Arch. Protistenkunde*, *100*, 1—90, 50 Abb., Jena 1954—1955.
- : Morphologische Betrachtungen über Skelettelemente der Coccolithineen. — *Österr. Bot. Z.*, *103*, 142—163, 18 Abb., Wien 1956.
- : Betrachtungen zur Systematik der Kalkflagellaten, nebst Versuch einer neuen Gruppierung der Chryomonadales. — *Arch. Protistenkunde*, *103*, 54—116, Jena 1958.
- LEHOTAYOVA, R.: A comparison of calcareous Nannoflora of the Badenian from Devinska Nova Ves und Bajtava, West-Slovakian Neogene. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II planktonic conference, Roma 1970, *2*, 677—681, 1 Abb., 6 Taf., Rom 1971.
- LEZAUD, L.: Espèces nouvelles de Nannofossiles calcaires (Coccolithophorides) d'Aquitaine sud-ouest. — *Rev. Micropaleont.*, *11*, 22—28, 2 Taf., Paris 1968.
- LISITZIN, A. P.: Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments. — In FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): *The Micropalaeontology of Oceans*, 197—218, 14 Abb., 2 Tab., (University Press), Cambridge 1971.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Type fixation and validation of certain calcareous Nannoplankton genera. — *Proc. Biol. Soc. Washington*, *76*, 191—196 (non vid.), 1963.
- : Annotated index and bibliography of the calcareous Nannoplankton. — *II.-J. Paleont.*, *42*, 584—598, Tulsa 1968.
- : Annotated index and bibliography of the calcareous Nannoplankton, III. — *J. Paleont.*, *43*, 568—588, Tulsa 1969.
- : Annotated index and bibliography of the calcareous Nannoplankton, IV. — *Ibid.*, *44*, 558—574, Tulsa 1970.
- MAIER, D.: Planktonuntersuchungen in tertiären und quartären marinen Sedimenten. Ein Beitrag zur Systematik, Stratigraphie und Ökologie der Coccolithophoriden, Dinoflagellaten und Hystrichosphaeroideen vom Oligozän bis zum Pleistozän. — *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, *107*, 278—340, 4 Abb., 5 Tab., Taf. 27—33, Stuttgart 1959.
- MARESCHE, O.: Die Erforschung von Nannofossilien mittels des Elektronenmikroskopes in der Erdölindustrie. — *Erdöl-Z.*, *82*, 377—384, 4 Taf., Wien—Hamburg 1966.
- MARTINI, E.: Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (Coccolithophorida). — *Senck. leth.*, *40*, 137—157, 6 Abb., Frankfurt/Main 1959.
- : Der stratigraphische Wert der Lithostromationidae. — *Erdöl-Z.*, *77*, 100—103, 2 Abb., 1 Tab., Wien—Hamburg 1961.
- : Die Coccolithophoriden der Dan-Scholle von Katherinenhof (Fehmarn). — *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, *121*, 47—54, Taf. 6—7, Stuttgart 1964.
- : Nannoplankton und Umlagerungserscheinungen im Persischen Golf und im nördlichen Arabischen Meer. — *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 597—607, 5 Abb., Stuttgart 1967.
- : Ein vollständiges Gehäuse von *Goniolithus fückigeri* DEFLANDRE. — *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, *119*, 19—21, 1 Taf., Stuttgart 1964.
- : Nannoplankton aus dem Miozän von Gabon (Westafrika). — *Ibid.*, *132*, 285—300, 1 Abb., Taf. 26 bis 29, Stuttgart 1969.
- : The occurrence of Pre-Quaternary calcareous Nannoplankton in the oceans. — In FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): *The Micropalaeontology of Oceans*, 535—544, 2 Abb., 4 Taf., (University Press), Cambridge 1971.
- : Standard Tertiary and Quaternary calcareous Nannoplankton-zonation. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II planktonic conference, Roma 1970, *2*, 739—785, 5 Tab., 4 Taf., Rom 1971.

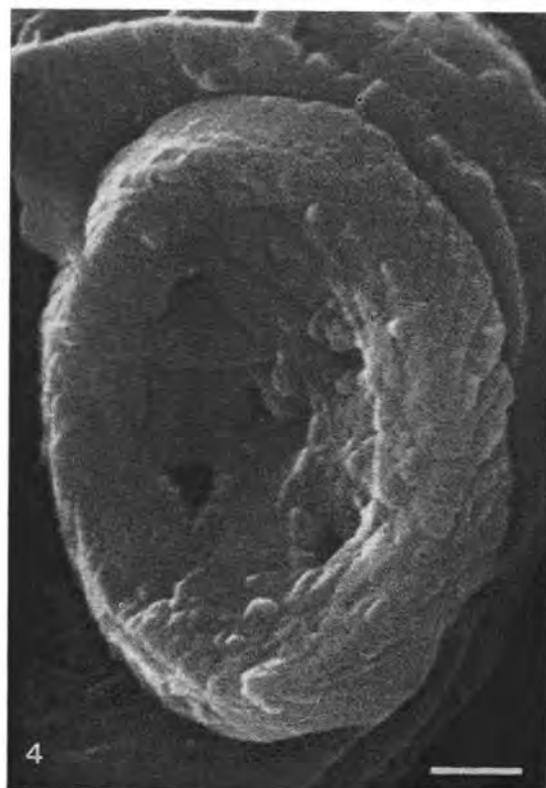
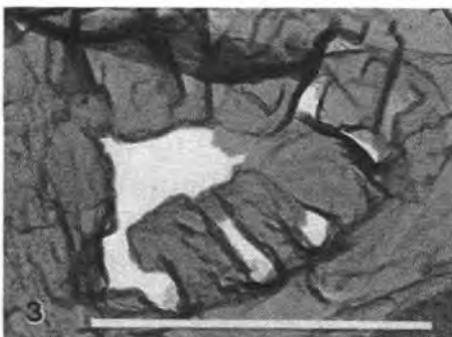
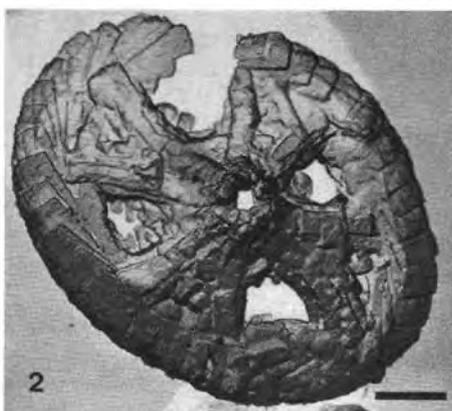
- MARTINI, E. & BRAMLETTE, M. N.: Calcareous Nannoplankton from the experimental Mohol drilling. — *J. Paleont.*, 37, 845—856, 2 Abb., Taf. 102—105, Tulsa 1963.
- MARTINI, E. & WORSLEY, T.: Late Maastrichtian Nannoplankton provinces. — *Nature*, 225, 1242 bis 1243, 2 Abb., London 1970.
- McINTYRE, A. & BE, A. W. H.: Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean — I. Placoliths and Cyrtoliths. — *Deep-Sea-Research*, 14, 561—597, 17 Abb., 10 Tab., 12 Taf., London 1967.
- McINTYRE, A. & R.: Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. — In FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): *The Micropalaeontology of Oceans*, 253—261, 5 Abb., 2 Taf. (University Press), Cambridge 1971.
- MEDD, A. W.: Some Middle and Upper Jurassic Coccolithophoridae from England and France. — In FARINACCI, A. (ed.): *Proceedings of the II planktonic conference*, Roma 1970, 2, 821—845, 6 Tab., 5 Taf., Rom 1971.
- MONTANARO-GALLITELLI, E.: A revision of the foraminiferal family Heterohelicidae. — *Bull. U. S. Nat. Mus.*, 215, 133—154, Taf. 31—34, Washington 1957.
- NOEL, D.: Sur le Coccolithes du Jurassique Europeen et d'Afrique du nord. — 209 S., 29 Taf., (Ed. du centre national de la recherche scientifique), Paris 1965.
- : *Arkhangelskiella* (Coccolithes cretaces) et formes affines du bassin de Paris. — *Rev. Micropaleont.*, 11, 191—204, 3 Abb., 3 Taf., Paris 1968.
- : Coccolithes cretaces. — 129 S., 48 Taf., (Ed. du centre national de la recherche scientifique), Paris 1970.
- : Contribution a la revision des Coccolithes secondaires: essai d'etablissement d'une hierarchie des caracteres generiques. — In FARINACCI, A. (ed.): *Proceedings of the II planktonic conference*, Roma 1970, 2, 879—898, 1 Taf., Rom 1971.
- NORRIS, R. E.: Extant calcareous Nannoplankton from the Indian Ocean. — *Ibid.*, 899—909, 16 Abb., 1 Tab., Rom 1971.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (ed.): *Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs*. — 57 S., 2 Tab., Wien 1970.
- PAPP, A. & STRADNER, H.: Über die Aufbereitung harter Sedimentgesteine zur Untersuchung auf Nannofossilien. — *Erdöl-Z.*, 77, 417—418, 3 Abb., Wien—Hamburg 1961.
- PERCH-NIELSEN, K.: Nannofossilien aus dem Eozän von Dänemark. — *Eclogae geol. Helvetiae*, 60, 19—32, 1 Abb., Taf. 1—7, Basel 1967.
- : Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastricht von Dänemark. — *Biol. Skr. Dan. Vid. Selsk.*, 16, 96 S., 44 Abb., 32 Taf., Kopenhagen 1968.
- : Elektronenmikroskopische Untersuchungen der Coccolithophoriden der Dan-Scholle von Katharinenhof (Fehmarn). — *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, 132, 317—332, 5 Abb., Taf. 32—35, Stuttgart 1969.
- : Durchsicht tertiärer Coccolithen. — In FARINACCI, A. (ed.): *Proceedings of the II planktonic conference*, Roma 1970, 2, 939—980, 22 Abb., 2 Taf., Rom 1971.
- PIENAAR, R. N.: Upper Cretaceous Coccolithophorids from Zululand, South Africa. — *Palaeontology*, 11, 361—367, Taf. 69—71, London 1968.
- PIRINI-RADRIZZANI, C.: Coccoliths from Permian deposits of eastern Turkey. — In FARINACCI, A. (ed.): *Proceedings of the II planktonic conference*, Roma 1970, 2, 993—1001, 2 Abb., 3 Taf., Rom 1971.
- PRINS, B.: Speculations on relations, evolution, and stratigraphic distribution of Discoasters. — *Proceedings of the II planktonic conference*, Roma 1970, 2, 1017—1037, 8 Taf., Rom 1971.
- REINHARDT, P.: Einige Kalkflagellatengattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. — *Monatsber. Dt. Akad. Wiss.*, 6, 749—759, 8 Abb., 2 Taf., Berlin 1964.
- : Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). — *Monatsber. Dt. Akad. Wiss.*, 7, 30—40, 6 Abb., 3 Taf., Berlin 1965.
- : Fossile Vertreter coronoider und styloider Coccolithen (Familie Coccolithaceae РОСНЕ, 1913). — *Monatsber. Dt. Akad. Wiss.*, 8, 513—524, 10 Abb., 1 Taf., Berlin 1966.
- : Fossile Coccolithen mit rhagoidem Zentralfeld (Fam. Ahmuellerellaceae, Subord. Coccolithineae). — *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 163—178, 12 Abb., Stuttgart 1967.
- : Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil 1. — *Freiberger Forsch.-H.*, C 260, 5—30, 56 Abb., 1 Taf., Leipzig 1970 a.
- : Synopsis der Gattungen und Arten mesozoischer Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil 2. — *Ibid.*, C 265, 43—94, 122 Abb., 8 Taf., Leipzig 1970 b.
- : Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil 3. — *Ibid.*, C 267, 19—41, 49 Abb., 3 Taf., Leipzig 1971.

- REINHARDT, P. & GORKA, H.: Revision of some Upper Cretaceous Coccoliths from Poland and Germany. — N. Jb. Geol. Pal., Abh. 129, 240—256, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 31—33, Stuttgart 1967.
- ROOD, A. P., HAY, W. W. & BARNARD, T.: Electron microscop studies of Oxford clay Coccoliths. — *Eclogae geol. Helvetiae*, 64, 245—272, 3 Abb., 5 Taf., Basel 1971.
- ROTH, P. H., BAUMANN, P. & BERTOLINO, V.: Late Eocene-Oligocene calcareous Nannoplankton from central and northern Italy. — In FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II planktonic conference, Roma 1970, 2, 1069—1097, 13 Abb., Rom 1971.
- RZEPAK, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich. — *Ann. Naturhist. Mus.*, 6, 1—12, Wien 1891.
- : Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — *Ibid.*, 10, 213—229, Taf. 6, 7, Wien 1895.
- SCHAFFER, F. X.: Geologie der Ostmark. — 599 S., 77 Abb., 4 Karten, (Verlag Franz Deuticke), Wien 1943.
- SCHILLER, J.: Coccolithineae. — Dr. L. Rabenhorst's Kryptogamen-Flora, 10, 89—273, 137 Abb., Leipzig 1930.
- SHAFIK, S. & STRADNER, H.: Nannofossils from the Eastern Dessert, Egypt, with reference to Maastrichtian Nannofossils from the USSR. — *Jb. Geol. B. A. (Sonderband 17)*, 69—104, 7 Abb., 50 Taf., Wien 1971.
- SHUMENKO, I. S.: The use of the method of electron microscope replicas in studying late Cretaceous Coccolithophoridae. — *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 147, 471—473, Moskau 1962. (*Dokl. Akad. Sci. U. S. S. R.*, Earth Sci. Sect., 147, 225—228, 1 Taf., [American Geol. Inst.] Washington 1964.)
- SHUMENKO, S. I.: Ontogeny, variation and taxonomy of fossil Coccolithophoridae as revealed by electron microscope. — *Paleont. zhur.*, 1968, 32—37, Moskau 1968. (*Paleont. J.*, 1968, 464—470, 2 Taf., [American Geol. Inst.], Washington 1968.)
- : Electron microscopy of late Cretaceous Coccoliths of the Russian Platform. — *Paleont. zhur.*, 1969, 3—14, Moskau 1969. (*Paleont. J.*, 1969, 149—159, 1 Abb., 2 Taf., [American Geol. Inst.] Washington 1969.)
- STOVER, L. E.: Cretaceous Coccoliths and associated Nannofossils from France and the Netherlands. — *Micropaleontology*, 12, 133—166, 9 Taf., New York 1966.
- STRADNER, H.: Die fossilen Discoasteriden Österreichs, I. Teil. — *Erdöl-Z.*, 74, 178—188, 38 Abb., 2 Tab., Wien—Hamburg 1958.
- : Die fossilen Discoasteriden Österreichs, II. Teil. — *Ibid.*, 75, 472—488, 80 Abb., Wien—Hamburg 1959.
- : Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. — *Ibid.*, 77, 77—88, 99 Abb., Wien—Hamburg 1961.
- : Über das fossile Nannoplankton des Eozän-Flysches von Istrien. — *Verh. Geol. B. A.*, 176—186, 2 Taf., Wien 1962.
- : Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — *Ibid.*, 363—377, 3 Taf., Wien 1962.
- : Bericht 1961 über die Aufsammlung von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (Niederösterreich). — *Ibid.*, A 106—107, Wien 1962.
- : New contributions to mesozoic stratigraphy by means of Nannofossils. — *Proceedings 6th World Petroleum Congress, Sect. I (Geophysics and Geology)*, 167—183, 5 Tab., 6 Taf., Frankfurt/Main 1963.
- STRADNER, H. & ADAMIKER, D.: Nannofossilien aus Bohrkernen und ihre elektronenmikroskopische Bearbeitung. — *Erdöl-Z.*, 82, 330—341, 16 Abb., 3 Taf., Wien—Hamburg 1966.
- STRADNER, H., ADAMIKER, D. & MARESC, O.: Electron microscop studies on Albian calcareous Nannoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 deepwells, Holland. — *Verh. Konink. Nederl. Akad. van Wetenschappen, afd. Natuurk.*, 24, 107 S., 11 Abb., 48 Taf., Amsterdam 1968.
- THIERSTEIN, H.: Foraminiferen und Nannoplankton aus einem Profil durch santone Amdenerschichten in den östlichen Churfürsten. — *Eclogae geol. Helvetiae*, 64, 29—46, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Basel 1971.
- THIERSTEIN, H., FRANZ, H. E. & ROTH, P. H.: Scanning electron and light microscopy of the same small object. — *Micropaleontology*, 17, 501—502, New York 1971.
- TODD, R.: Maastrichtian (late Cretaceous) foraminifera from a deep-sea core off southwestern Africa. — *Rev. Espaniola Micropaleont.*, 2, 131—154, 1. Tab., 6 Taf., Madrid 1970.
- TREXLER, D. W.: Stratigraphic distribution of Upper Cretaceous Nannoplankton (Coccoliths) in central and northern Colorado and the Black Hills Region. — *J. Paleont.*, 41, 1355—1364, 4 Abb., Tulsa 1967.

- USCHAKOVA, M. G.: Coccoliths in suspension and in the surface layer of sediment in the Pacific Ocean. — In FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (ed.): *The Micropalaeontology of Oceans*, 245—251, 2 Abb., 2 Taf., (University Press), Cambridge 1971.
- VETTER, J.: Von der Aufbereitung der Proben bis zum Vergleich von licht- und elektronenmikroskopischen Coccolithenaufnahmen. — *Hallesches Jb.*, 11, 61—78, 5 Abb., Taf. 8—13., Leipzig 1972.
- WOOD, E. J. F. & DAVIS, P. S.: Importance of smaller Phytoplankton elements. — *Nature*, 177, 438, London 1956.
- WORSLEY, T. R.: Calcareous Nannofossil-zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the western Atlantic. — In FARINACCI, A. (ed.): *Proceedings of the II planctonic conference*, Roma 1970, 2, 1301—1321, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Rom 1971.

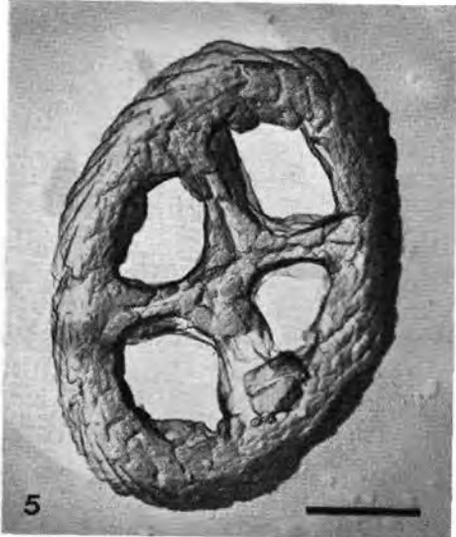
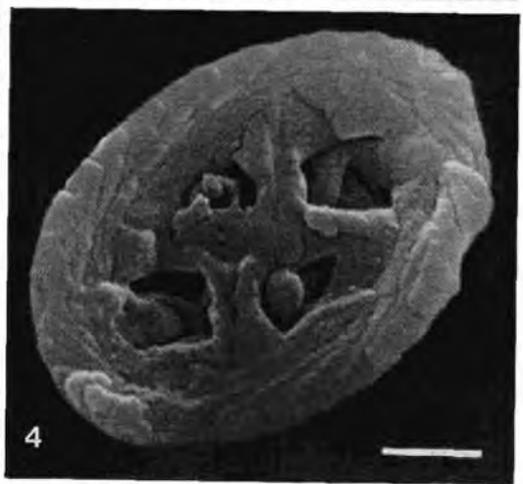
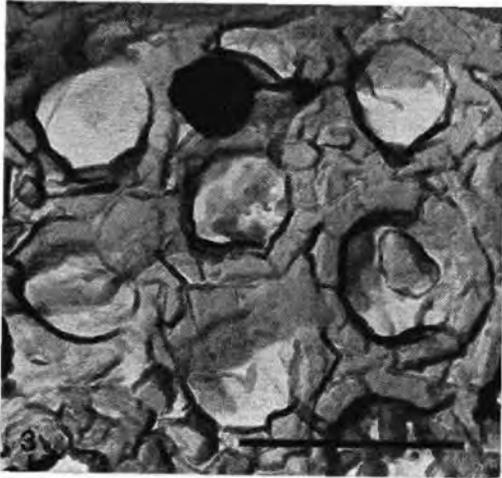
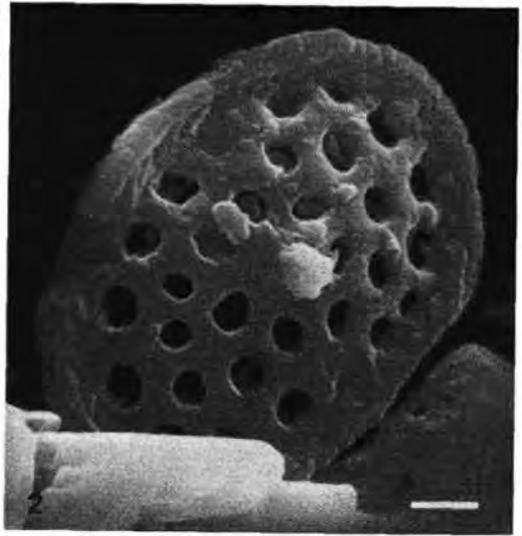
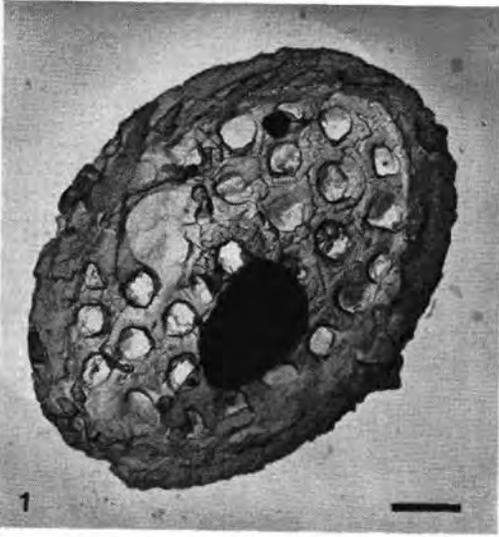
TAFEL I:

- Fig. 1—5: *Ahmuelлера octoradiata* (GORKA) REINHARDT
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5513, Distalseite, 13.600 \times .
 - 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6496, Distalseite, 9200 \times .
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6485, Öffnung zwischen Ring und Balken, Proximalseite, 45.000 \times .
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5782, Proximalseite, 12.000 \times .
 - 5 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5805, Distalseite, 12.000 \times .
- Balkenmaßstab: 1 μ



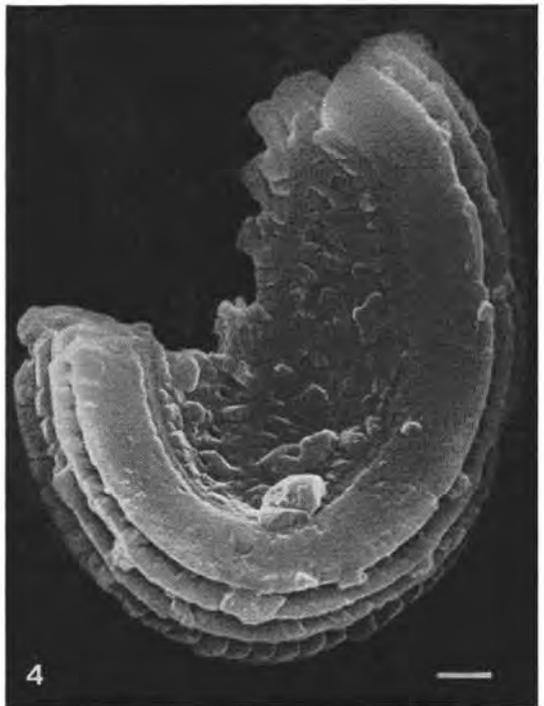
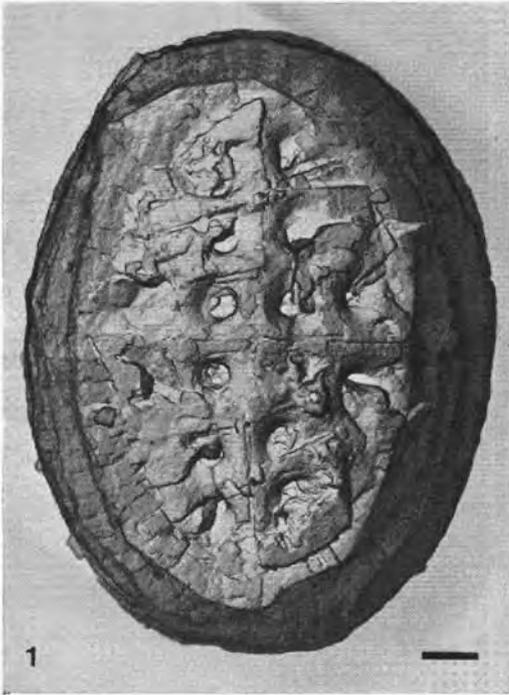
TAFEL 2:

- Fig. 1—3: *Angulofenestrellithus snyderi* BUKRY
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6648, Distalseite, 9300×.
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6233, Distalseite, 9000×.
3 Detail aus Fig. 1 (A 6648), 29.000×.
- Fig. 4—6: *Chiastozygus propagulis* BUKRY
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 724, Distalseite, 13.500×.
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5668, Proximalseite, 15.000×.
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6229, Proximalseite, 10.500×.
Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 3:

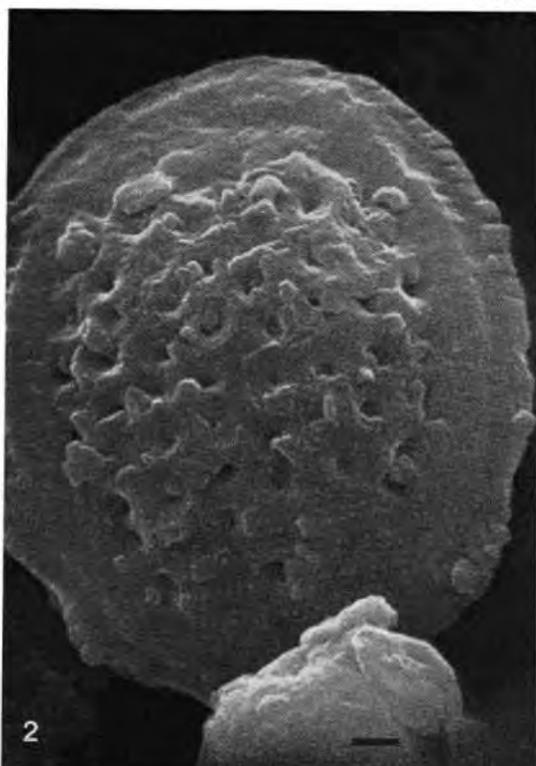
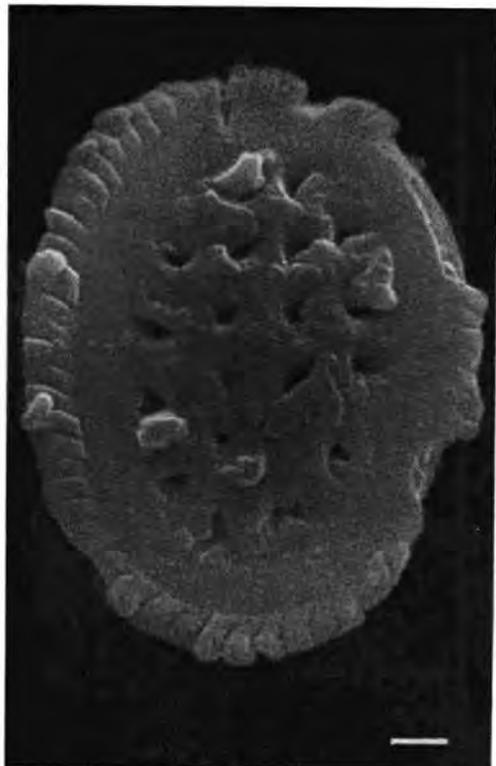
- Fig. 1—4: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6658, Distalseite, 7300×.
 - 2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5687, Distalseite, 7800×.
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6478, Proximalseite, 7800×.
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 728, Proximalseite, 7200×.
- Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 4:

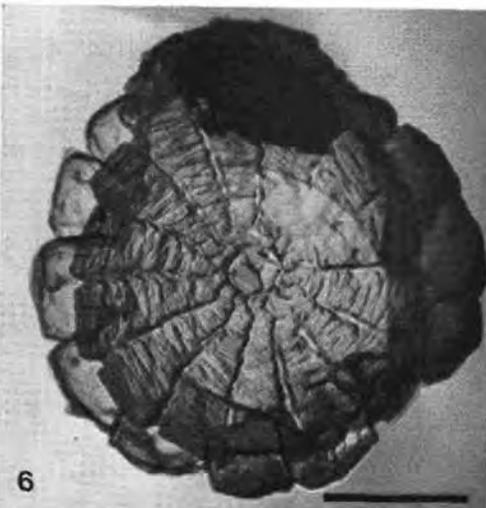
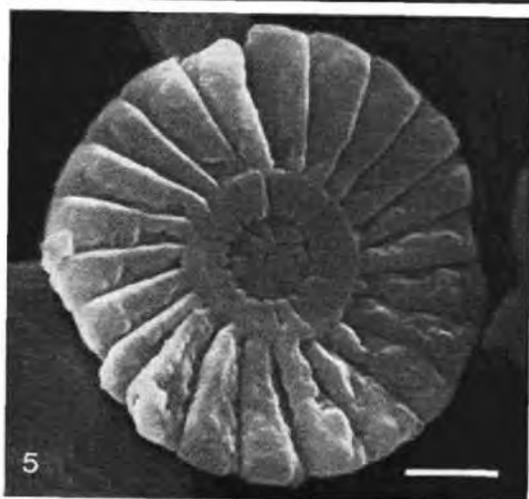
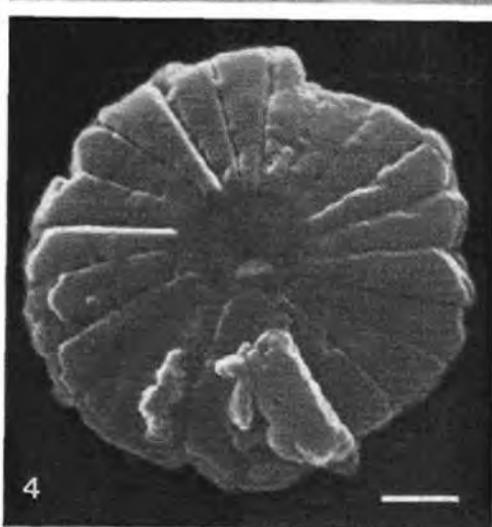
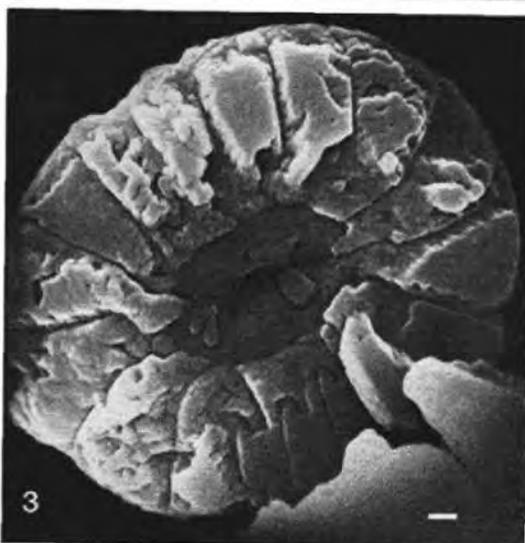
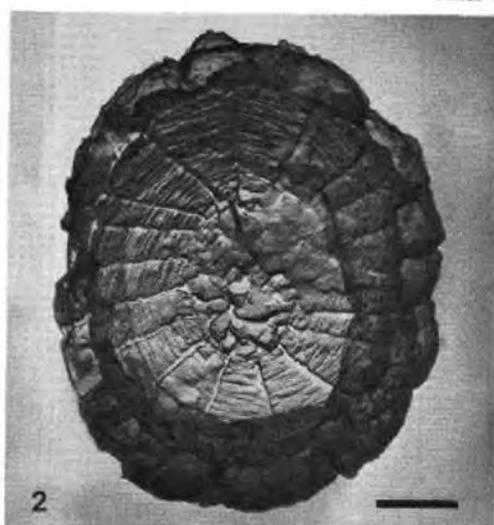
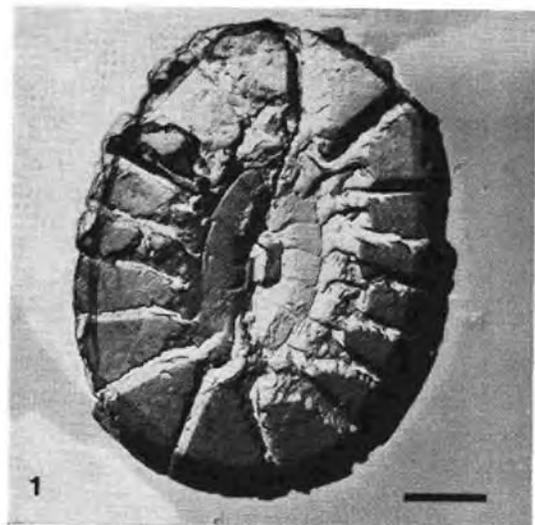
Fig. 1—4: *Arkhangelskiella specillata* VEKSHINA

- 1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5980, Distalseite, 7600 \times .
 - 2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5977, Distalseite, 6200 \times .
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5660, Distalseite, 9200 \times .
 - 4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6586, Proximalseite, 7300 \times .
- Balkenmaßstab: 1 μ



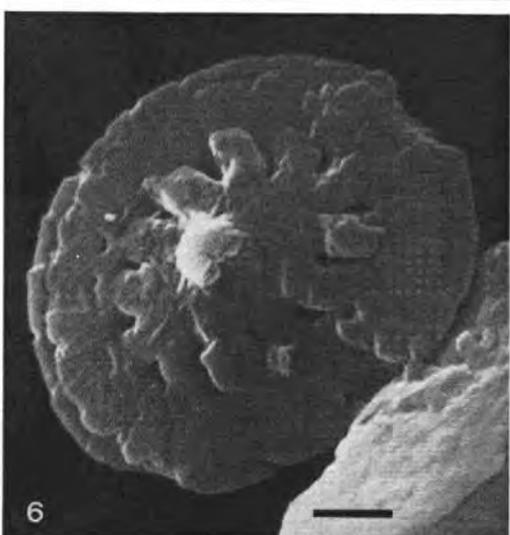
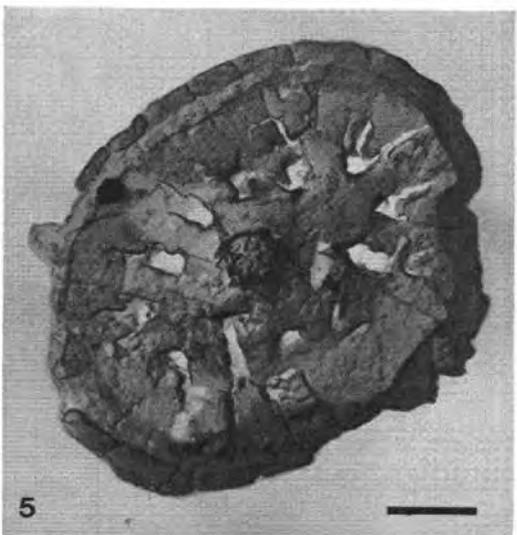
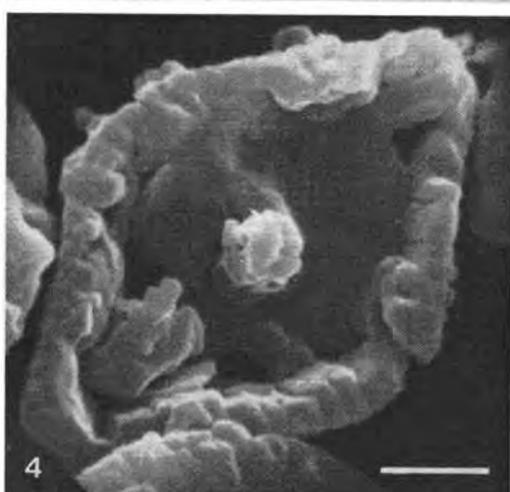
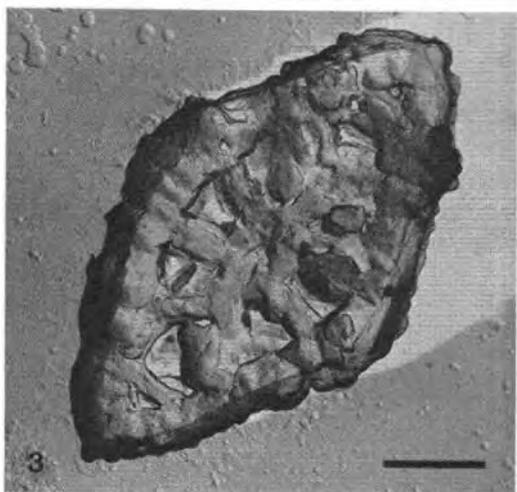
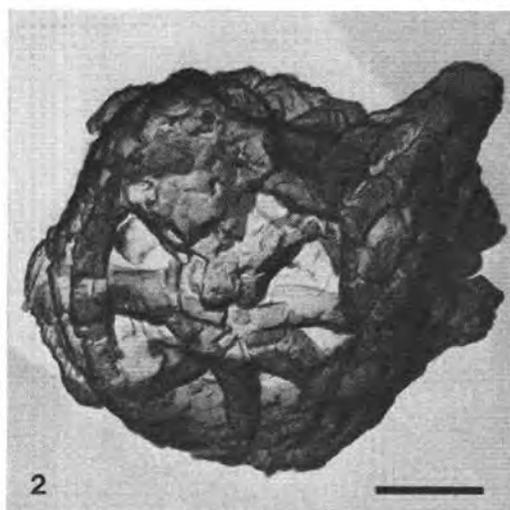
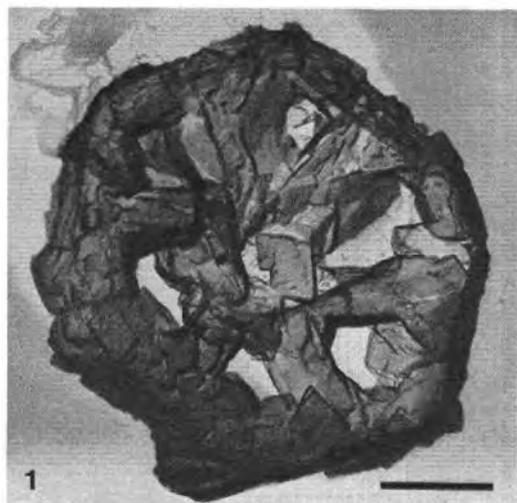
TAFEL 5:

- Fig. 1—3: *Biscutum constans* (GORKA) BLACK
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5646, Distalseite, 10.800 ×.
 - 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6482, Proximalseite, 10.700 ×.
 - 3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 732, Distalseite, 3500 ×.
- Fig. 4—6: *Biscutum ignotum* (GORKA) REINHARDT & GORKA
- 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5961, Distalseite, 10.000 ×.
 - 5 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6239, Distalseite der proximalen Scheibe, 11.900 ×.
 - 6 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6289, Proximalseite, 19.200 ×.
Balkenmaßstab: 1 μ



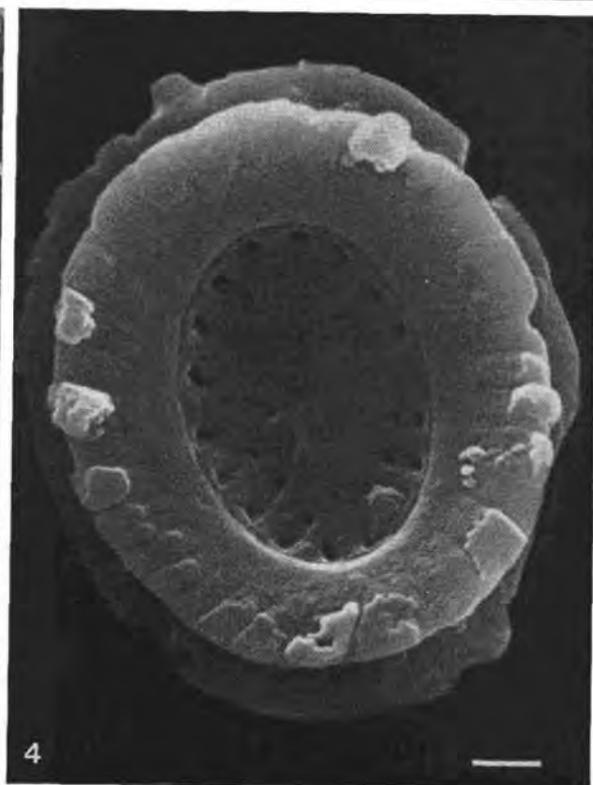
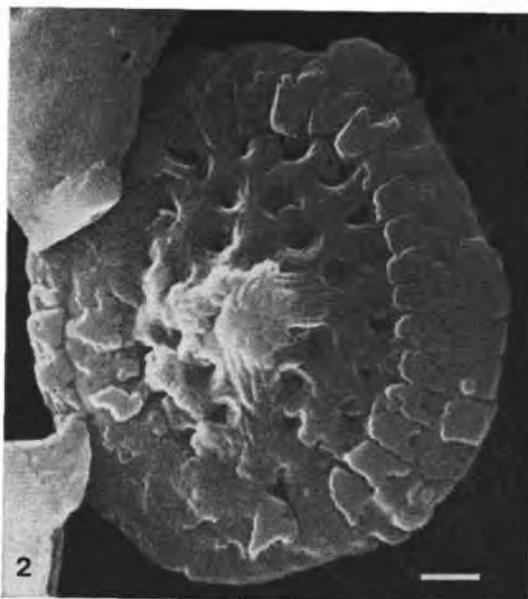
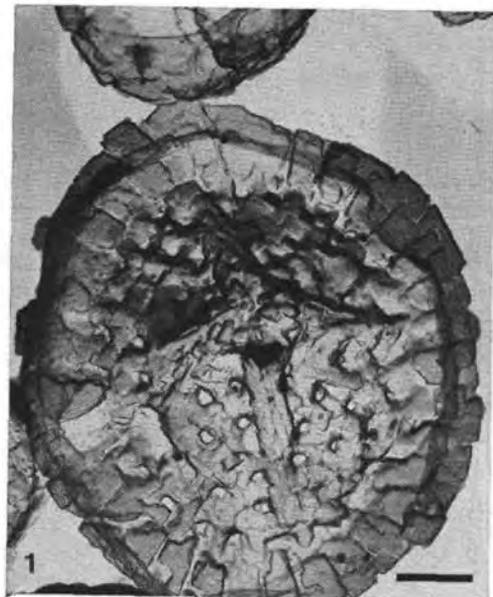
TAFEL 6:

- Fig. 1: *Corollithion exiguum* STRADNER
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6417, Proximalseite, 14.700×.
- Fig. 2: *Stephanolithion laffitei* NOEL
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6322, Proximalseite, 14.000×.
- Fig. 3, 4: *Corollithion rhombicum* (STRADNER & ADAMIKER) BUKRY
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5667, Proximalseite, 14.600×.
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5959, Distalseite, 13.300×.
- Fig. 5, 6: *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5535, Distalseite, 11.600×.
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5965, Distalseite, 9900×.
Balkenmaßstab: 1 μ



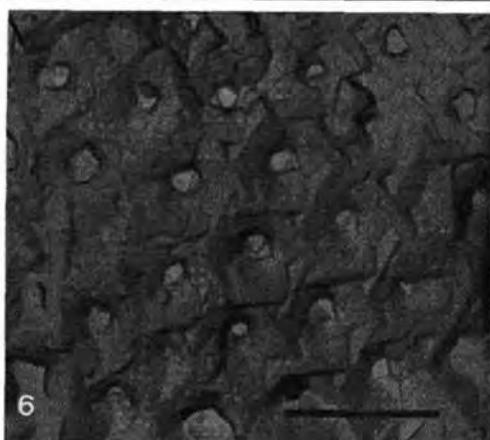
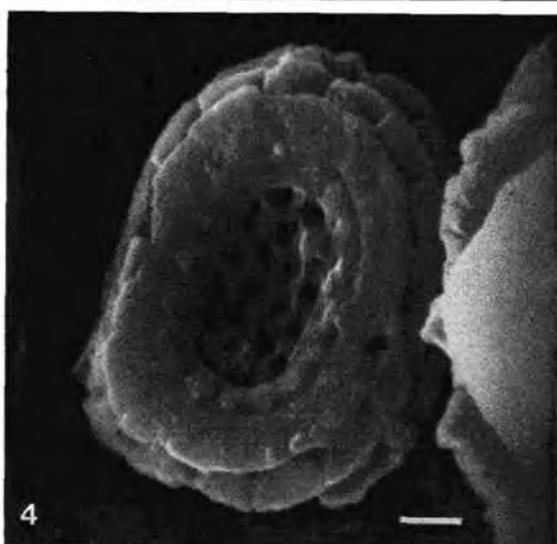
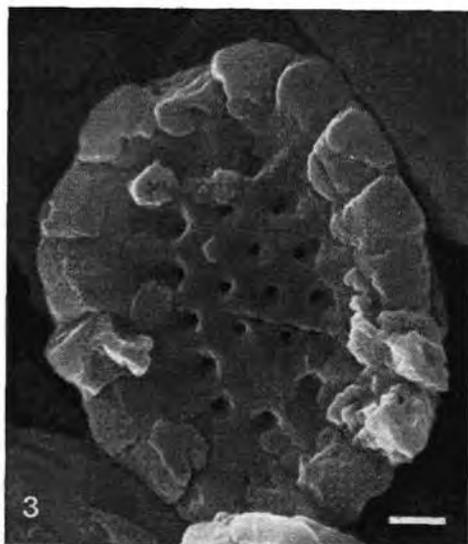
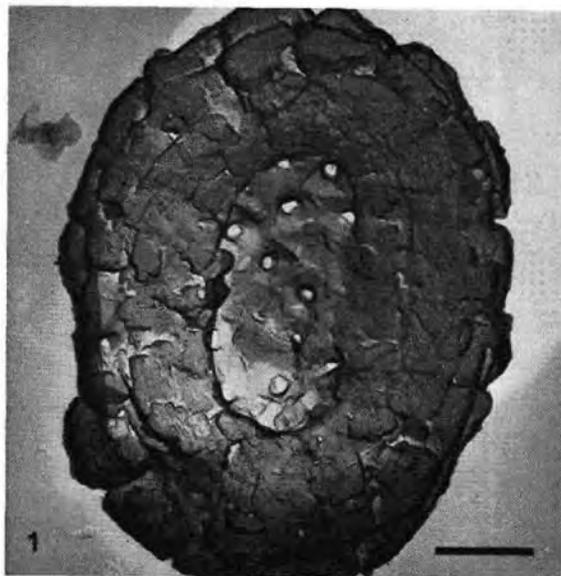
TAFEL 7:

- Fig. 1—4: *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6367, Distalseite, 10.000 \times .
 - 2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6231, Distalseite, 8000 \times .
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6287, Detail der Distalseite (koaxiale Balken und perforierte Zentralarea), 14.100 \times .
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5974, Proximalseite, 9500 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



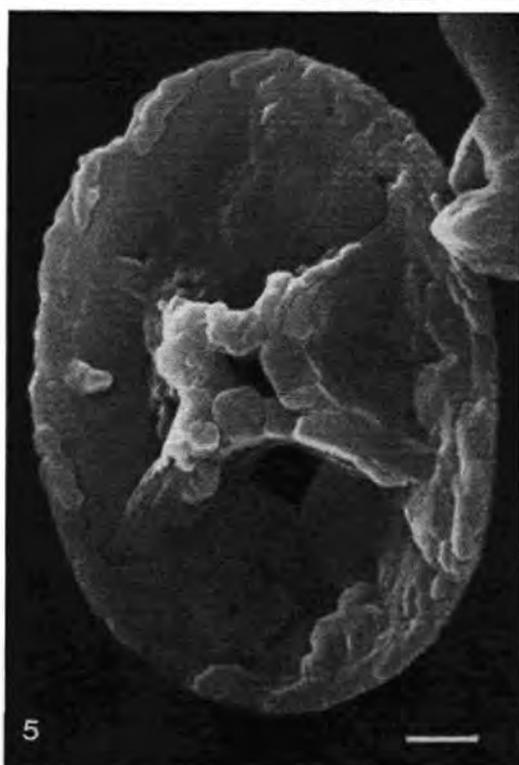
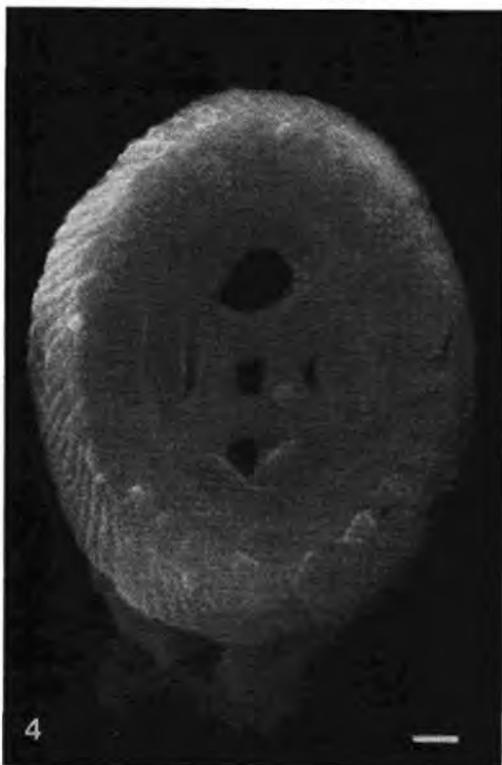
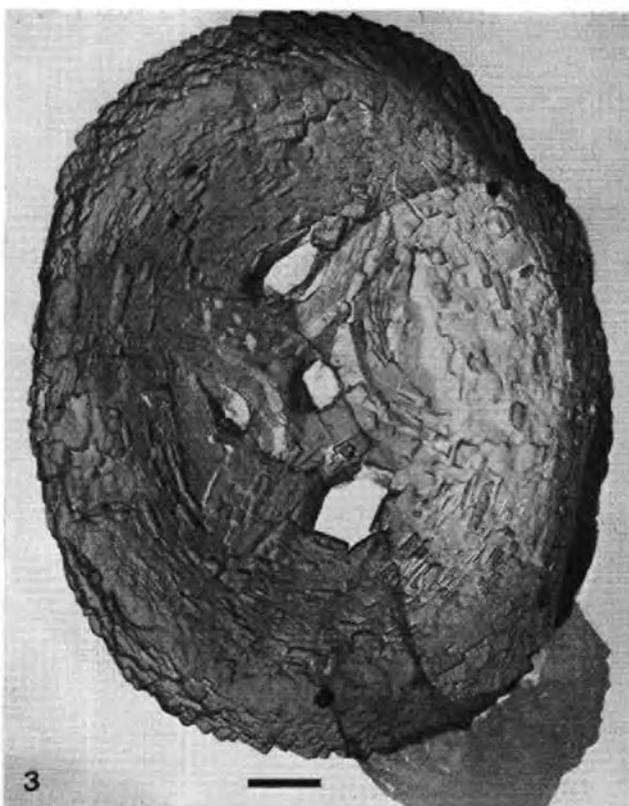
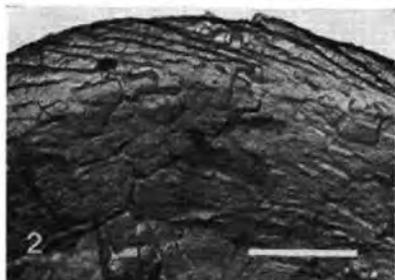
TAFEL 8:

- Fig. 1, 2: *Cribrosphaerella pelta* GARTNER
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6639, Proximalseite, 12.900 ×.
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5705, Proximalseite, 7000 ×.
- Fig. 3, 5: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) DEFLANDRE
3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5968, Distalseite, 7600 ×.
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6312, Detail aus der distalen Zentralarea, 20.400 ×.
- Fig. 4, 6: *Cribrosphaerella laughthoni* (BLACK) nov. comb.
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5668, Proximalseite, 8000 ×.
6 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6483, Detail aus der distalen Zentralarea, 20.400 ×.
Balkenmaßstab: 1 μ



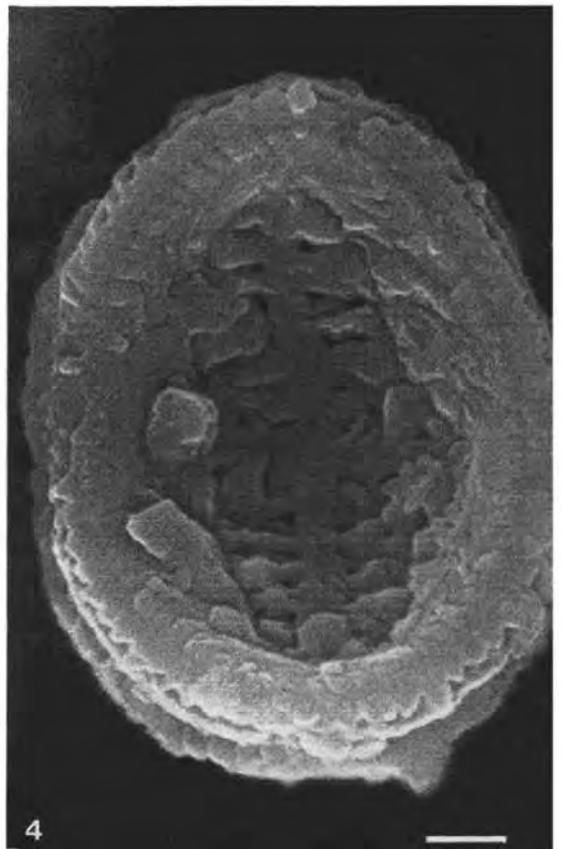
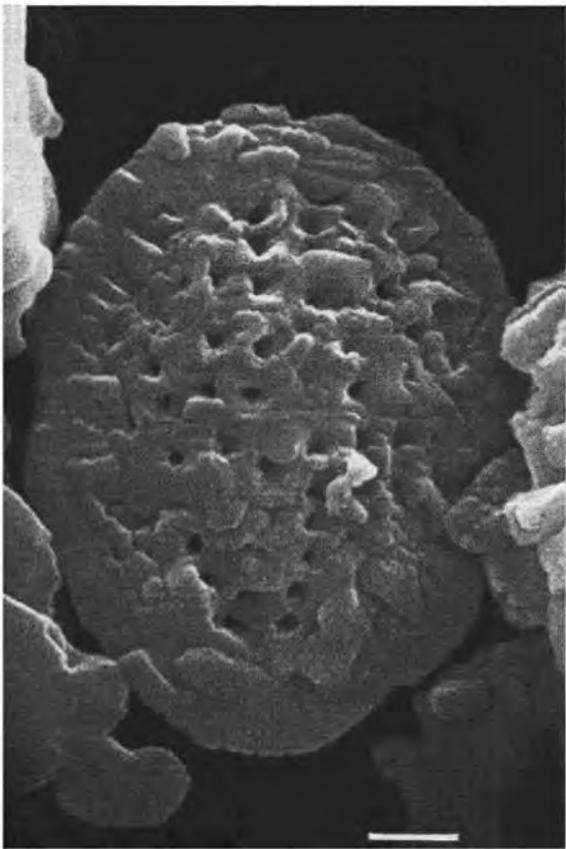
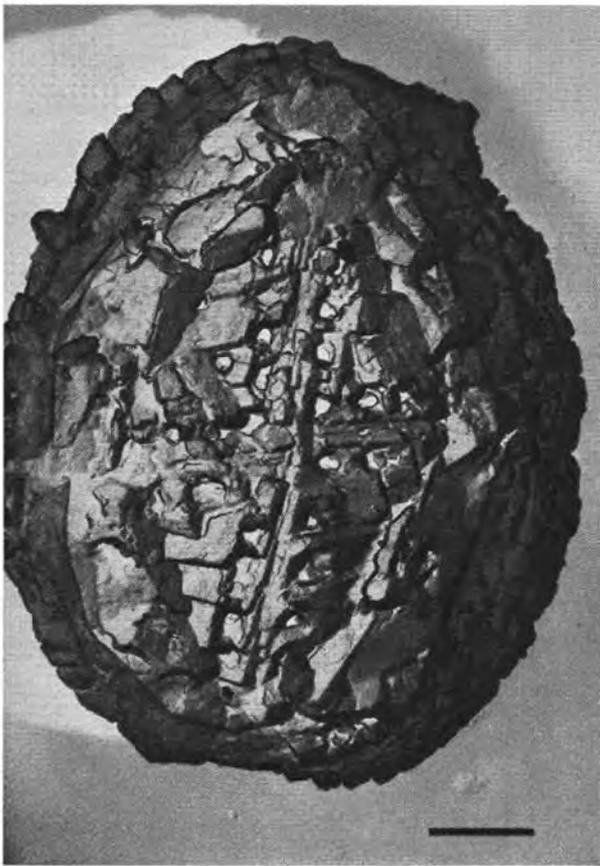
TAFEL 9:

- Fig. 1—4: *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6429, Distalseite, 7800×.
 - 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6383, Detail aus der randlichen Partie der Proximalseite, 14.300×.
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6581, Proximalseite, 9000×.
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5689, Proximalseite, 5900×.
- Fig. 5: *Eiffellithus regularis* (GORKA) PERCH-NIELSEN
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5979, Distalseite, 9500×.
Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 10:

- Fig. 1—4: *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6487, Distalseite, 13.600 ×.
 - 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6504, Proximalseite, 13.300 ×.
 - 3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5795, Distalseite, 12.000 ×.
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5806, Proximalseite, 11.000 ×.
- Balkenmaßstab: 1 μ



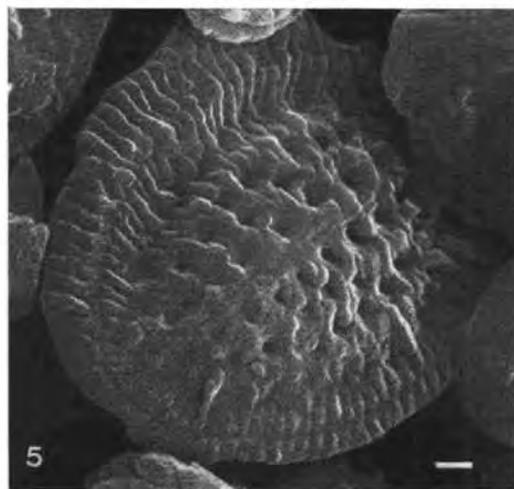
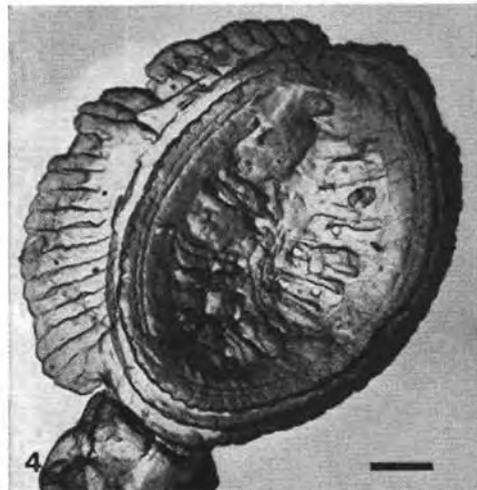
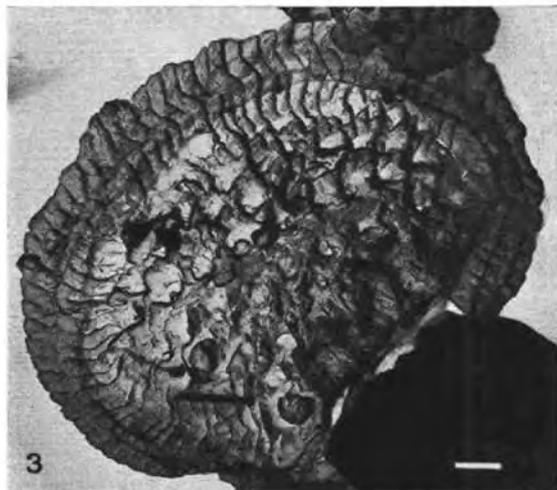
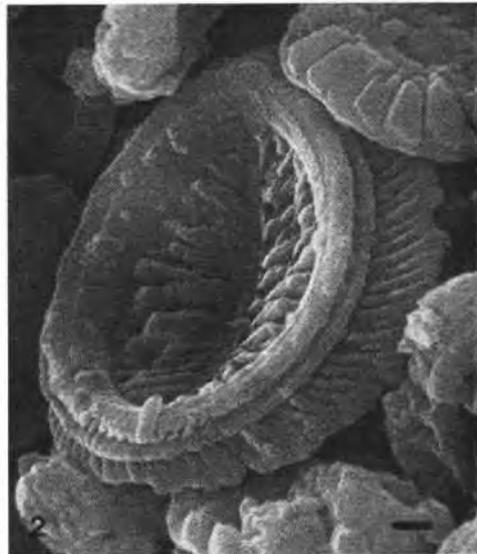
TAFEL 11:

Fig. 1, 2, 4: *Kamptnerius pseudopunctatus* CEPEK

- 1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5777, Distalseite, 7000 \times .
- 2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5810, Proximalseite, 5000 \times .
- 4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6576, Proximalseite, 7900 \times .

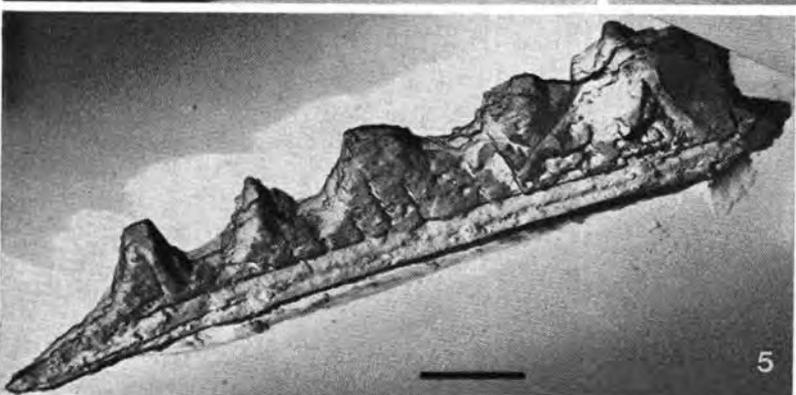
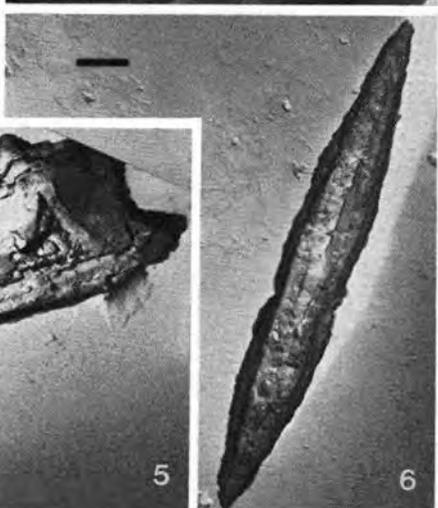
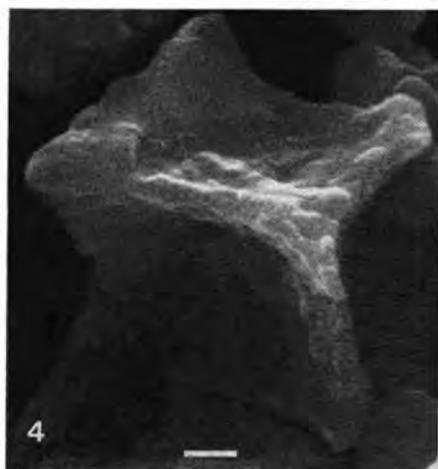
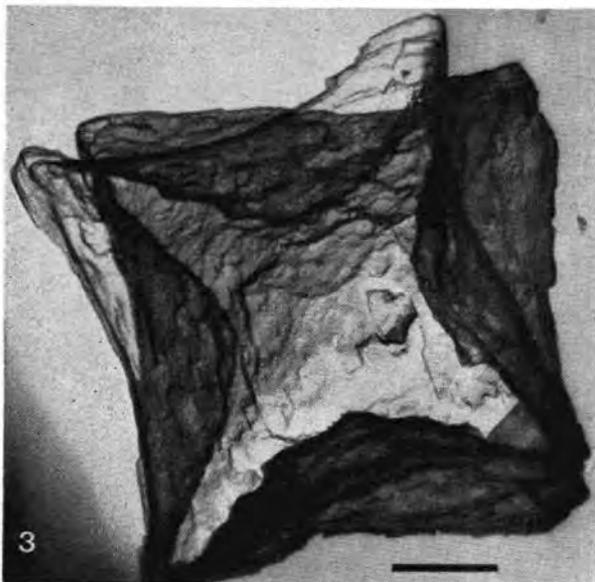
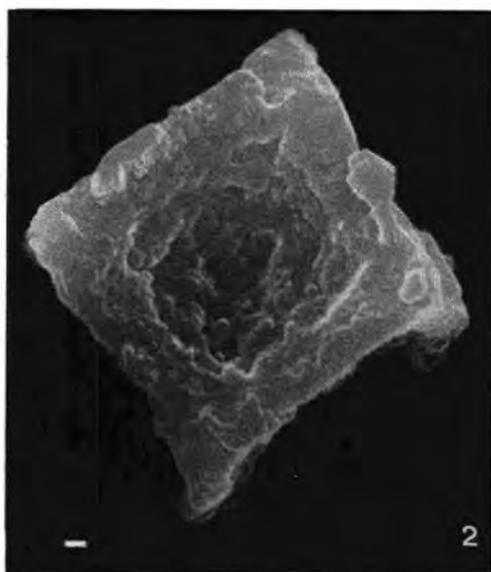
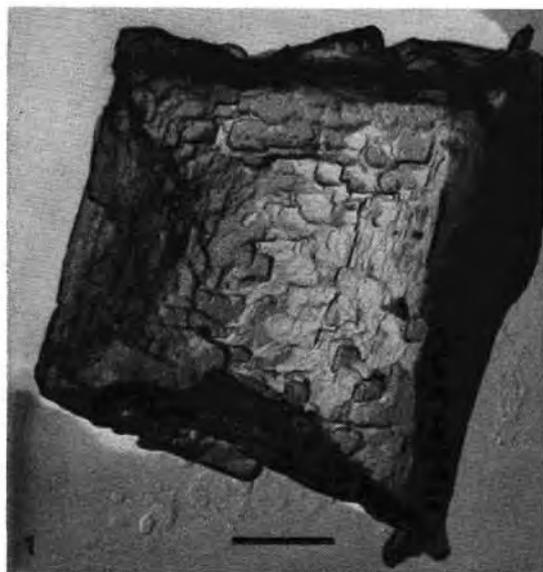
Fig. 3, 5, 6: *Kamptnerius percivalii* BUKRY

- 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6353, Distalseite, 6300 \times .
 - 5 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5787, Distalseite, 5000 \times .
 - 6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5665, Proximalseite, 5500 \times .
- Balkenmaßstab: 1 μ



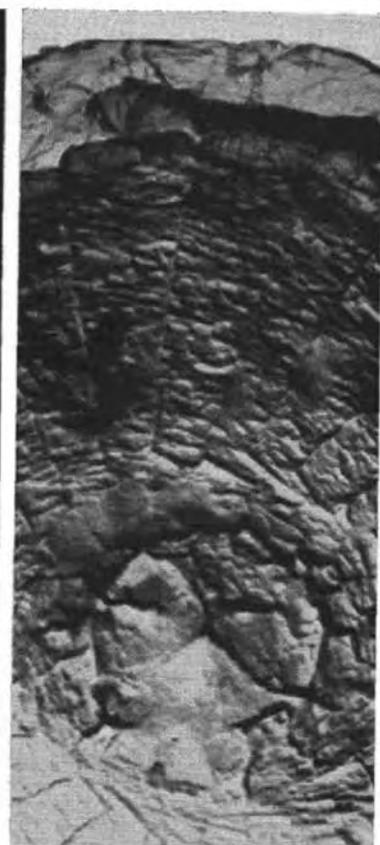
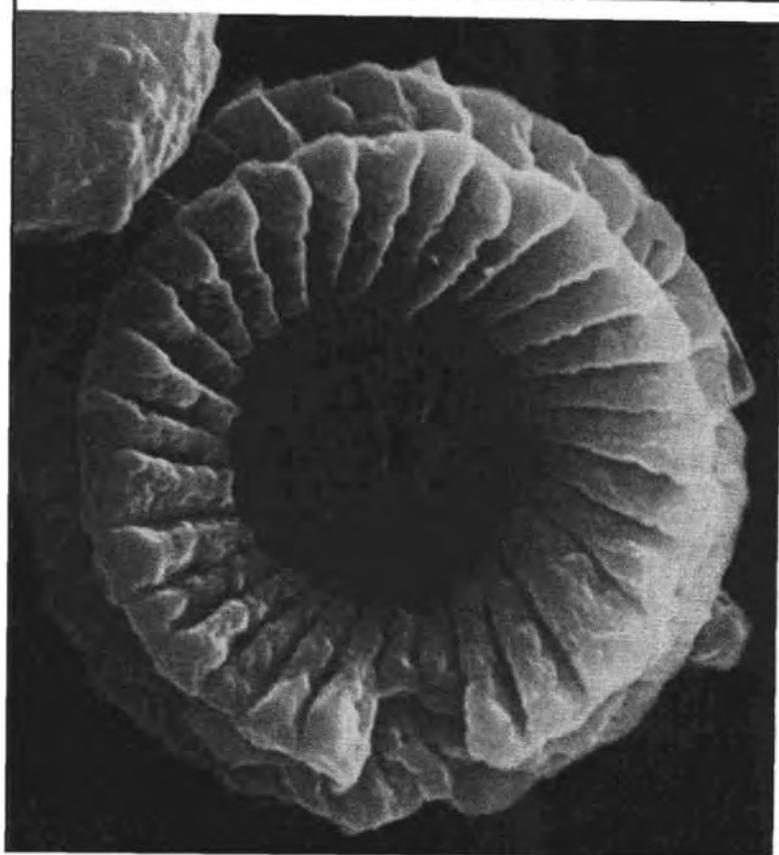
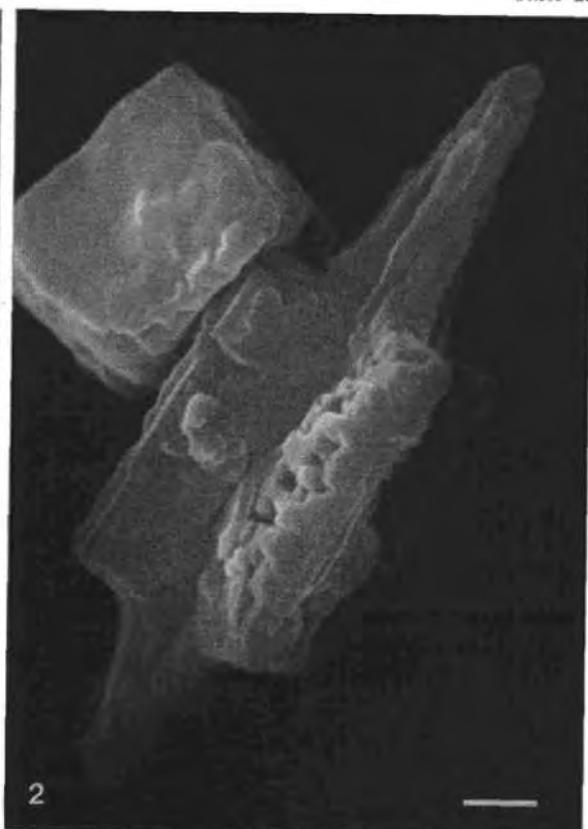
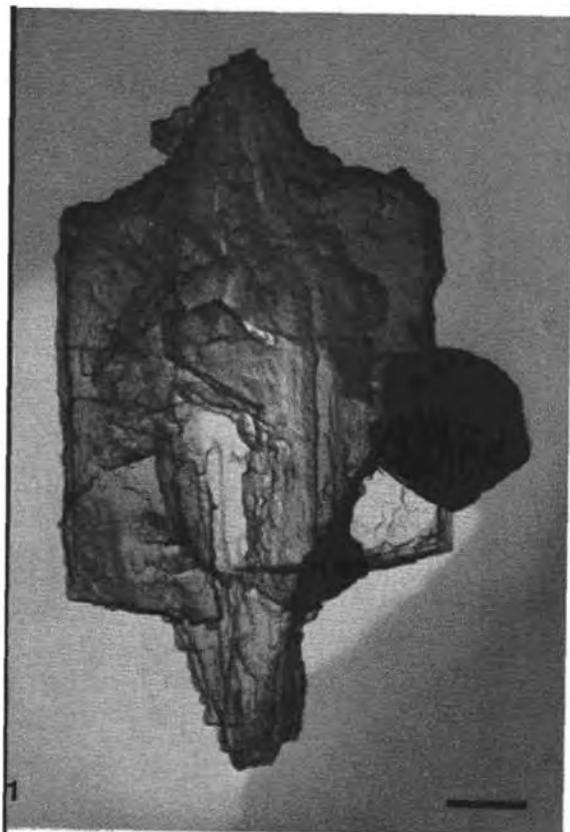
TAFEL 12:

- Fig. 1—4: *Micula decussata* VEKSHINA
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6304, 13.400×.
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 723, 2800×.
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6389, 13.700×.
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5674, 7000×.
- Fig. 5: *Lithraphidites grossopectinatus* BUKRY
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5672, 13.750×.
- Fig. 6: *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6479, 6800×.
Balkenmaßstab: 1 μ



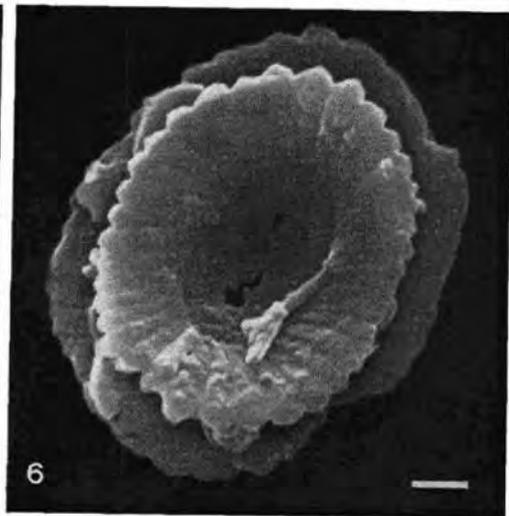
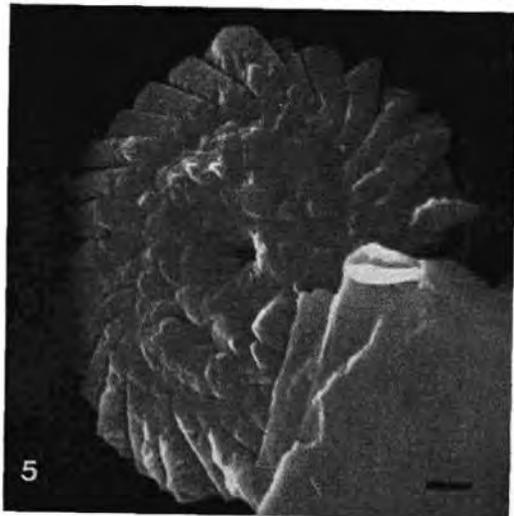
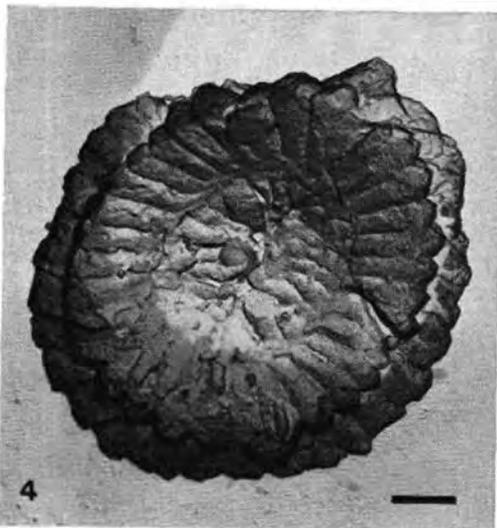
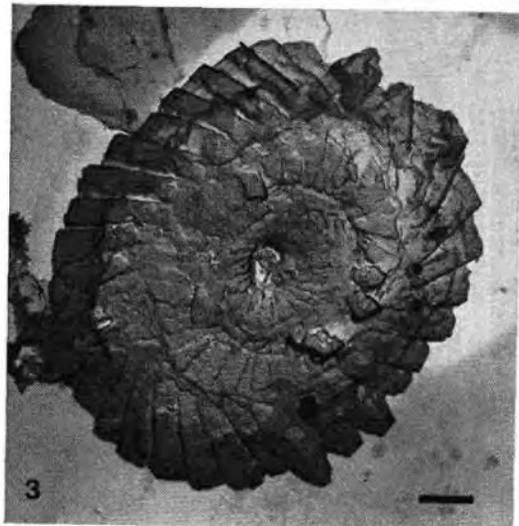
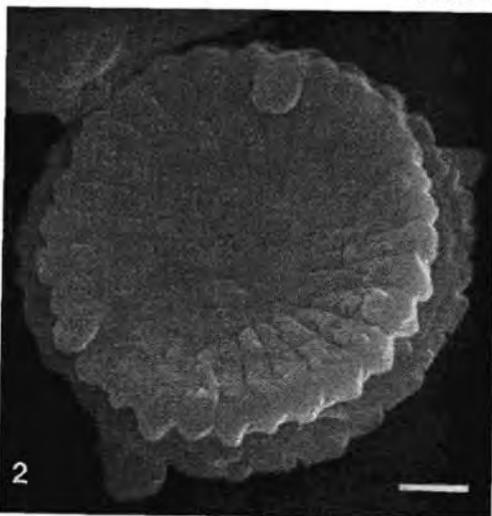
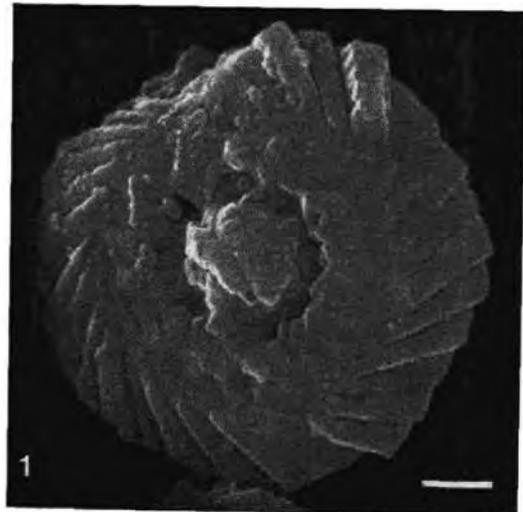
TAFEL 13:

- Fig. 1, 2: *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6309, 10.500 \times .
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5947, 9800 \times .
- Fig. 3, 4: *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI
3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5967, Proximalseite, 10.900 \times .
4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6292, Ausschnitt der Proximalseite, 25.700 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



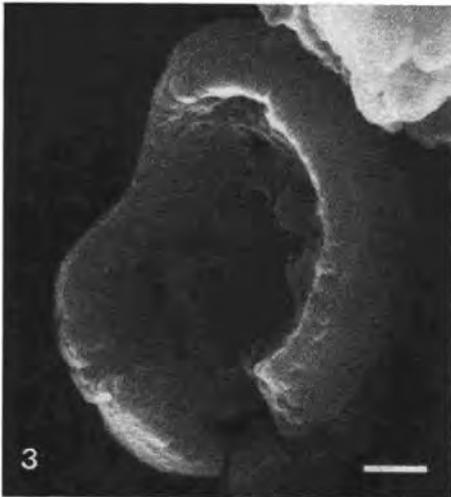
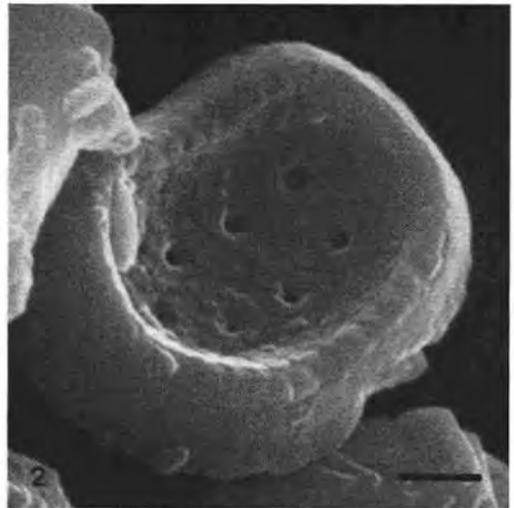
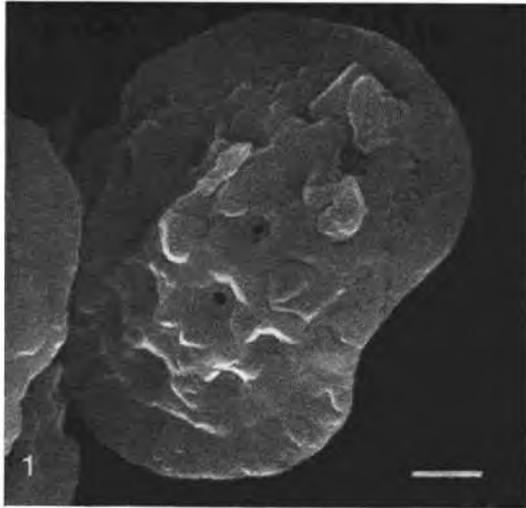
TAFEL 14:

- Fig. 1, 2: *Markalius circumradiatus* (STOVER) PERCH-NIELSEN
1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5809, Distalseite, 9000 \times .
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5792, Proximalseite, 9000 \times .
- Fig. 3—6: *Watznaueria barnese* (BLACK) PERCH-NIELSEN
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6494, Distalseite, 7100 \times .
4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6501, Proximalseite, 8400 \times .
5 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5956, Distalseite, 6100 \times .
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5962, Proximalseite, 7600 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



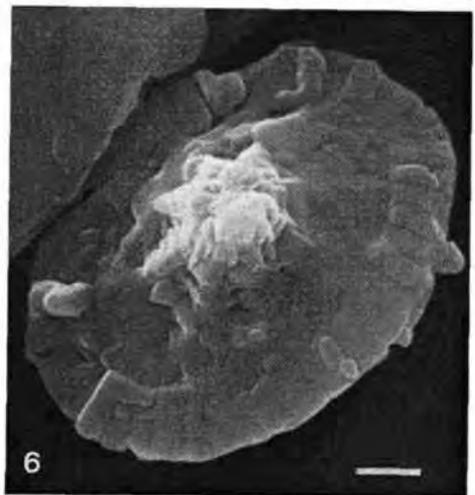
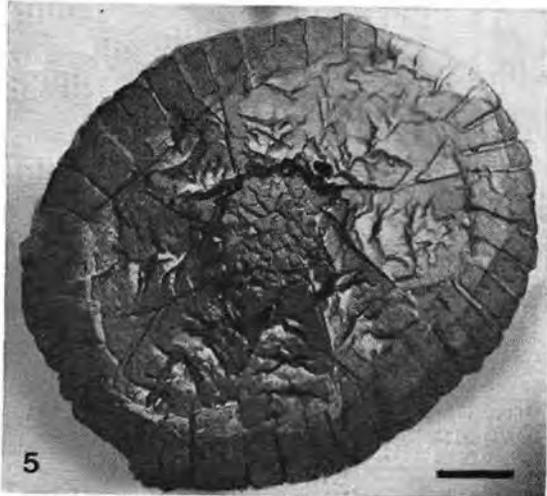
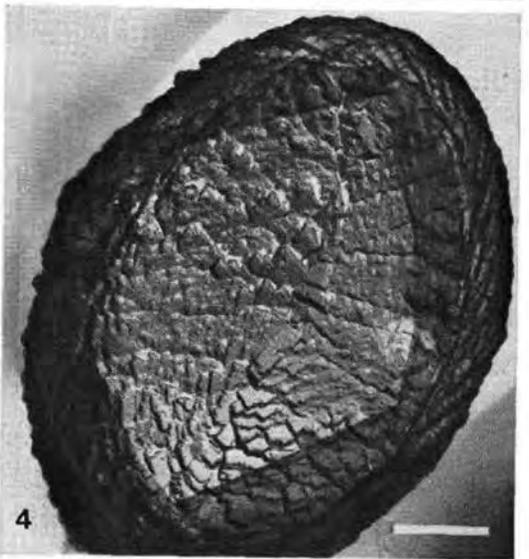
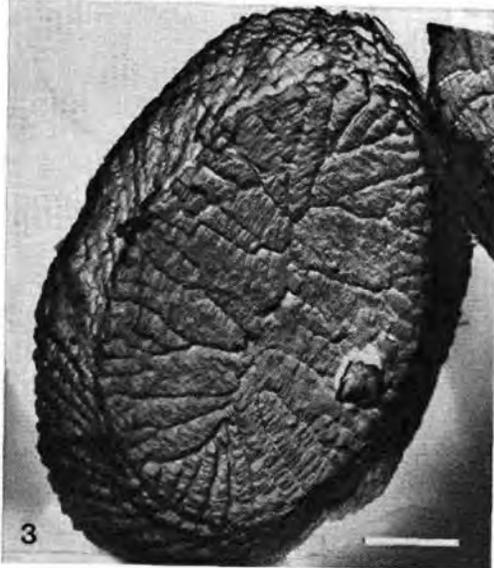
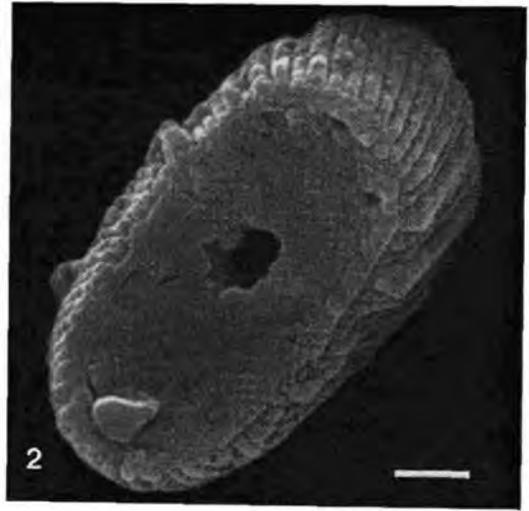
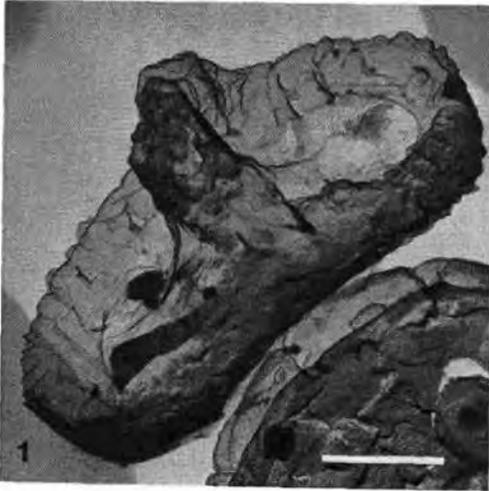
TAFEL 15:

- Fig. 1—4: *Nephrolithus frequens* GORKA
1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5794, Distalseite, 9000 \times .
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5953, Proximalseite, 10.800 \times .
3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5694, Proximalseite, 8000 \times .
4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6398, Detail aus der distalen Zentralarea, 25.300 \times .
- Fig. 5, 6: *Podorhabdus granulatus* (REINHARDT) BURKY
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6381, Distalseite, 8400 \times .
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5790, Distalseite, 9000 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



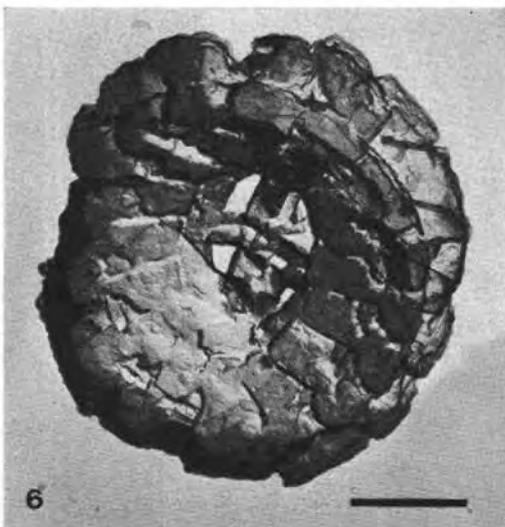
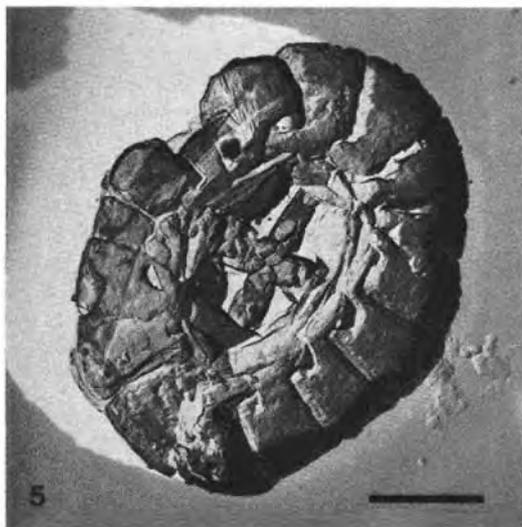
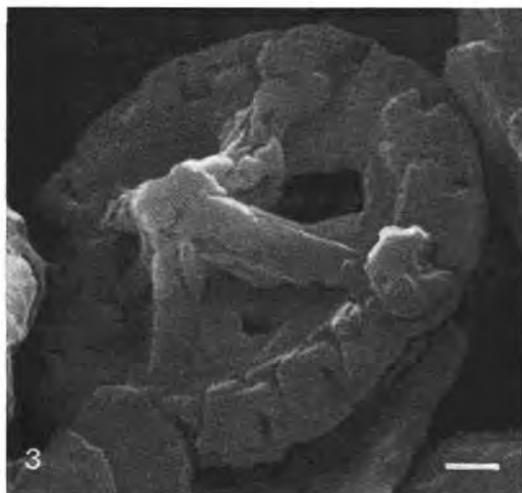
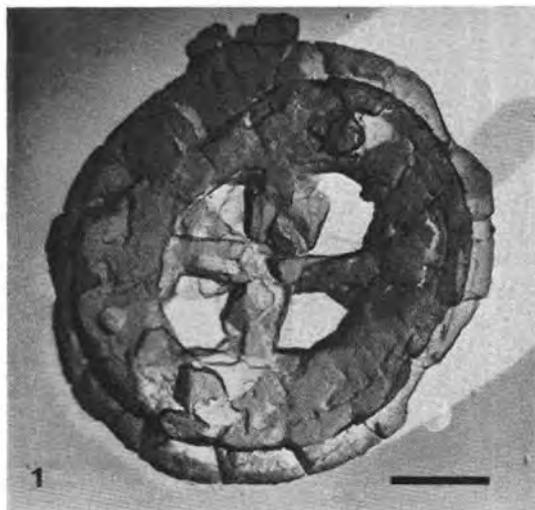
TAFEL 16:

- Fig. 1, 2: *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) STRADNER
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5649, Distalseite, 13.900×.
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5966, Proximalseite, 9900×.
- Fig. 3, 4: *Pontosphaera multicarinata* (GARTNER) SHAFIK & STRADNER
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6296, Proximalseite, 12.400×.
4 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6336, Proximalseite, 12.700×.
- Fig. 5, 6: *Rheinhardtites mirabilis* PERCH-NIELSEN
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6329, Distalseite, 10.000×.
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5969, Distalseite, 8550×.
Balkenmaßstab: 1 μ



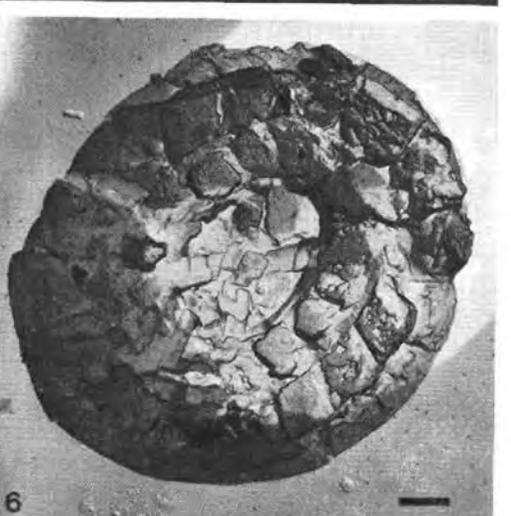
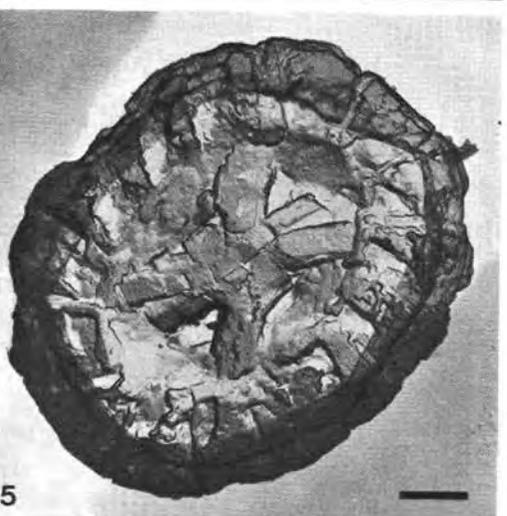
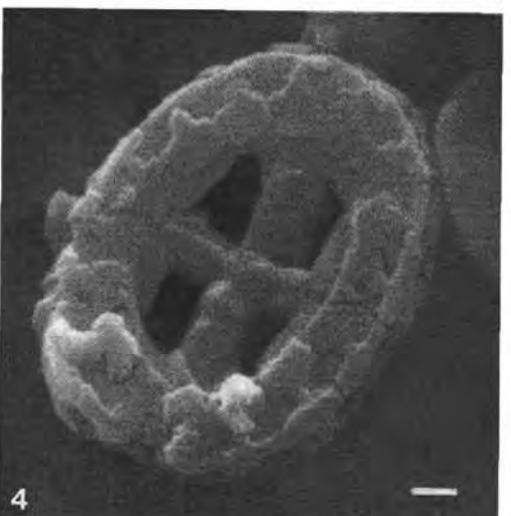
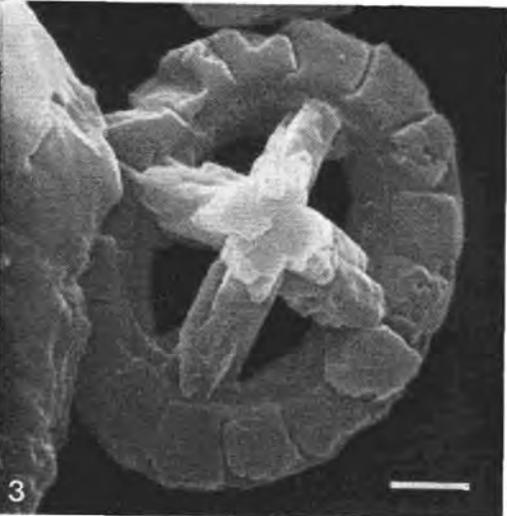
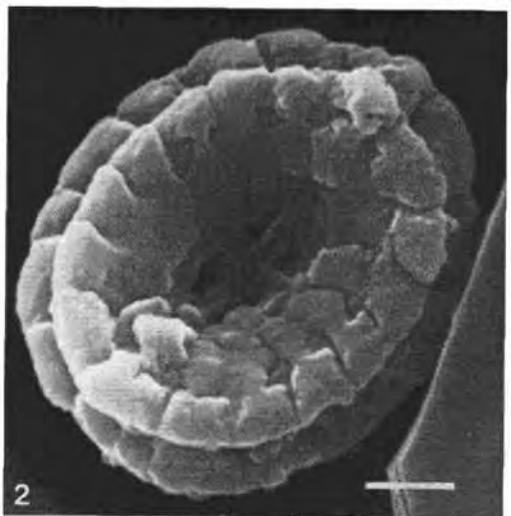
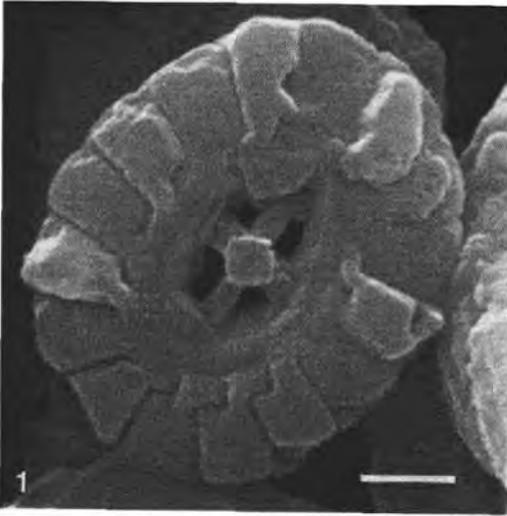
TAFEL 17:

- Fig. 1—4: *Prediscosphaera cretacea cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5670, Proximalseite, 12.800×.
2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6438, Seitenansicht, 7850×.
3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5786, Distalseite, 7000×.
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 727, Proximalseite, 9800×.
- Fig. 5, 6: *Prediscosphaera honjoi* BUKRY
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5640, Distalseite, 15.000×.
6 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6434, Proximalseite, 15.000×.
Balkenmaßstab: 1 μ .



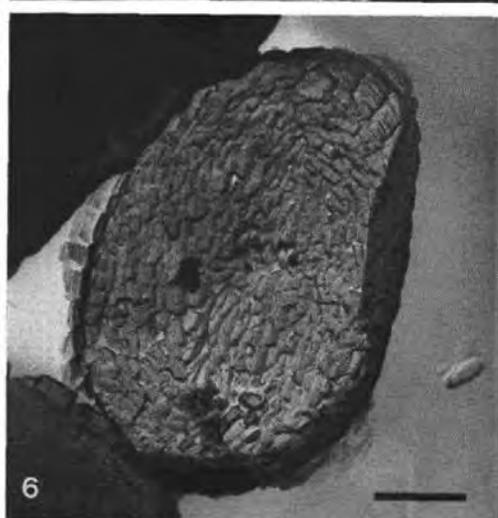
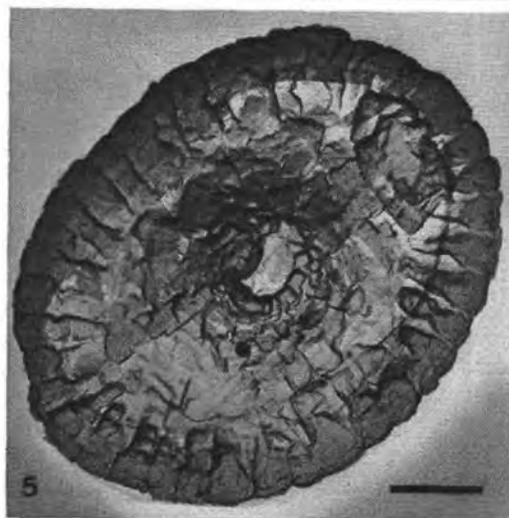
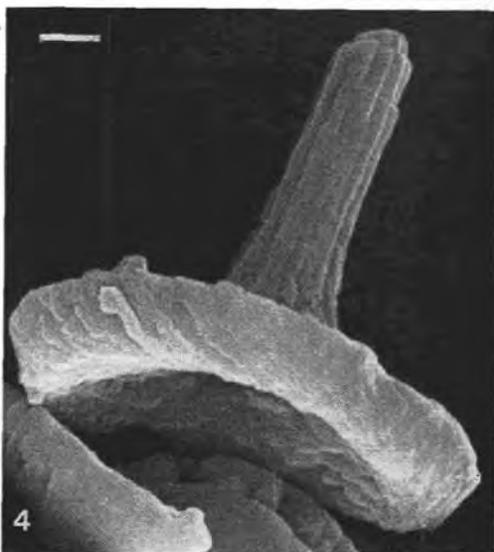
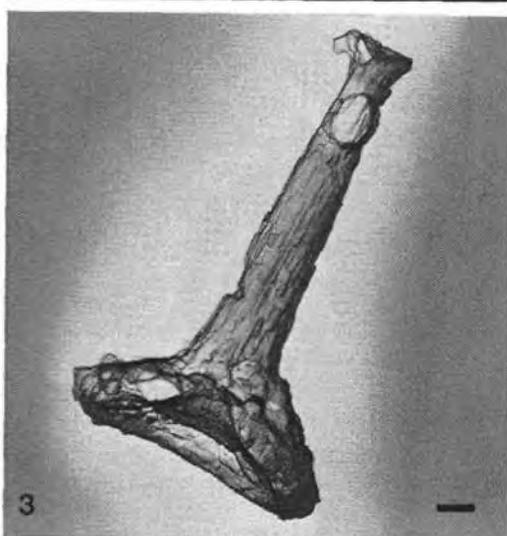
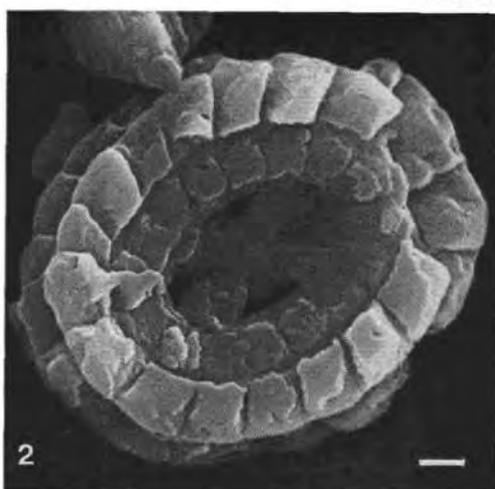
TAFEL 18:

- Fig. 1, 2: *Prediscosphaera honjoi* BUKRY
1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5904, Distalseite, 13.000 \times .
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6236, Proximalseite, 12.100 \times .
- Fig. 3, 4: *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI) GARTNER
3 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5950, Distalseite, 9800 \times .
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5661, Proximalseite, 6000 \times .
- Fig. 5, 6: *Prediscosphaera cretacea rzehaki* n. ssp.
5 Holotyp, elektronenmikroskopische Aufnahme A 6481, Distalseite, 8700 \times .
6 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5714, Proximalseite, 6700 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



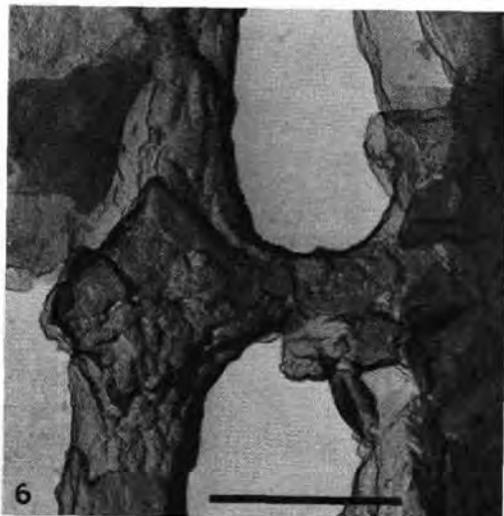
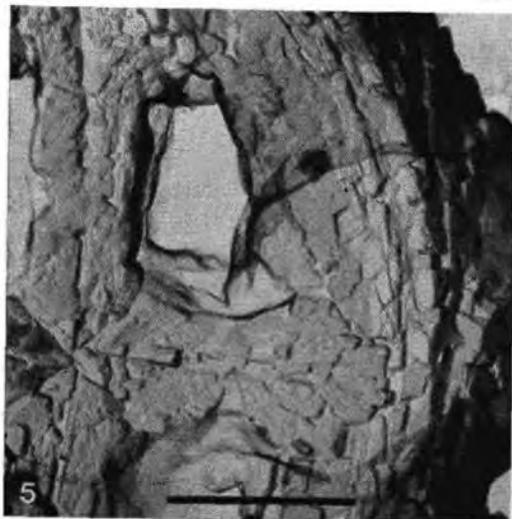
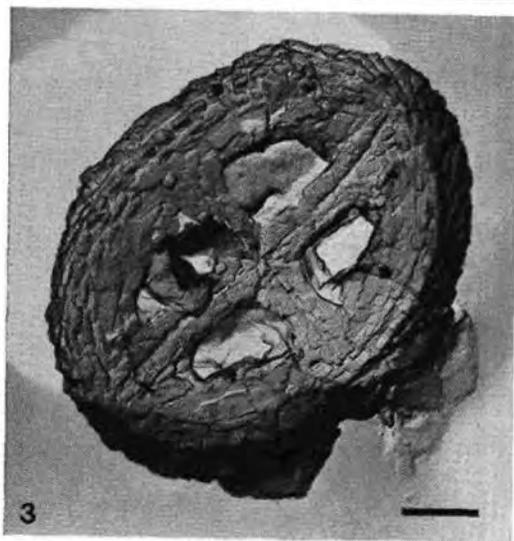
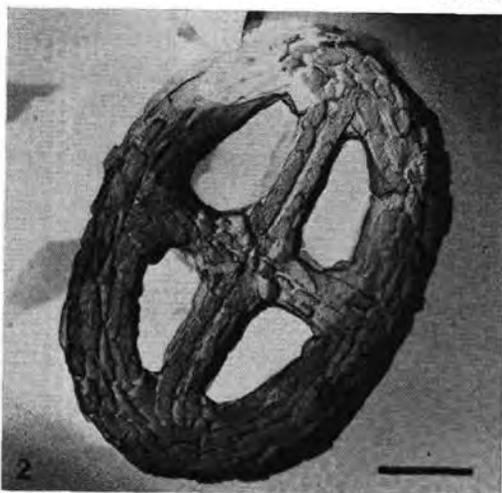
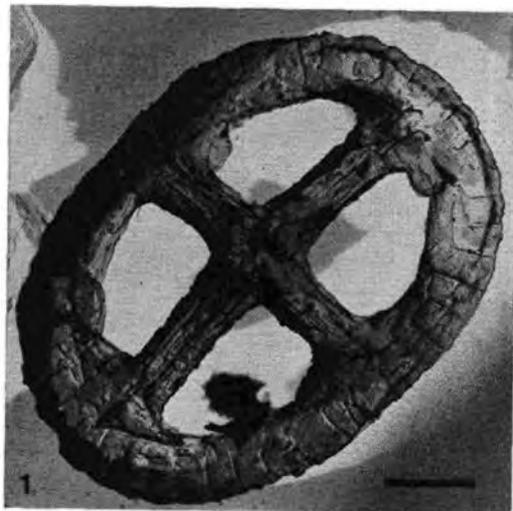
TAFEL 19:

- Fig. 1, 2: *Prediscosphaera cretacea rzehaki* n. ssp.
1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 721, Distalseite, 7000 \times .
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6238, Proximalseite, 5950 \times .
- Fig. 3, 4: *Rhabdolithina splendens* (DEFLANDRE) REINHARDT
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6284, Seitenansicht, 4800 \times .
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5796, Seitenansicht, 8000 \times .
- Fig. 5: *Rhagodiscus plebejus* PERCH-NIELSEN
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6283, Distalseite, 12.100 \times .
- Fig. 6: *Crepidolithus spiralis* (PIENAAR) nov. comb.
Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6366, Proximalseite, 12.000 \times .
Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 20:

- Fig. 1—6: *Vekshinella cruz* (DEFLANDRE & FERT) SHAFIK & STRADNER
- 1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5709, Distalseite, 11.800×.
 - 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5681, Proximalseite, 12.700×.
 - 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6430, Proximalseite, 10.000×.
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5971, Proximalseite, 10.600×.
 - 5 Detail aus Fig. 3 (A 6430), 25.100×.
 - 6 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5530, Detail der Distalseite (Kreuz, Randring), 25.700×.
- Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 21:

Fig. 1, 2: *Vekshinella elliptica* GARTNER

1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6470, Distalseite, 13.200×.

2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5704, Proximalseite, 14.400×.

Fig. 3, 4: *Vekshinella cruciata* (NOEL) SHAFIK & STRADNER

3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5679, Distalseite, 16.800×.

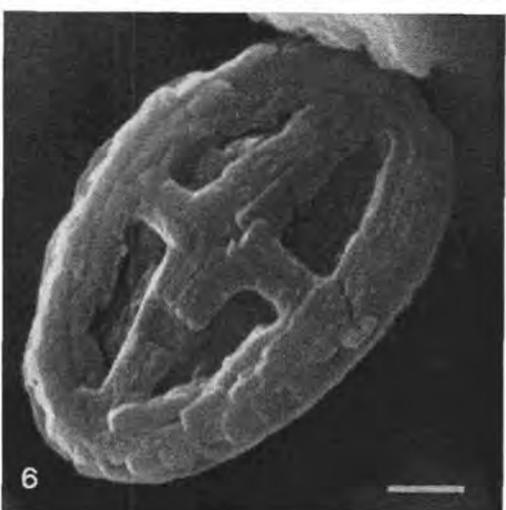
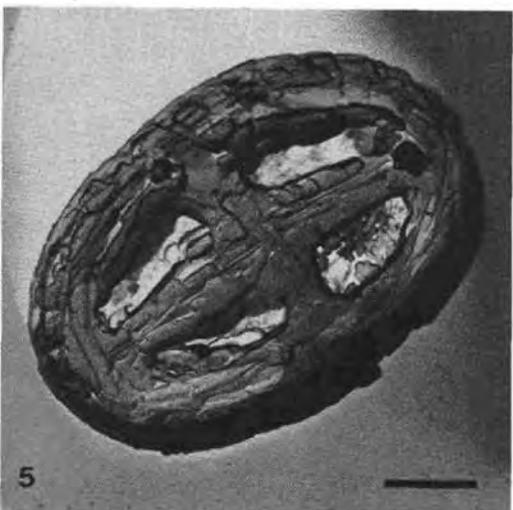
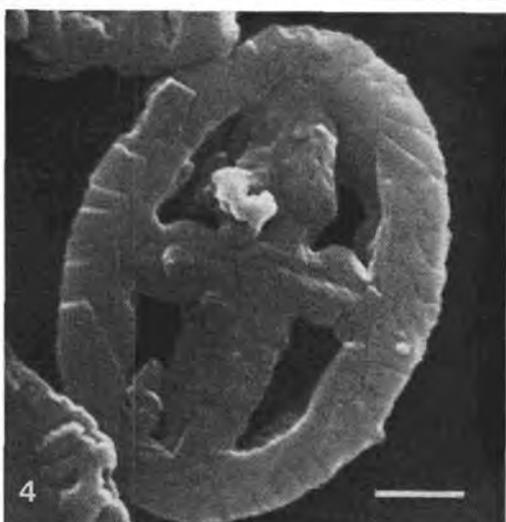
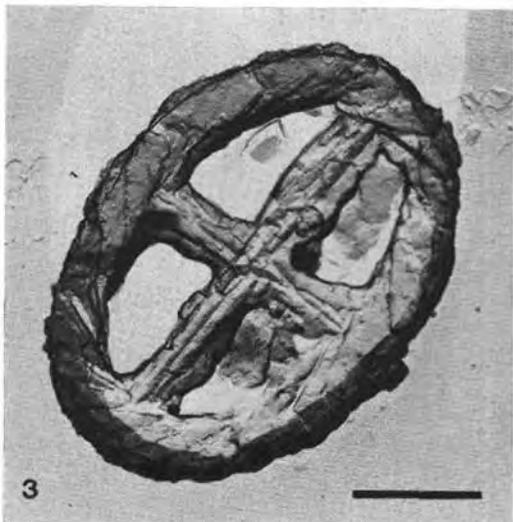
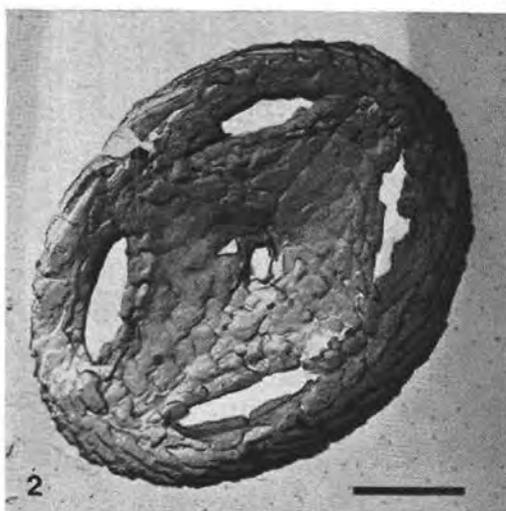
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5958, Distalseite, 11.800×.

Fig. 5, 6: *Vekshinella perforata* n. sp.

5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5706, Distalseite, 12.200×.

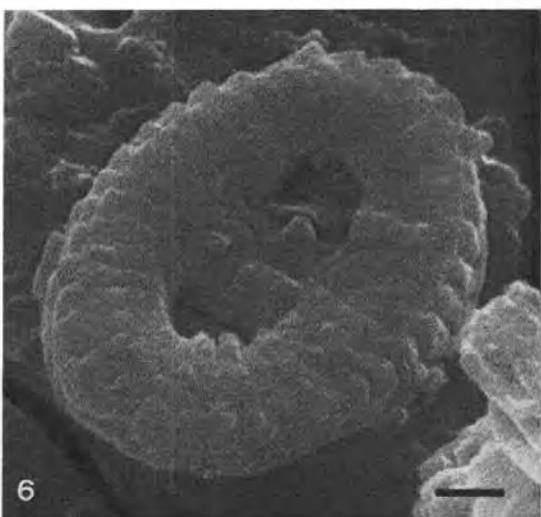
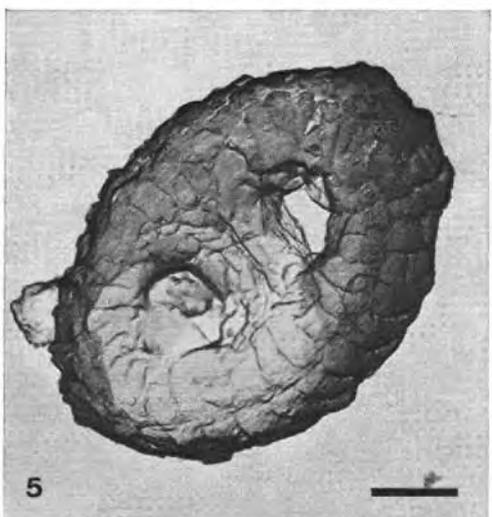
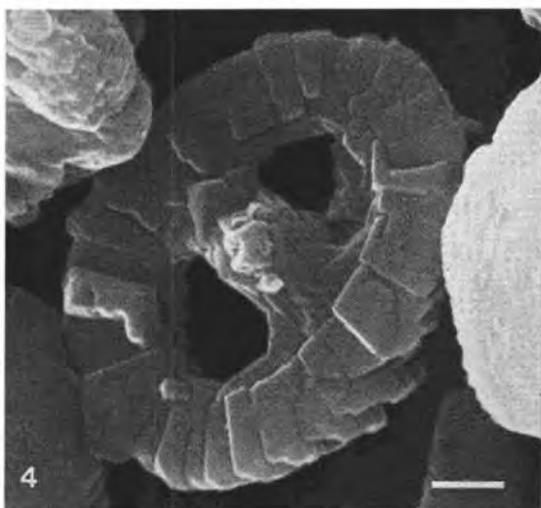
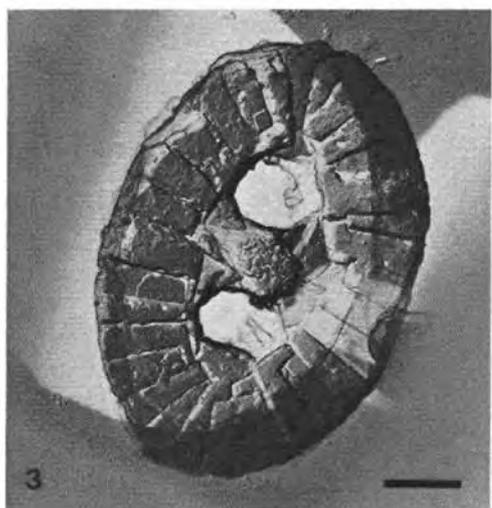
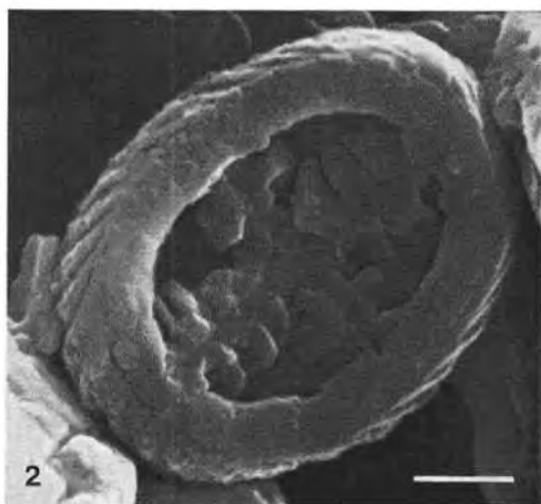
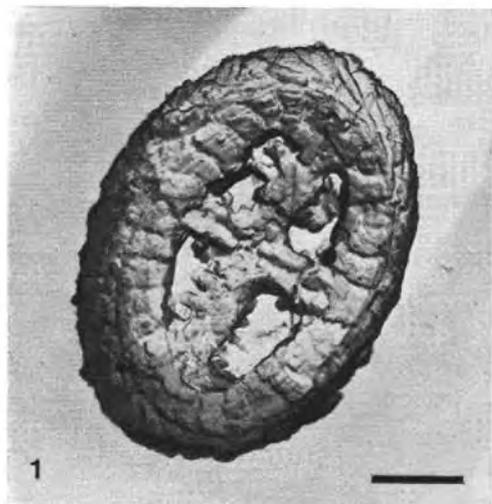
6 Holotyp, rasterelektronenmikroskopische Aufnahme A 5976, Distalseite, 9900×.

Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 22:

- Fig. 1, 2: *Vekshinella striata* (STRADNER) nov. comb.
1 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6351, Proximalseite, 11.900×.
2 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5975, Proximalseite, 12.900×.
- Fig. 3—6: *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI
3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5637, Distalseite, 10.000×.
4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5973, Distalseite, 9500×.
5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6571, Proximalseite, 11.000×.
6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5808, Proximalseite, 9000×.
Balkenmaßstab: 1 μ



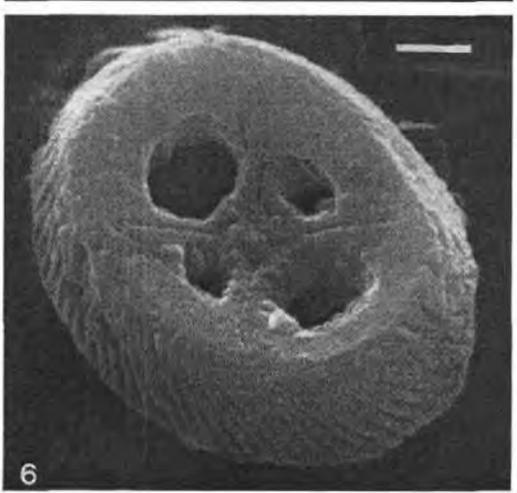
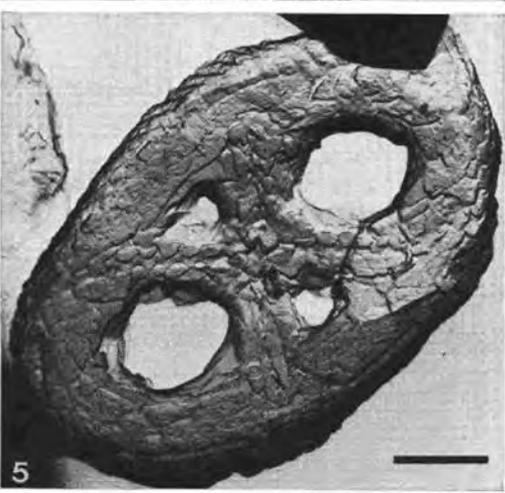
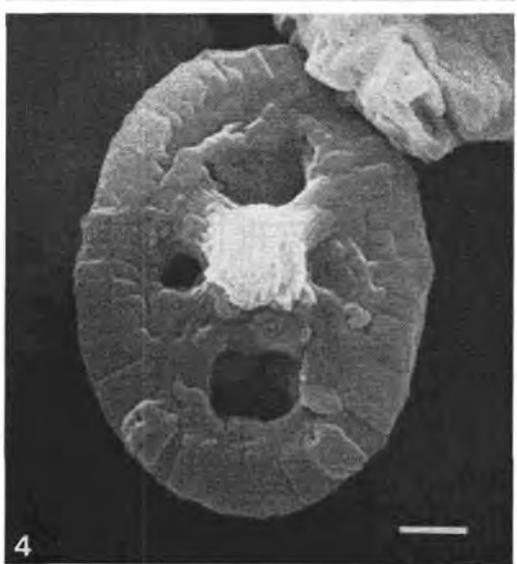
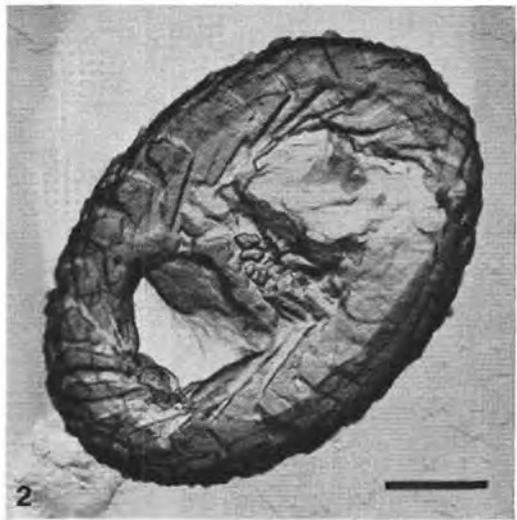
TAFEL 23:

Fig. 1, 2: *Zygodithus erectus* DEFLANDRE

- 1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5949, Proximalseite, 13.300 \times .
- 2 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6497, Distalseite, 16.400 \times .

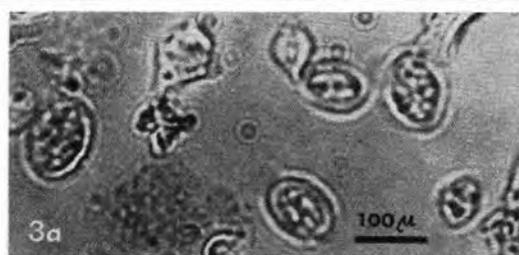
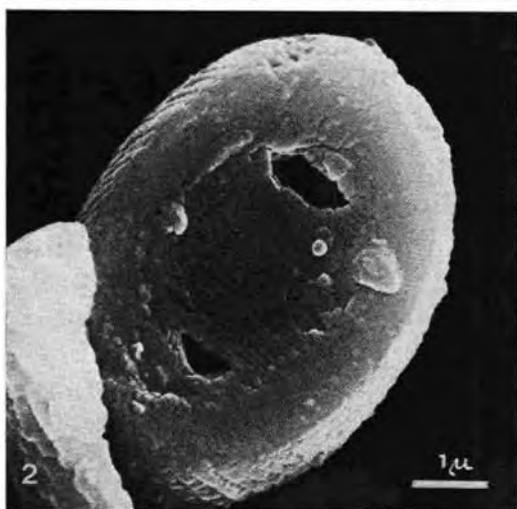
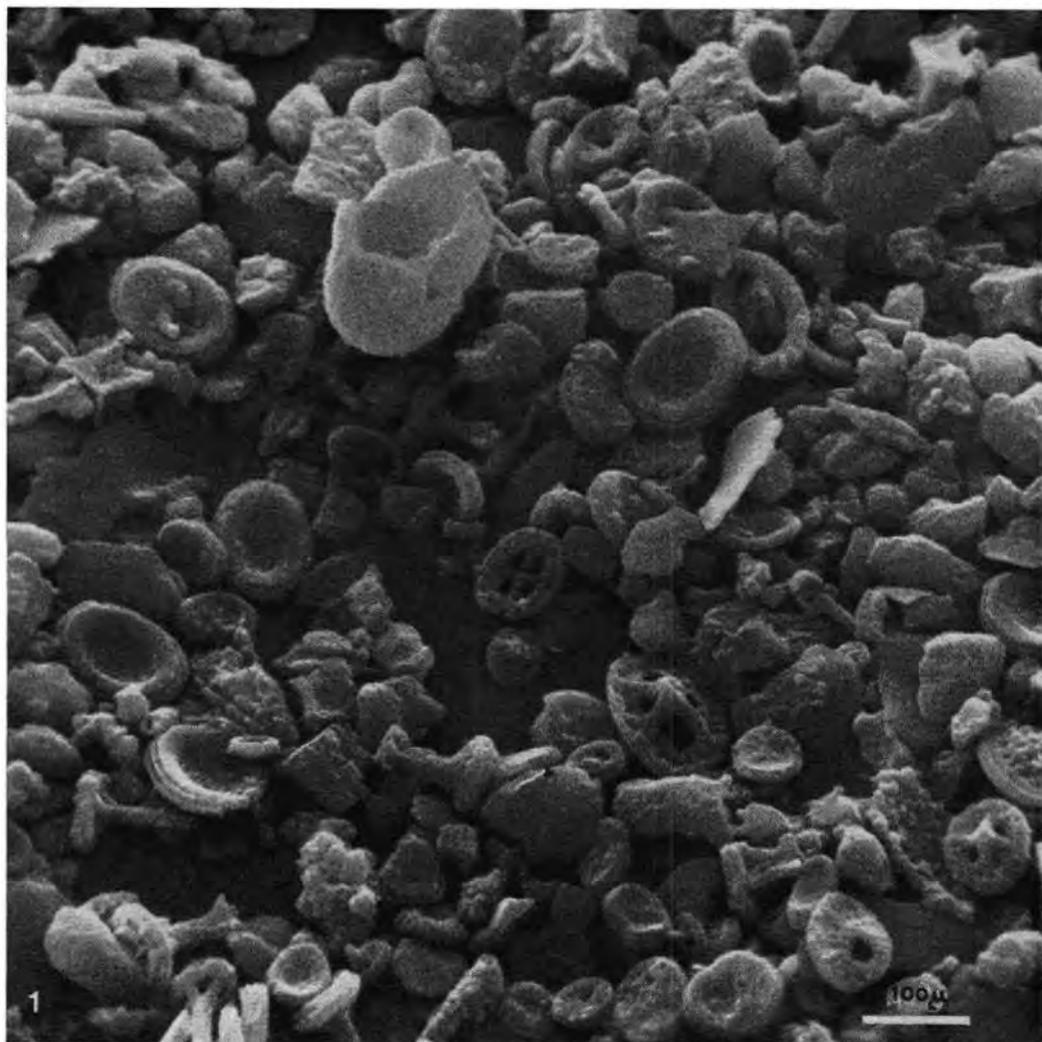
Fig. 3—6: *Zygodithus litterarius* (GORKA) REINHARDT & GORKA

- 3 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 6499, Distalseite, 12.200 \times .
 - 4 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 6234, Distalseite, 9000 \times .
 - 5 Elektronenmikroskopische Aufnahme A 5529, Proximalseite, 12.000 \times .
 - 6 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5800, Proximalseite, 10.000 \times .
- Balkenmaßstab: 1 μ



TAFEL 24:

- Fig. 1: Übersichtsaufnahme
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme R 5662, 1400×.
- Fig. 2: *Percivalia pontilitha* BUKRY
Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme U 730, Proximalseite, 9600×.
- Fig. 3: Übersichtsaufnahmen
Lichtmikroskopische Aufnahmen (15/4), 950×.
3a Im Durchlicht.
3b Zwischen gekreuzten Nicols.

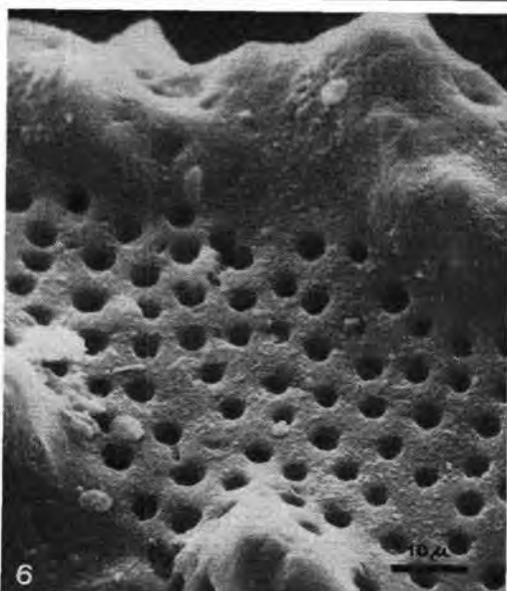
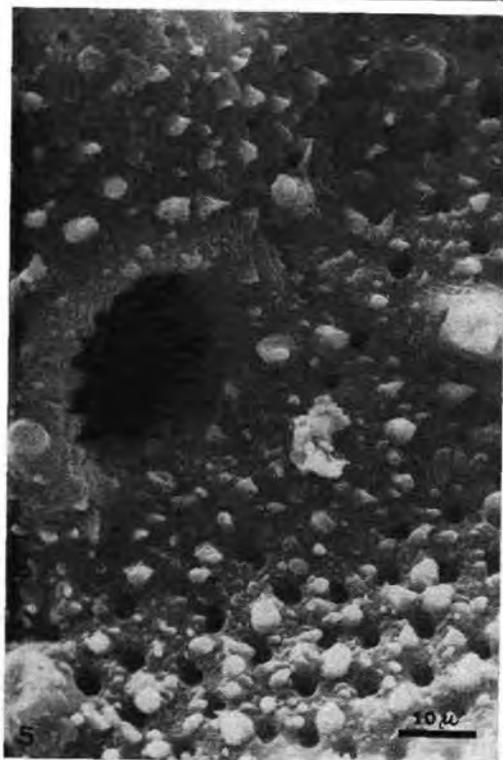
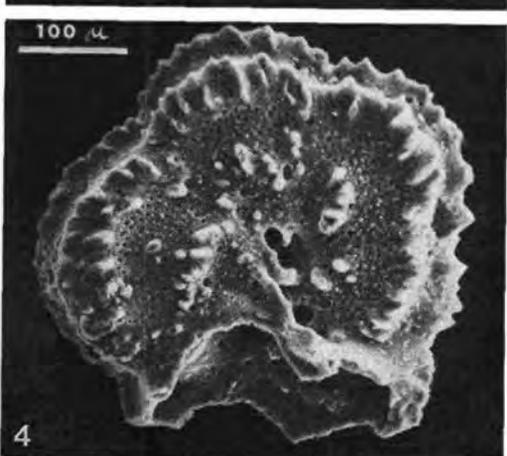
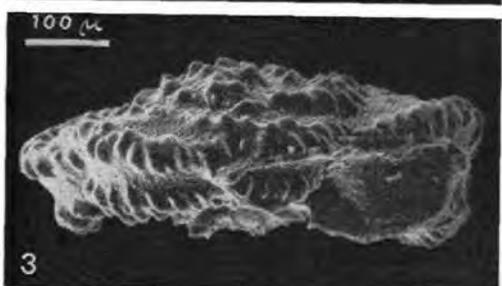


TAFEL 25:

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen.

- Fig. 1—6: *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI)
- | | |
|---|-----------------------------------|
| 1 | R 6224, Umbilicalseite, 112×. |
| 2 | R 6221, Spiralseite, 128×. |
| 3 | R 6226, Seitenansicht, 112×. |
| 4 | R 6227, Umbilicalseite, 144×. |
| 5 | R 6225, Detail aus Fig. 1, 1000×. |
| 6 | R 6223, Detail aus Fig. 2, 1000×. |

Abathomphalus mayaroensis (BOLLI) = Zonenleitfossil im obersten Maastricht.



TAFEL 26:

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen.

Fig. 1—4: *Pseudotextularia elegans* (RZEHAČ)
(biserial)

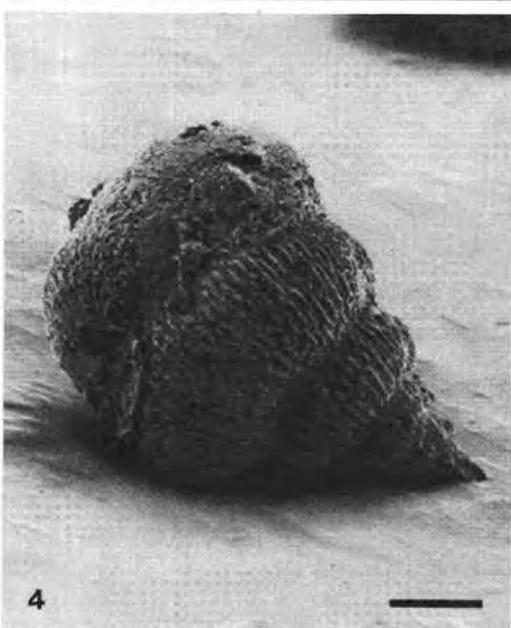
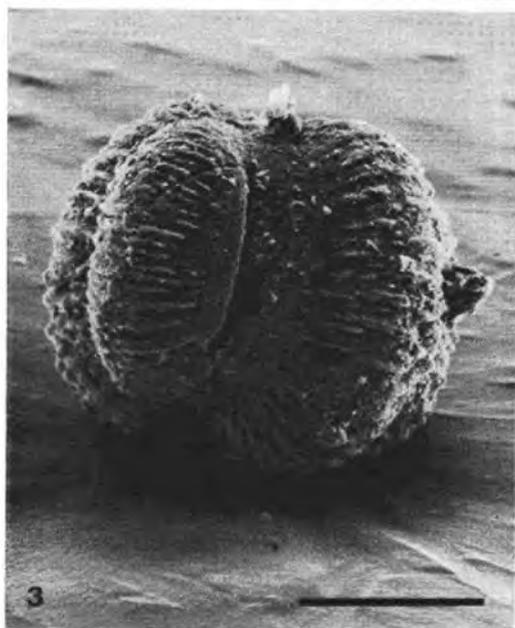
1 R 4787, Frontalansicht, 260×.

2 R 4798, Frontalansicht, 190×.

3 R 4789, Mündungsansicht von Fig. 1, 240×.

4 R 4797, Seitenansicht von Fig. 2, 120×.

Balkenmaßstab: 100 μ .

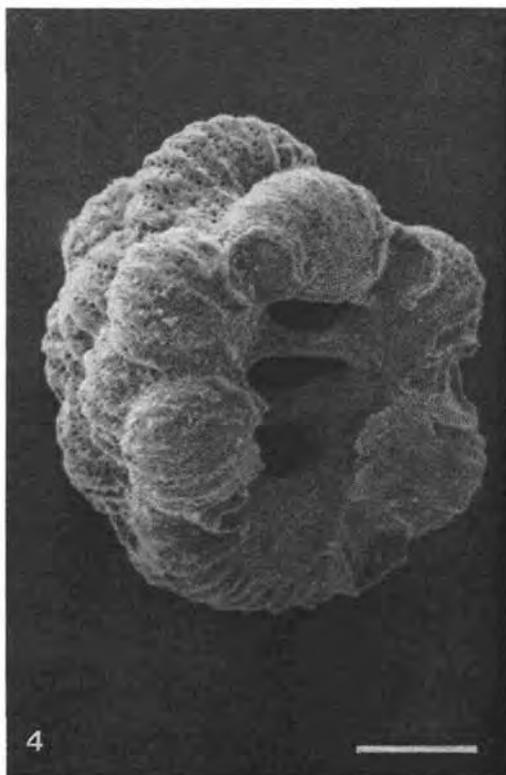
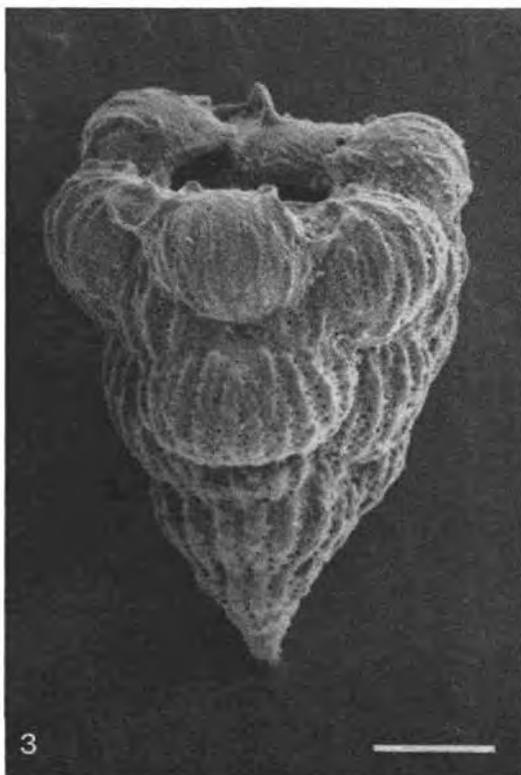
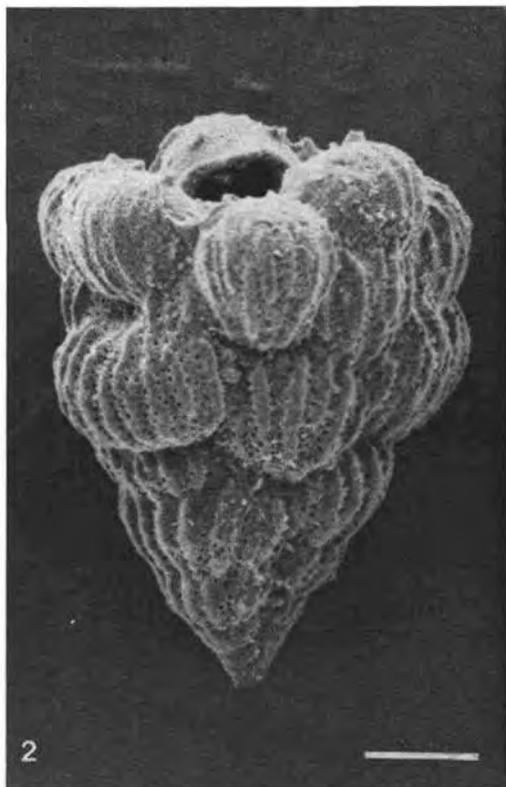
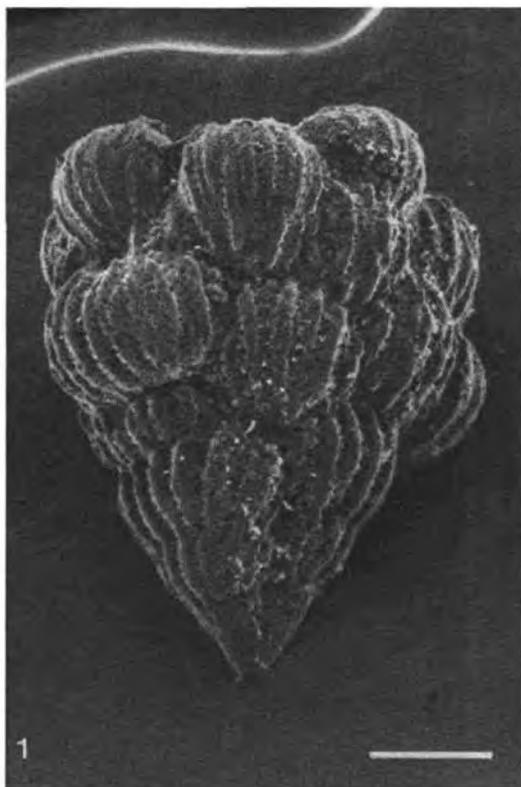


TAFEL 27:

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen.

Fig. 1—4: *Pseudotextularia elegans* (RZEHAК)
(multiserial)

- 1 R 4786, Frontalansicht, 160×.
 - 2 R 4782, schräge Frontalansicht des selben Exemplares, 150×.
 - 3 R 4785, Seitenansicht des selben Exemplares, 160×.
 - 4 R 4784, Mündungsansicht des selben Exemplares, 160×.
- Balkenmaßstab: 100 μ



TAFEL 28:

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen.

Fig. 1—5: *Pseudotextularia carseyae* (PLUMMER)

1 R 4792, Frontalansicht einer multiseriellen Form, 110×.

2 R 4793, Seitenansicht des selben Exemplares, 133×.

3 R 4794, Mündungsansicht des selben Exemplares, 110×.

4 R 4796, Frontalansicht einer Form mit einer seitlichen Supplementkammer, 140×.

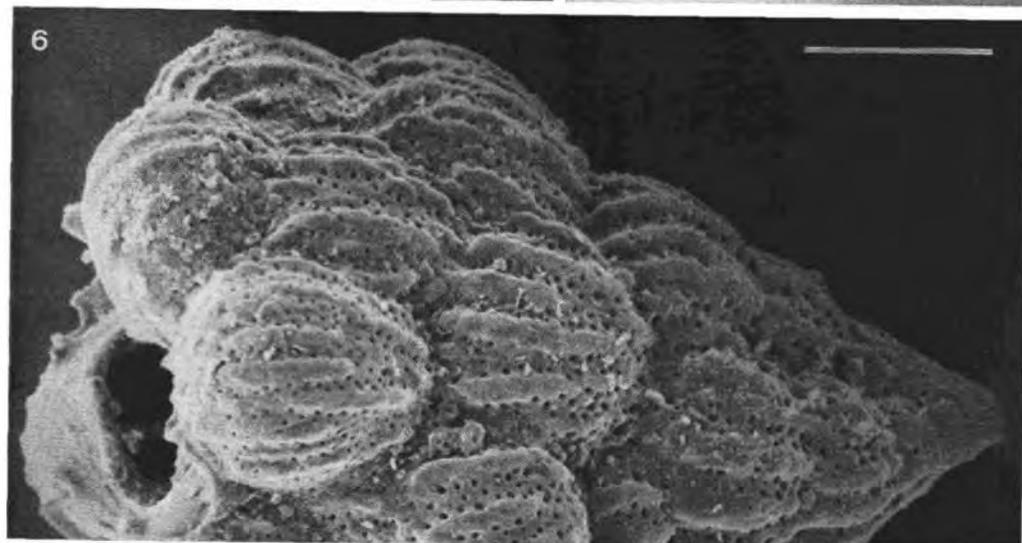
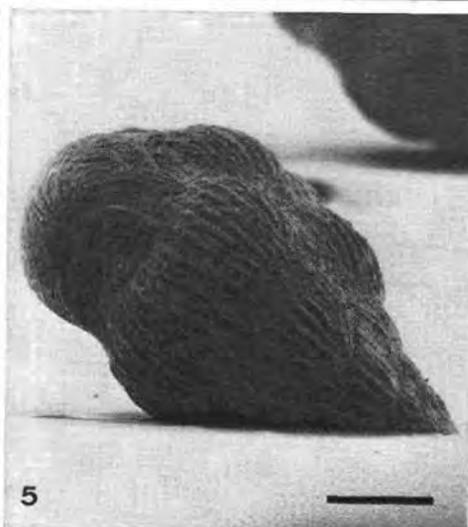
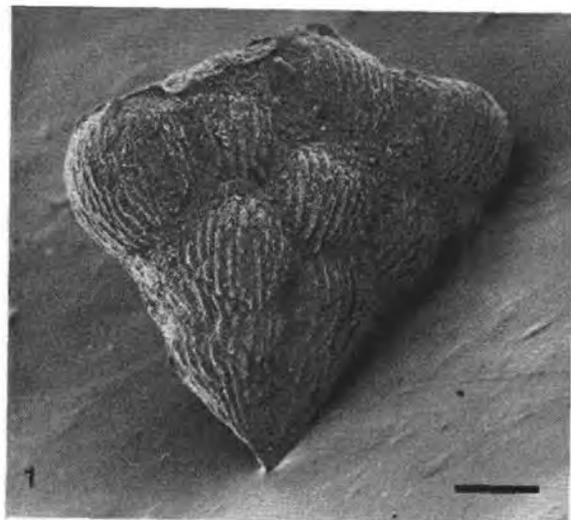
5 R 4795, Seitenansicht des selben Exemplares, 140×.

Fig. 6: *Pseudotextularia elegans* (RZEHAKE)

(multiserial)

R 4783, schräge Frontalansicht (Ausschnitt), 250×.

Balkenmaßstab: 100 μ



Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert

Von Hans Peter SCHÖNLAUB

mit 4 Abbildungen und 8 Phototafeln

Schlüsselwörter

Ostalpen
Burgenland
Porifera
Kreide

Gliederung

	Seite
Zusammenfassung — Abstract	35
Einführung und Problematik	35
Vorkommen, Erhaltung und Aufbereitung der Spiculae	38
Beschreibung der Nadeltypen	40
Systematische Stellung und stratigraphische Aussage	44
Schlußfolgerung	47

Zusammenfassung

Die Rechnitzer Serie (WIESENER, 1932) im südlichen Burgenland galt bisher als fossilleer und wurde einerseits als Paläozoikum (Fortsetzung der Nördlichen Grauwackenzone) angesehen, andererseits lithostratigraphisch mit zentralalpinem Mesozoikum verglichen. Ziel der vorliegenden Studie war daher der Versuch, mittels möglicher Mikrofossilien mehr oder minder präzise biostratigraphische Daten zu gewinnen.

Nach der Bearbeitung von mehr als hundert Kalkproben von verschiedenen Lokalitäten innerhalb des Rechnitzer Schiefergebirges konnten über 700 in Pyrit umgewandelte ehemalige Kiesel- und Kalkspiculae gefunden werden. Die teilweise vorzügliche Erhaltung ermöglicht eine Unterscheidung von mehr als 30 Nadeltypen mit zahlreichen Sonderformen. Die Spiculae verteilen sich in der Hauptsache auf die Klasse Demospongea SOLLAS mit der Ordnung Lithistida und — untergeordnet — auf die Klasse Hyalospongea CLAUS mit den Ordnungen Dictyida und Lychniskida.

Als Alter dieser Schwammnadel-Assoziation kommt nach dem Auftreten von Elementen der Gattung *Pseudoverruculina* MORET, Elementen der Ordnung Lychniskida, einem Criccotrider der Familie Phymaraphiniidae sowie einem nur aus der Kreide bekannten Criccaltrop der Zeitraum höhere Unterkreide bis Oberkreide in Frage.

Abstract

At the eastern border of the Alps, in the Penninic "Rechnitzer Schiefergebirge", microfossils i. e. spicules were discovered for the first time. They indicate a Cretaceous age thus disproving the opinion of several geologists who presumed an early Palaeozoic age. The elements belong to the order Lithistida and less frequently to the order Dictyida and Lychniskida respectively.

Einführung und Problematik

Das Rechnitzer Schiefergebirge gilt seit der Einführung der Deckenlehre in den Ostalpen als ein Schlüsselgebiet für die tektonische Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Auf eine Fläche von mehr als 300 km² im südlichen Burgenland verbreitet, war dieses Gebiet daher schon früh Gegenstand zahlreicher tektonischer Arbeiten. Einen zusätzlichen Anreiz bot die den Gesteinen des Rechnitzer Schiefergebirges eingelagerte Antimonit-Lagerstätte Schlaining, deren Altersstellung, Genese und Beziehung

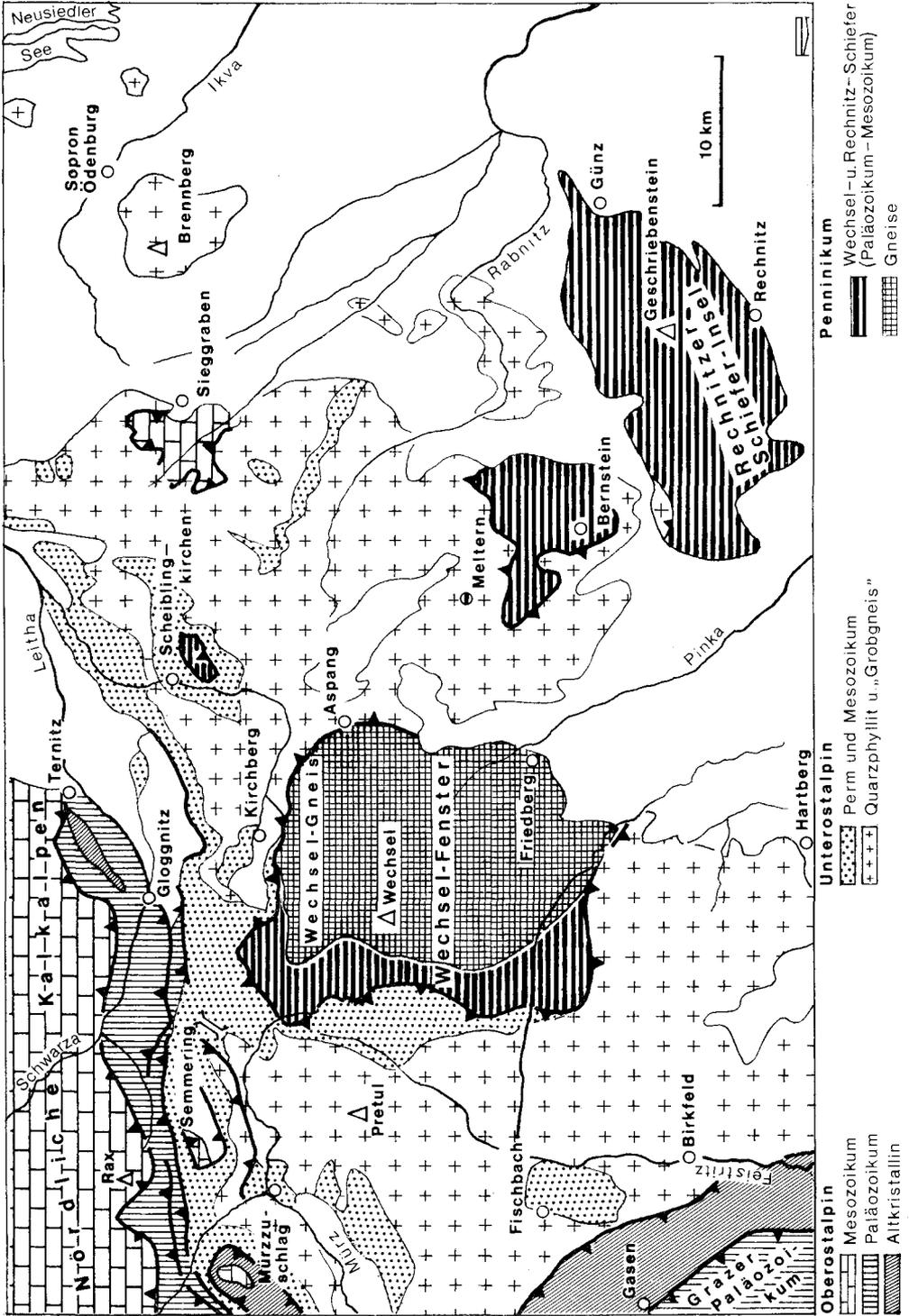


Abb. 1: Geologisch-tektonische Übersicht des Nordostsporns der Zentralalpen (nach TOLLMANN 1959, GWINNER 1971; verändert).

zu den Nebengesteinen seit den ersten Aufnahmen von SCHNABELEGGER, 1871, Ziel vieler detaillierter Untersuchungen war (vgl. HIESSELEITNER, 1947; MAUCHER & HÖLL, 1968).

Die „Rechnitzer Serie“ (WIESENER, 1932) setzt sich aus gering metamorphen Sedimenten und Effusivgesteinen zusammen. Es dominieren Phyllite, Kalkphyllite und Grüngesteine (Serpentine, Grünschiefer), während Plattenkalke, Quarzite, Dolomite und Rauhwacken zurücktreten. Sie tritt in drei isolierten Komplexen („Inseln“), umgeben meist von tertiären Sedimenten, als Rechnitzer, Bernsteiner und Meltener Schieferinsel in Erscheinung. Während nur wenige Kilometer im Osten und Südosten fossilführendes Devon einen Zusammenhang mit paläozoischen Schichtfolgen möglich erscheinen läßt, grenzen die nördlichen und nordwestlichen Anteile mit tektonischem Kontakt an die einem höheren tektonischen Stockwerk im Bauplan der Ostalpen (Abb. 1, 2) angehörende Grobgneissserie (WIESENER, 1932).

Allen Arbeiten stellte sich als ein wesentliches Hindernis für eine befriedigende Aussage, sei es in Hinblick auf die Klärung des tektonischen Baues oder in der Frage nach dem Alter der Antimonit-Vererzung, ein scheinbares Fehlen von stratigraphisch verwertbaren Fossilien entgegen. Dieses Unkenntnis von Fossilien führte (auch hier) zu sehr unterschiedlichen Meinungen über das Alter der dabei angetroffenen Gesteine und ihre tektonischen Position. Danach reichen die Auffassungen über den stratigraphischen Umfang von einer kambro/ordovizischen Schichtfolge (ERICH, 1947, 1961, 1966) über Devon (CORNELIUS, 1952), inverse oder normal lagerndes Karbon (VACEK, 1892; HERITSCH, 1909; MOHR, 1910, 1912; KOBER, 1913; BANDAT, 1932) bis zum Vergleich in stratigraphisch-faziellern Sinn mit penninischen Schichtfolgen (Jungpaläozoikum bis Jura) der Hohen Tauern durch SCHMIDT, 1951, 1955, 1956, sowie PAHR, 1955, 1960, 1964. Großtektonisch wurde das Rechnitzer Schiefergebirge entweder der Grauwackenzone zugeordnet und damit als Oberostalpin angesehen, während SCHMIDT, PAHR (lit. cit.) und TOLLMANN (1959, 1963, 1967) das Rechnitzer Schiefergebirge als penninisches Fenster auffaßten. Nach diesen Autoren taucht es einerseits unter die unterostalpine Grobgneissserie ab, liegt aber andererseits in primärem stratigraphischem Verband mit der prostratigraphisch ins Paläozoikum gestellten Wechselserie (WIESENER, 1932, 1936; PAHR, 1960; vgl. Abb. 2).

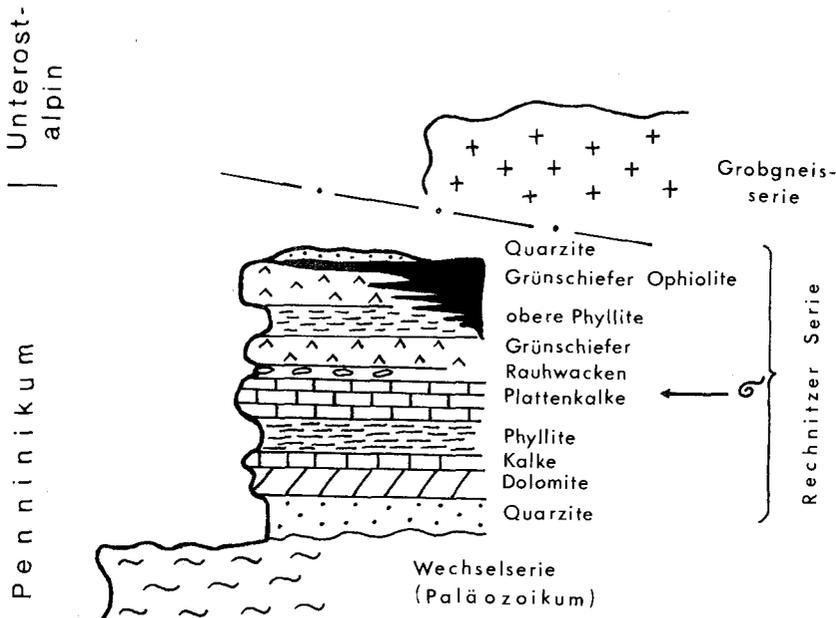


Abb. 2: Tektonische Position und Schichtbestand der Rechnitzer Schieferserie.

Eine ausführliche Zusammenstellung der stratigraphischen und tektonischen Daten findet sich in MAUCHER & HÖLL, 1968, die in Überbewertung geochemisch-stratigraphischer Korrelations-Verfahren die Rechnitzer Schieferserie dem Zeitabschnitt Ordovizium bis Devon zuordneten.

Dank

Die vorliegende Untersuchung von Mikrofossilien geht auf die Anregung des lokalen Bearbeiters, Herrn Dr. A. PAHR, Oberschützen, zurück. Es ist mir eine angenehme Pflicht, in erster Linie ihm für das Interesse an diesen Arbeiten, für die Einführung und Hilfe im Gelände und die vielen Exkursionen zu danken.

Ebenso gebührt der Geologischen Bundesanstalt mein Dank für die Beistellung von Geländetagen und die diversen drucktechnischen Vorarbeiten der Publikation. Kollegen Dr. H. HOLZER danke ich für gemeinsame Begehungen der Lagerstätte Schlaining.

Diese Studie erfolgte im Rahmen des Forschungsvorhabens „Geotraverse Ost“. Für die Förderung in Form einer großzügigen Säurebeistellung sei gedankt. Weiters wurde diese Arbeit durch eine Sachbeihilfe des Projekts 1588 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt, wofür ich herzlich danken möchte.

Die Aufnahmen zur vorliegenden Arbeit wurden an einem Elektronen-Raster-Mikroskop durchgeführt. Den Herren Dr. G. FLAJS, Universität Bonn, und P. SCHOLZE, Reaktorzentrum Seibersdorf, bin ich für die große Zahl hervorragender SEM-Aufnahmen herzlichst verbunden.

Nicht zuletzt danke ich für wertvolle fachliche Hinweise den Herren Prof. Dr. R. E. H. REID, Belfast, sowie Dr. W. E. REIF, Tübingen.

Vorkommen, Erhaltung und Aufbereitung der Spiculae

Die bisher untersuchten mehr als hundert Proben verteilen sich auf alle drei Inseln des Rechnitzer Schiefergebirges. Hier gelangten fast ausschließlich Plattenkalke zur Untersuchung, da nur in einem Fall (Fundpunkt Graben E Prägart) schlämbbare Gesteine angetroffen wurden, die aber keinerlei Mikroorganismen führten.

Folgende Probenpunkte erbrachten positive Ergebnisse:

1. Antimonitbergbau Schlaining, Vinzenzstollen (18m-Sohle \varnothing 636, \varnothing 647, Umgebung \varnothing 636);
2. Forstweg östlich Glashütten in Richtung Stiergraben nach der Abzweigung der Verbindungsstraße Glashütten—Goberling; Geographische Lage $16^{\circ}19'08''/47^{\circ}21'22''$;
3. Glasbachgraben östlich Glashütten unter der Verbindungsstraße Glashütten—Goberling ($16^{\circ}18'52''/47^{\circ}21'20''$);
4. Steinbruch bei Unter-Kohlstätten westlich Kote 529 („Steinwand Riegel“); $16^{\circ}18'45''/47^{\circ}22'12''$;
5. Graben östlich Prägart ($16^{\circ}12'14''/47^{\circ}29'30''$).

Während die Vorkommen 1 bis 4 der Rechnitzer Insel angehören, liegt der Probenpunkt 5 in der nördlichen Meltener Schieferinsel. Die Bernsteiner Insel lieferte bisher noch keine Mikrofossilien. Die geographische Lage ist der Österreichischen Karte 1:50.000, Blatt 137 Oberwart, entnommen.

Die Plattenkalke mit einer durchschnittlichen Probenmenge von 2 kg wurden nach dem üblichen Verfahren in zerkleinertem Zustand in Monochloressigsäure vollständig aufgelöst, geschlämmt und mit Bromoform zum Zwecke einer Schwereretrennung weiter behandelt. Die durchwegs geringen Säurerückstände zeigen, daß die teilweise bituminösen grauen Kalke sehr rein sind und häufig nur Schwammreste in sehr unterschiedlichem Erhaltungszustand und wenig Quarz führen. Pyrit als Würfel und Penta-



Abb. 3: Der Probenpunkt Nr. 5 im Graben östlich Prägart (Meltener Schieferinsel).

gondodekaeder ist sehr selten. Andere Organismengruppen, sieht man von Rhaxen-ähnlichen sphärischen Körpern (Rogenpyrit?) und nicht bestimmbar zylinderförmigen Gebilden in den Kalken des Antimonit-Bergwerkes Schlaing ab, konnten nicht nachgewiesen werden.

Die ursprüngliche Substanz der Schwammnadeln (Opal, Calcit) ist in keinem Fall erhalten. Vielmehr ist die Überlieferung der Spiculae, besonders aus der Möltener Schieferinsel, in einer bemerkenswert guten FeS_2 -Erhaltung oder ihrer Umwandlung in Limonit. Ergänzende Röntgen-Diffraktometer-Aufnahmen (Dr. G. TRETZ, Darmstadt) weisen dabei eindeutig nach, daß die Spongien-Nadeln in FeS_2 -Erhaltung ausschließlich aus Pyrit bestehen.

Nach dem Dünnschliff-Befund und nach Schlämmergebnissen sind die isolierten Spiculae sehr unregelmäßig im Gestein verteilt bzw. örtlich angereichert. So fand sich der Großteil der hier beschriebenen Skelettreste in einer nur wenige Zentimeter mächtigen Lage in Plattenkalken der Möltener Schieferinsel (Abb. 3). Die enge Beprobung in der Fortsetzung des Profils lieferte wesentlich weniger und meistens schon in Limonit umgewandelte Spiculae.

Sehr auffallend ist die Beobachtung, daß sowohl die zarten Desmen der Lithistida als auch die Arme (Kladiske) der Triaene nur selten bruchstückhaft vorliegen. Häufiger finden sich aber geradgestreckte, isolierte Nadeln, die ein Überwiegen styloser Monaxone (BUTLER, 1961) vortäuschen, jedoch als Schäfte (Rhabde) diversen Triaenen zuzuordnen sind. Bruchflächen nahe den Enden der Kladiske bzw. an isoliert auftretenden Schäften von Triaenen lassen in vielen Fällen den kreisrunden Querschnitt des primären Achsenkanals erkennen. Da nach POKORNY 1958 Kalknadeln während der Fossilisation ihren Achsenkanal verlieren, könnte dies als Hinweis gewertet werden, daß die ange-troffene Schwammnadel-Assoziation von Kieselschwämmen abzuleiten ist

(*Demospongia* SOLLAS, *Hyalospongia* CLAUS). Ebenso liegt nach der Erhaltung des Achsenkanals der Schluß auf eine frühdiagenetische Pyritisierung der Skelettreste nahe (vgl. S. 45).

Beschreibung der Nadeltypen

Der Schwammkörper der meisten fossilen wie rezenten Spongien wird von einem Stützskelett gebildet. Als Skelettreste (Spiculae) werden Megaskleren und die kleineren, fossil kaum erhaltungsfähigen Mikroskleren unterschieden.

Die Einteilung der Skelettnadeln erfolgt in sechs morphologische Typen nach der Zahl und Stellung der Achsen bzw. nach der Zahl der Nadelspitzen. Aus diesen wenigen Grundformen leitet sich durch Variation der Strahlen die morphologische Vielfalt der Spiculae ab. In der Klassifikation und Terminologie der Skelettelemente wird im wesentlichen den umfangreichen Arbeiten von SCHULZE & LENDENFELD, 1889; RAUFF, 1893—94; SCHRAMMEN (ab 1910) und POKORNY, 1958, gefolgt. Die nachfolgende Typisierung von den einfachen zu den komplizierten Formen hält sich an REIF, 1967. Diese Reihenfolge entspricht jedoch nicht der Häufigkeitsverteilung des vorliegenden, mehr als 700 Einzelelemente umfassenden Materials.

In der Schwammnadel-Assoziation aus dem Rechnitzer Schiefergebirge treten häufig Formen auf, die bisher nicht beschrieben worden sind und entweder in der Länge der Strahlen, im Winkel der Achsen oder ihrer Zahl von bekannten Typen abweichen. Um nicht neue Termini und künstliche Gruppen einzuführen, werden sie als Sonderformen angesehen und verschiedenen Grundtypen zugerechnet.

Das beschriebene und abgebildete Material wird in der Mikrofossilien-Sammlung der Geologischen Bundesanstalt, Wien, aufbewahrt.

Es konnten bisher folgende Typen nachgewiesen werden:

1. Monactine und Diactine

Diese einachsigen Nadeltypen mit gleichartig ausgebildeten oder verschiedenen Enden sind sehr selten; es liegen nur insgesamt zehn Spiculae vor.

Styl:

- a) Gerades Spicul, an einem Ende stumpf, an der entgegengesetzten Seite spitz auslaufend. In der Mitte des Rhabds stärkste Verdickung. Länge 1.1 mm; 1 Exemplar; Taf. 1, Fig. 1.
- b) Gerades Rhabdom, dessen eines Ende abgerundet ist, während das andere zugespitzt ist. Länge 0.9 mm; Durchmesser 0.1 mm; 1 Exemplar.

Tylostyl:

Nadelförmiges Spicul mit einem verdickten Ende, die andere Seite in eine Spitze mündend. Länge 1.5 mm; 1 Exemplar; Taf. 1, Fig. 2.

Amphistrongyl:

- a) Zigarrenförmiges Rhabdom mit beiderseits abgerundeten Enden. Verhältnis Länge : Durchmesser = 4 : 1; 1 Exemplar; Taf. 1, Fig. 3.
- b) Dünne, lange Nadel mit einem Knick etwa in der Mitte. Länge 1.2 mm; 2 Exemplare; Taf. 1, Fig. 4.
- c) Dünne, gekrümmte Nadel mit beidseitig abgerundeten Enden. Länge 0.8 mm; 1 Exemplar.

Amphiox:

Dünnes, gerades Rhabd mit beiderseits spitzen Enden. Länge 1 mm; größter Durchmesser 0.08 mm; 2 Exemplare; Taf. 1, Fig. 5.

2. Triactine

Dichophyllotriod:

Radspeichen-ähnliches Triactin mit stark verkürztem Rhabdom; Durchmesser 1.1 mm; 1 Exemplar; Taf. 2, Fig. 5, 6.

Anadiaen:

Ankerförmiges Spicul, bei dem von einem längeren Schaft in einer Ebene liegend zwei zurückgebogene kurze Strahlen abgehen. Das vorliegende einzige Exemplar ist teilweise in Limonit umgewandelt. Kennzeichnendes Skelettelement der Ordnung Lyssakida ZITTEL. Taf. 2, Fig. 1, 2.

Oxytriactin:

Es liegen keine typischen Formen vor, sondern nur Übergänge zum Oxycaltrop mit einem sehr kurzen Rhabdom:

- a) Triactin mit drei in einer Ebene liegenden Strahlen. Die Strahlenspitzen sind meist abgebrochen, die wenigen unversehrten zeigen ein spitzes Auslaufen. Senkrecht auf die drei Strahlen geht ein vierter kurzer vom Kreuzungsknoten ab; etwa 20 Exemplare; Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 3, 4; Taf. 7, Fig. 4.
- b) Triactin mit drei wenig aufgebogenen, unterschiedlich langen Strahlen. Der Winkel zwischen den Kladissen variiert (entspricht Tetractin b s. REIF, 1967:91, bzw. Oxycaltrop c s. MOSTLER, 1971:10); 1 Exemplar; Taf. 4, Fig. 6.

Strongyltriactin:

- a) Triactin mit drei gleich langen Strahlen, die nahe dem Kreuzungsknoten etwas eingeschnürt sind. Der Winkel zwischen den Strahlen beträgt etwa 120°. Die Oberseite aller drei Strahlen, die rund enden, ist dicht mit Warzen bedeckt; Länge der Strahlen 0.2 mm; 1 Exemplar; Taf. 5, Fig. 2.
- b) Triactin mit einem langen und zwei kürzeren Strahlen, die in einer Ebene liegen und rund enden. Durchmesser eines Strahles 0.2 mm; Länge des größten Strahles 0.8 mm; limonitische Erhaltung.

3. Tetractine

Criccaltrop?:

Es liegt ein Bruchstück eines mit zehn Ringen besetzten Strahles vor. Die übrigen drei Strahlen sind abgebrochen, ihre Ansatzpunkte aber deutlich erkennbar. Bisher sind aus dem Jura nur Criccaltrope mit vier bis sechs Ringen (REIF, 1967) bzw. fünf Ringen (GEYER, 1962) gefunden worden, während CARTER, 1871, aus der Unterkreide solche mit sechs bis acht Ringen abbildete und auch GEYER, 1955, in Anlehnung an SCHRAMMEN, 1924, auf die Zunahme der Ringe bei den cricomorphen Spiculae vom Jura zur Kreide aufmerksam machte. Taf. 3, Fig. 1, 2.

Protriaen:

Von einem längeren Rhabdom gehen drei mehr oder weniger lange, spitz endende Strahlen im stumpfen Winkel ab.

- a) Drei gleich lange Kladisse, die gerade oder gekrümmt sind. Sie weisen deutlich vom Rhabdom ab; etwa 40 Exemplare; Taf. 1, Fig. 7, 8.
- b) Von drei ungleich langen Kladissen ist einer an der Spitze dichotom gespalten; 1 Exemplar; Taf. 3, Fig. 3, 4.
- c) Drei verschieden lange Kladisse, die vom Rhabdom abzweigen, an den Enden aber nach innen gebogen sind; 5 Exemplare; Taf. 1, Fig. 9.
- d) Geschwungenes Rhabdom mit drei ungleich langen Kladissen; 2 Exemplare; Taf. 1, Fig. 10.

Prodichotriaien:

Protriaien mit gegabelten Kladisken.

- a) Die Ausbildung der Kladiske variiert sehr: Es finden sich Formen, bei denen die Länge der Kladiske sehr verschieden ist, weiters solche, bei denen die Spitzen nach oben, senkrecht zum Rhabdom oder nach unten weisen. Sämtliche abgeschlagenen Spitzen zeigen den Querschnitt des Kladiskenkanals. Das Rhabdom ist sehr lang und läuft im Normalfall spitz aus. Sehr häufig (über 300 Exemplare); Taf. 3, Fig. 5.
- b) Nur in einem Fall ist zu beobachten, daß der Schaft nahe der Abzweigung der Kladiske relativ dünn ist und zum anderen abgebrochenen Ende hin anschwillt; Taf. 4, Fig. 1, 2.

Orthodichotriaien:

Protriaien mit dichotom gegabelten Kladisken, die senkrecht auf den Schaft stehen. Sie sind durch Übergänge mit den Prodichotriaien verbunden, jedoch seltener.

- a) Normalfall; etwa 10 Exemplare; Taf. 1, Fig. 8.
- b) Sonderfall mit kurzem Rhabdom und mehrfach gespaltenen Kladisken (? Übergang zu Phyllotriaien); 1 Exemplar; Taf. 3, Fig. 6.

Orthophyllotriaien:

Triaien mit blattartig verbreiterten Kladisken (= Kladom), die senkrecht zu einem rudimentär angedeuteten Rhabdom sind.

- a) Großes Phyllotraien mit unregelmäßiger Gabelung; Kladom in der Regel mit rundem Umriß; Durchmesser 0.5—0.6 mm; etwa 30 Exemplare; Taf. 4, Fig. 3, 4.
- b) Phyllotriaien mit lappenartigem Kladom. Teilweise sehr unregelmäßiger Umriß. Etwa gleiche Größe; 12 Exemplare; Taf. 4, Fig. 5.

Pentactine mit fünf von einem Punkte ausgehenden Strahlen wurden in der Schwammnadel-Assoziation nicht angetroffen.

4. Hexactine**Oxyhexactin:**

Spicul mit sechs von einem Zentrum ausgehenden Strahlen, die untereinander einen rechten Winkel bilden.

- a) Hexactin mit vier in einer Ebene liegenden Strahlen, die zwar abgebrochen sind, vermutlich untereinander aber ähnlich sind. Auf sie stehen senkrecht zwei sehr kurze, spitz endende Strahlen. Taf. 5, Fig. 1.
- b) Dichotomes Hexactin. Strahlen wie oben. Ein senkrecht stehendes Strahlenpaar ist zusätzlich dichotom gespalten. Taf. 1, Fig. 9.

Oxyhexactine sind die charakteristischen Skelettelemente der Hyalospongea (vgl. SCHRAMMEN, 1912, „Dictyonhexactin“).

Lychnisk (Taf. 5, Fig. 3, 4):

Sonderform des Hexactins mit einem kompliziert gestalteten Kreuzungsknoten des dreiachsigen Spiculs: Das Lychnisk kommt dadurch zustande, daß „... jeder der sechs rechtwinklig zusammenstoßenden Arme vier in zwei Haupt-Symmetrie-Ebenen gelegene schräge Äste aussendet, die mit den entsprechenden Ästen der Nachbarachsen verschmelzen. Auf diese Weise entstehen um den Kreuzungspunkt herum die zwölf Kanten eines regulären Oktaeders“ (RAUFF, 1893—94 : 166; vgl. Abb. 4).

RAUFF führt weiter aus, daß die den Achsenkanal umschließenden Hauptstrahlen sich in wesentlich verringerter Stärke im Mittelpunkt der „Laterne“ treffen. Die Oktaederkanten sind dagegen dicht und lassen keinerlei Kanalsystem erkennen.

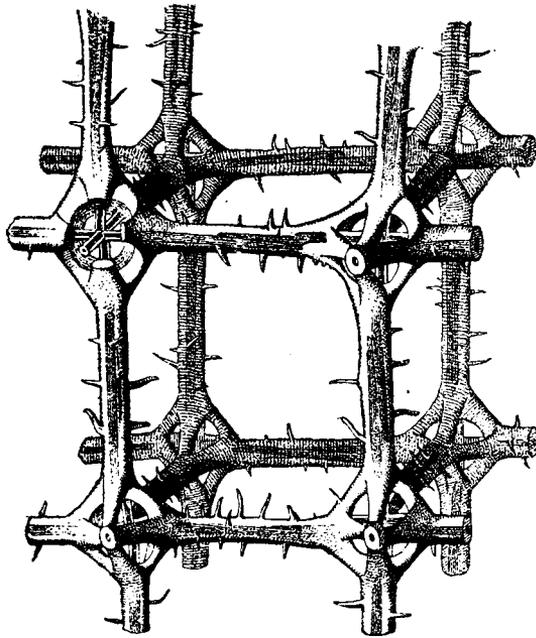


Abb. 4: Kubisches Skelettgitter, aus 8 Lychisken zusammengesetzt (Original-Abbildung RAUFF 1893/94: Fig. 33).

Der vorliegende Einzelfund eines Lychnisk zeigt nicht die von RAUFF beschriebene regelmäßige Form des Oktaeders. Während vier in einer Ebene liegende Oktaederkanten, die einem senkrecht aufeinander stehenden Strahlenpaar entsprechen, nahezu die gleichen Durchmesser wie die Hauptstrahlen des Spiculs haben, sind die acht Verbindungsleisten (= Oktaederkanten), die zur senkrecht darauf stehenden dritten Achse des Hexactins führen, wesentlich dünner und in Richtung auf die dritte Achse abgebrochen. Daher ist es nicht möglich, Angaben über die Stärke und Länge dieser Achse zu machen, die aber für die Rekonstruktion des von jeweils acht Lychnisknen eingeschlossenen Raumes des Skelettgitters erforderlich sind.

Lychnische charakterisieren die Ordnung Lychniskida.

5. Polyactine und Anactine

Sterraster:

Kugeliges Gebilde aus verschmolzenen Strahlen. Der Einzelfund aus dem Rechnitzer Schiefergebirge hat einen Durchmesser von 0,3 mm und eine dicht mit Warzen bedeckte Oberfläche.

Rhaxen:

Aus dem Bergbau Schlaining und von anderen Fundpunkten liegen zahlreiche ellipsoidische, in Form und Größe (Durchmesser unter 0,4 mm) Rhaxen gleichende Körper vor. Die Unterscheidung von Rogenpyrit ist aber auf Grund der vollständigen Pyritisierung dieser Körper nicht mit Sicherheit möglich.

6. Desmen

Desmen (Desmone) sind die Skelettelemente der Lithistida. Dabei handelt es sich um unregelmäßige, wurzelähnliche Nadeln, die aus der Umwandlung einachsiger Formen entstanden sind („Spicula irregularia“ im Sinne RAUFFS, 1894 : 156). Durch Zygoze verbinden sich die Enden eines Desmons (Zygom) mit den benachbarten Desmen.

Form und Größe sowie Ornamentierung der Desmen ermöglichen eine weitere Untergliederung.

Im vorliegenden Säurerückstand fanden sich folgende morphologische Typen:

Sphaeroclon:

Von einem knopfartig verdickten Zentrum (Brachyom), das mit Warzen bedeckt ist, gehen drei bis sechs Arme aus, die spitz enden oder wurzelig aufspalten. Sehr selten (2 Exemplare); Taf. 5, Fig. 6.

Didymmoclon:

Hantelförmiges Desmon mit kurzem, glattem Stiel und verdickten Enden, von denen drei oder mehr Arme ausgehen. Die trichterartig erweiterten Enden der Arme verbinden sich mit den Armen benachbarter Didymmoclone. Die angetroffenen zwei Exemplare sind nur zur Hälfte erhalten. Größe 0.5 mm; Taf. 6, Fig. 1, 2.

Criccotrider:

Der Einzelfund zeigt die charakteristische Ausbildung mit drei in Triodform angeordneten Clonen, die je einen Ring aufweisen.

Trider:

Drei kurze Clone bilden die Kanten einer sehr flachen Pyramide. Ein vierter, senkrecht stehender Strahl ist angedeutet. Die Clone sind mit Warzen bedeckt und enden wurzelartig. Größter Durchmesser 0.8 mm; Einzelfund; Taf. 8, Fig. 1.

Rhizoclone:

Monocrepiden, sehr unregelmäßiges Desmon mit bis zu vier Armen, aus denen kurze, spitze Seitenäste, Zacken und Dornen entspringen. Größter Durchmesser 0.6 mm; selten (etwa 10 Exemplare); Taf. 6, Fig. 3.

Rhizoclone charakterisieren die Unterordnung Rhizomorina.

Dicranoclone (Taf. 6, Fig. 4—6; Taf. 7, Fig. 1—3, 5, 6; Taf. 8, Fig. 2—6):

Die Hauptmasse der über zweihundert aus den Kalken des Rechnitzer Schiefergebirges stammenden Desmen wird zu diesem Typ gestellt. Während RAUFF, 1894: 157—158, sie als „von Warzen bedeckte Desmone, bei dem von einem meist verdickten Zentrum ein bis vier Arme mit krallenartigen Zygomen nach einer Seite hin ausgehen“ definierte (s. REIF, 1967: 96), erweiterte MORET, 1926: 28, diese Fassung dahingehend, daß er auch monocrepide Desmen ohne zentralen Knoten mit bis zu vier Armen und unterschiedlicher Ornamentierung als zu den Dicranoclonen gehörig auffaßte.

Sämtliche mir vorliegenden Exemplare stimmen mit der erweiterten Definition MORETS überein. Es handelt sich um sehr formenreiche, im Durchschnitt etwa 1 mm große Desmen ohne zentralen Teil. Von einem länglichen, meist mit Warzen bedeckten oder an der Oberseite mit Wülsten versehenen, stark gekrümmten Körper (Epirhabd) gehen in einer variablen Zahl mehr oder weniger lange Seitenäste (= Clone) aus, die in gleicher Weise wie die zentrale Achse ornamentiert sind. Im allgemeinen enden die Clone spitz; aber auch krallenartige Aufspaltung und gerundete Enden finden sich. Die rundlichen Wülste reichen bis an eine seitliche Naht. Die Unterseite der Desmen ist glatt.

Dicranoclone charakterisieren die Unterordnung Dicranocladina.

Die systematische Stellung und die stratigraphische Aussage

Im Gegensatz zum außerordentlichen Individuen- und Artenreichtum jurassischer und kretazischer Schwammfaunen in den außeralpinen Epikontinentalräumen bleibt die Kenntnis alpiner Schwämme und ihrer Skelettreste im Mesozoikum auf wenige bestimmbare Arten und vereinzelte Angaben über Schwammnadel-Führung in Schlamm-

rückständen und Schliften beschränkt (vgl. H. W. FLÜGEL, 1972). Aus diesem Grunde sind die in jüngster Zeit, einerseits aus triassischen Mikrofaunen der Ostalpen (MOSTLER, 1971), andererseits aus Oberjura-Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen (E. FLÜGEL & MEIXNER, 1972) gemeldeten Spongiennadeln von besonderem Interesse. Sie stellen nicht nur einen nicht unbedeutenden Beitrag für palökologische und fazieskundliche Fragestellungen dar, sondern ergänzen ganz wesentlich die bisherige Kenntnis der zeitlichen Verbreitung einzelner isoliert aufgefundener Schwammnadeln und ihre Gruppierung zu Assoziationen.

Dennoch oder gerade auf Grund dieser Beobachtungen bleibt die stratigraphische Verwertbarkeit isolierter Spiculae bzw. fossiler Schwämme im allgemeinen umstritten. Während z. B. REIF, 1967, und MOSTLER, 1971, durch umfangreiche Untersuchungen im Weißjura der Schwäbischen Alb bzw. in der Trias der Ostalpen eine große Zahl bisher nur aus jüngerer Zeit bekannter Spiculae auch im Oberjura bzw. in der Trias nachweisen konnten und damit die „Lebenszeit“ diverser Spiculae-Typen erheblich ausdehnen konnten, mißt SCHRAMMEN, 1936 : 174 ff., einzelnen Spongien-Arten nur dann einen Leitwert bei, wenn ihre Kurzlebigkeit durch ausreichende Erforschung der vertikalen Reichweite und unter Ausschaltung scheinbarer Lebenszeiten (= Ausschnitt der wahren Lebenszeit) erwiesen ist. So deuten sich nach MOSTLER, 1971 : 6, bei den Kieselspiculae der Trias bereits heute die Abtrennung von drei Spiculae-Assoziationen mit stratigraphischer Bedeutung innerhalb der Trias an. GEYER, 1955, konnte zeigen, daß bei den ericcomorphen Spiculae eine Zunahme der Ringe vom Jura zur Kreide hin festzustellen ist. Auch bezüglich der Möglichkeit einer generischen Bestimmung isolierter Spiculae, die die Voraussetzung einer Biostratigraphie von Schwämmen ist, bemerkt LAUBENFELS, 1955 : 28, daß „... a few sorts of remarkable spicules may serve for generic identification“. Eine ähnliche Ansicht, betreffend den Wert isolierter Schwammnadeln, vertritt POKORNY, 1958 : 1.

Wie erwähnt, liegen die im Rechnitzer Schiefergebirge angetroffenen Schwammnadeln durchwegs in Pyrit-Erhaltung vor. Dabei fällt auf, daß der pseudomorphe Ersatz sowohl die Spiculae der Klasse Demospongea (nach der Systematik von LAUBENFELS, 1955), als auch jene der Klasse Hyalospongea und möglicherweise der Klasse Calcispongea in gleicher Weise betrifft. Der Anteil der Vertreter aller drei Klassen an der Zusammensetzung der oben angeführten Schwammnadel-Assoziation ist allerdings sehr unterschiedlich.

1. Klasse Calcispongea BLAINEVILLE

Mit Vorbehalt lassen sich zu dieser Klasse die wenigen pyritisierten monaxonen Nadeln (Monactine, Diactine) sowie das Oxytriactin b zurückführen. Sie können der Ordnung Pharetronida zugeordnet werden.

POKORNY, 1958, nennt als Kriterium zur Unterscheidung Kieselschwämme — Kalkschwämme das Vorhandensein bzw. Fehlen eines Achsenkanals. Dieses Kennzeichen kann im vorliegenden Fall meines Erachtens nach nicht herangezogen werden, da im Verlaufe einer frühdiagenetischen Pyritisierung die Überlieferung des Achsenkanals auch bei Kalk-Spiculae möglich erscheint.

2. Klasse Hyalospongea CLAUS

Auf diese Klasse weisen der Einzelfund eines Anadiaen, die Sonderformen des Oxyhexactins sowie der Einzelfund eines Lychnisk. Während das Anadiaen als Beleg für das Vorhandensein der Ordnung Lyssakida gelten kann, sind die Ordnungen Dictyida und Lychniskida auf Grund der Hexactine und des Lychnisk sicher vertreten.

3. Klasse Demospongea SOLLAS

Der weitaus größte Teil der angetroffenen Spiculae ist zu dieser Klasse zu stellen.

Eine Vertretung der Ordnung Choristida ist möglich, aber insofern nicht erwiesen, da die Hauptmasse der langschäftigen Triaene wohl als Dermalia der Ordnung Lithistida angehört.

Innerhalb der Ordnung Lithistida dominiert nach den kennzeichnenden Skelettelementen die Unterordnung Diceranocladina (Diceranoclone) mit der Familie Corallistidae SOLLAS (nach der Einteilung MORET), wenig in Erscheinung treten die Unterordnungen Tetracladina mit der Familie Phymaraphiniidae (Criccotrider), Rhizomorina (wenige Rhizoclone), Didymmorina (Didymmoclonen) und Sphaerocladina (Sphaeroclone).

Typische Skelettelemente der Unterordnung Megamorina (Megaclone) fehlen dagegen im Spiculae-Material des Rechnitzer Schiefergebirges.

Von den angetroffenen Schwammnadeln geben als einzige die auffallenden und leicht wiedererkennbaren Diceranoclone der Familie Corallistidae SOLLAS (von LAUBENFELS, 1955, auf die beiden Unterordnungen Rhizomorina ZITTEL und Eutaxielladina RAUFF aufgeteilt) Hinweise auf die Gattung, in der sie auftreten. Nach MORET, 1926, und LAGNEAU-HERENGER, 1962, wird ausschließlich die Gattung *Pseudoverruculina* MORET von Desmen typisiert, „... die einfache oder ankerförmige Diceranoclone sind, konkav nach innen gekrümmt sind und fast immer gleich lange, meist dreifüßige Äste aufweisen. Sie sind relativ dick und mit Ringen ornamentiert, die infolge Aneinanderreihung kleiner Tuberkeln die regelmäßige Form eines Wulstes erhalten“ (MORET, 1926: 105).

Die Gattung *Pseudoverruculina* MORET, ursprünglich monospezifisch aufgestellt, umfaßt nach den Untersuchungen von LAGNEAU-HERENGER, 1962, die beiden Arten *Ps. niciensis* MORET, 1926, und *Ps. globosa* LAGNEAU-HERENGER, 1962. Sie tritt nach den detaillierten Studien der Unterkreide-Schwammfaunen Spaniens und Frankreichs (LAGNEAU-HERENGER, 1962) erstmals im Apt Spaniens (S Barcelona) auf und reicht nach MORET, 1926, über das Emscherien von Nice bis in das Senon der französischen Voralpen.

Wenn auch die Spiculae von *Pseudoverruculina* sehr typisch sind, ist eine Bestimmung von Arten nach der alleinigen Kenntnis der Megaskleren bei fossilem Material kaum möglich. Zur Bestimmung niederer Kategorien sind neben Mikrosklernen auch Spiculae-Kombinationen, die Morphologie des Schwammkörpers und die Ausbildung des Kanalsystems zu berücksichtigen.

Pseudoverruculina MORET wurde bisher in der höheren Oberkreide Polens (HURCEWICZ, 1966, 1968), in der Oberkreide Süddeutschlands (WAGNER, 1963), Nordwestdeutschlands (SCHRAMMEN, 1910/12, 1924 u. a.) und außereuropäischen Räumen (vgl. LAUBENFELS, 1955) ebenso wenig beobachtet, wie in den umfangreichen Aufsammlungen jurassischer Schwammfaunen (REIF, 1967 cum lit., FLÜGEL & MEIXNER, 1972). Es liegt daher der Schluß nahe, daß die angegebene vertikale Verbreitung als Ausdruck der gesamten Lebenszeit der Gattung *Pseudoverruculina* gewertet werden kann und die übrige Schwammnadel-Vergesellschaftung diesem Zeitabschnitt entspricht. Diese Vermutung findet eine weitere Stütze in den folgenden Beobachtungen an weiteren Skelettelementen:

1. Die Hauptverbreitung der Ordnung Lychniskida liegt in der Kreide, wenngleich festgestellt werden muß, daß wenige Taxa schon im Oberjura auftreten (vgl. SCHRAMMEN, 1936; LAUBENFELS, 1955; REIF, 1967).

2. GEYER, 1955, machte auf die Vermehrung der Ringe des Cricostyl, Procricotriaen und Prodichoicotriaen bei Vergleich von Jura- und Kreide-Typen aufmerksam. Wie REIF, 1967: 95, zeigen konnte, scheint dieser morphologische Trend auch für das Criccaltrop zu gelten. Das Bruchstück aus Rechnitz ist mit zehn Ringen besetzt.

3. Criccotrider charakterisieren die Familie Phymaraphiniidae SCHRAMMEN. Mit einer Ausnahme (REIF, 1967) sind Vertreter dieser Familie erst ab der Kreide bekannt (LAUBENFELS, 1955).

Ergänzend sei betont, daß die angetroffenen Schwammnadeln sich in der Zusammensetzung und relativen Häufigkeit der Haupttypen sehr wesentlich von triassischen Spiculae (MOSTLER, 1971) unterscheiden. Dies trifft einmal auf die einfach gebauten monaxonen Formen, den Großteil der Tetractine und die Pentactine zu, deren große Formenvielfalt in Trias-Schlämmrückständen im Vergleich mit Rechnitz auffallend ist (Pentactine fehlen hier überhaupt), zum anderen überwiegen in Rechnitz Desmen mit kompliziertem (= ? spezialisiertem) Bauplan, stark zerlappte und aufgegliederte Phyllotriaene, häufige Sonderformen und die oben angeführten aus älteren Schichten noch nicht bekannt gemachten Formen.

Schlußfolgerung

1. Die oben mitgeteilten Beobachtungen lassen auf Grund der bisherigen Kenntnis fossiler Schwämme den Schluß zu, daß die Spiculae-Assoziation aus den Plattenkalken des Rechnitzer Schiefergebirges ein Kreide-Alter hat und hier dem Zeitraum höhere Unterkreide bis Oberkreide angehört.

2. Die hangenden Ophiolite (Serpentine) der Rechnitzer Serie sind von dieser Altersdatierung betroffen, da sie zumindest nicht älter als das erste bekannte Auftreten (= Apt) dieser Spiculae-Vergesellschaftung sein können. Inwieweit mit dieser Feststellung des Alters ein Zusammenhang mit bekannten radiometrischen Daten besteht, kann hier nicht entschieden werden.

3. Die auf lithostratigraphischen Vergleichen beruhende Parallelisierung mit penninischen Schichtfolgen der Hohen Tauern (SCHMIDT, 1951, 1955, 1956; PAHR, 1955, 1960, 1964) wird bestätigt. Die prostratigraphische Einstufung der Ophiolite der Hohen Tauern müßte im Falle einer Analogie mit Rechnitz allerdings z. T. geändert werden.

4. Die Altersdatierung dieses Pennin-Vorkommens ist im Einklang mit den geodynamischen Vorgängen im alpinen Orogen während der Kreide, wie sie von OBERHAUSER, 1968, dargestellt wurden. Danach kann ein Zuschub des Penninikums von Rechnitz durch ostalpine Decken nicht vor Beginn der Oberkreide erfolgt sein.

Literaturverzeichnis

- BANDAT, H. von: Die geologischen Verhältnisse des Kőszeg-Rechnitzer Schiefergebirges. — Földani Szemle, 1, 140—186, Budapest 1932.
- BUTLER, P. E.: Morphologic Classification of Sponge Spicules, with Descriptions of Siliceous Spicules from the Lower Ordovician Bellefonte Dolomite in Central Pennsylvania. — J. Paleont., 35, 191—200, Tulsa 1961.
- CARTER, H. J.: On Fossil Sponge-Spicules of the Greensand Compared with those of Existing Species. — Ann. Mag. Nat. Hist., 7, 112—141, London 1871.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 43, 1—234, Wien 1952.
- ERICH, A.: Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. Vorläufige Mitteilung. — Verh. Geol. B.-A., 1945, 66—70, Wien 1947.
- : Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland-Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 53—115, Wien 1961.
- : Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland-Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 77—85, Wien 1966.
- FLÜGEL, E. & MEIXNER, H.: Pyritisierte Spongien-Nadeln und Radiolarien aus Oberalmer-Kalken (Malm) des Weißenbachtals SW Strobl/Wolfgangsee (Salzburg). — Ehrenberg-Festschrift, Österr. Paläont. Ges., 187—193, Wien 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Porifera-Archaeocyatha. — In: Catalogus Fossilium Austriae, Ed. Österr. Akad. Wiss., H. IIIa & IIIb, 31 S., Wien 1972.
- GEYER, O. F.: Über quergeringelte Spiculae (Silicispongia) aus dem schwäbischen Malm. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 391—395, Stuttgart 1955.
- : Weitere Schwammnadeln aus dem Weißen Jura von Würgau (Oberfranken). — Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg, 38, 58—62, Bamberg 1962.

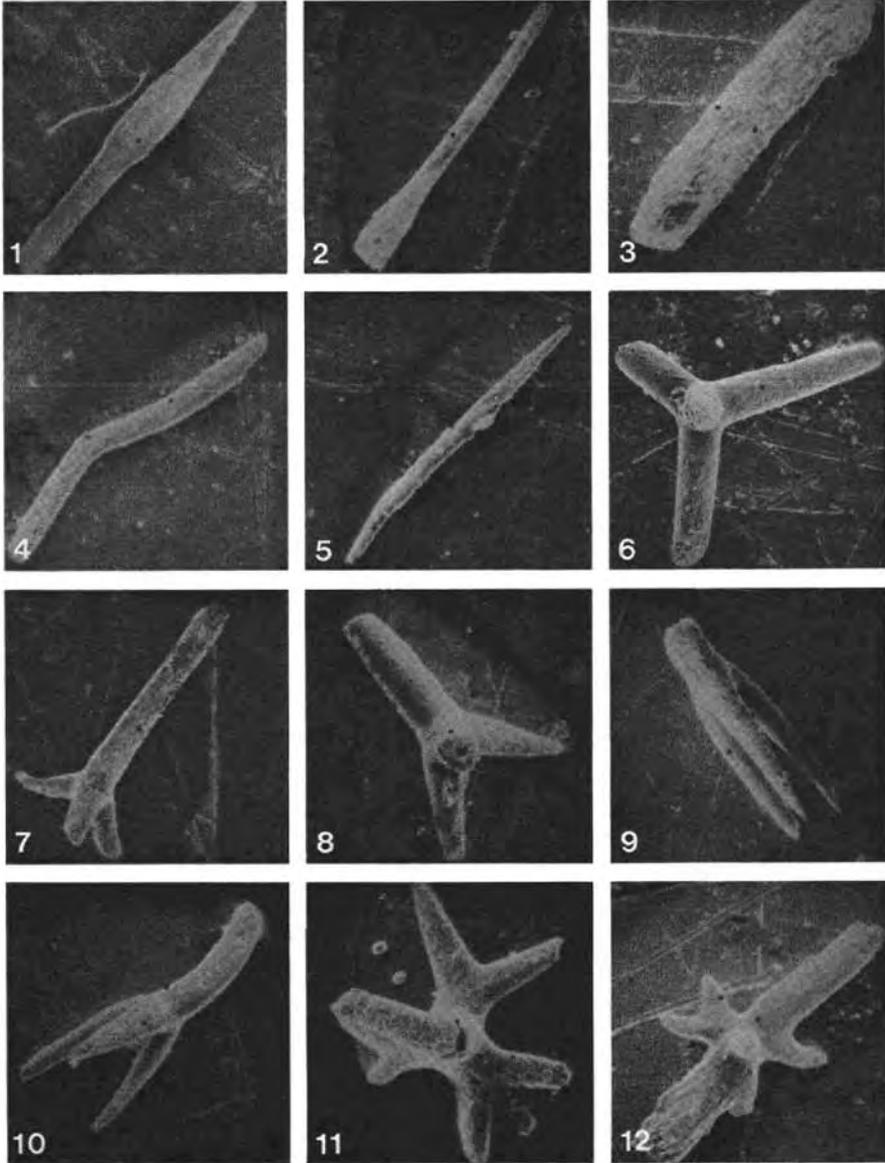
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 95—115, Wien 1909.
- HIESSLEITNER, G.: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 92, 1—92, Wien 1947.
- HURCOWICZ, H.: Siliceous sponges from the Upper Cretaceous of Poland. Part I. Tetraxonia. — Acta Palaeont. Polonica, 11, 15—129, Warszawa 1966.
- : Siliceous sponges from the Upper Cretaceous of Poland. Part II. Monaxonia and Triaxonia. — Acta Palaeont. Polonica, 13, 3—96, Warszawa 1968.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 88, 345—396, Wien 1913.
- LAGNEAU-HERENGER, L.: Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé inférieur. — Mém. Soc. Géol. France, N. ser., 95, 1—247, Paris 1962.
- LAUBENFELS, M. W. de: Porifera. — In: Treatise Invert. Palaeont., Ed. R. C. Moore, part E, E21—E112, New York 1955.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. — Mineral. Deposita (Berl.), 3, 272—285, Berlin 1968.
- MORET, L.: Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé supérieur Français. — Mém. Soc. géol. France, N. ser. Nr. 5, 2 H. 4, 3 H. 1, 322 S., Paris 1926.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 105—213, Wien 1910.
- : Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 87, 633—652, Wien 1912.
- MOSTLER, H.: Häufigkeit und Bedeutung von Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, H. 11, 1—19, Innsbruck 1971.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A., 111, 115—145, Wien 1968.
- PAHR, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 103 S., Wien 1955.
- : Ein Beitrag zur Geologie des nördlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 274—283, Wien 1960.
- : Aufnahmebericht 1963, Blatt Rechnitz (138), Kristalliner Anteil. — Verh. Geol. B.-A., A 31, Wien 1964.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — Band III, 453 S., 528 Abb., Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1958.
- RAUFF, H.: Palaeospongiologie. Erster und allgemeiner Teil und zweiter Teil, erste Hälfte. — Palaeontographica, 40, Stuttgart 1893—94.
- REIF, W.-E.: Schwammspicula aus dem Weißen Jura Zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). — Palaeontographica, A, 127, 85—102, Stuttgart 1967.
- SCHMIDT, W. J.: Überblick über die geologischen Arbeiten in Österreich. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 102, 311—316, Stuttgart 1951.
- : Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 92, 231—233, Wien 1955.
- : Die Schieferinsel am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47 (1954), 360—365, Wien 1956.
- SCHNABELEGGER, J.: Die Antimonerzlagerstätte zu Bergwerk in Ungarn. — Z. Berg. u. Hüttenm. Ver. Kärnten, 3. Jahrg., 155—159, Klagenfurt 1871.
- SCHRAMMEN, A.: Die Kiesel-spongien der Oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil 1. Tetraxonia, Monaxonia und Silicea incert. sedis. Teil 2. Triaxonia (Hexactinellida). — Palaeontographica, Suppl. 5, 385 S., Stuttgart 1910—1912.
- : Die Kiesel-spongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil 3, mit Beiträgen zur Stammesgeschichte. — Monogr. Geol. Paläont., Ser. 1, 2, 1—159, Berlin 1924.
- : Die Kiesel-spongien des Oberen Jura von Süddeutschland. — Palaeontographica, 84, 149—194, Stuttgart 1936.
- SCHULZE, F. E. & LENDENFELD, R. von: Über die Bezeichnung von Spongiennadeln. — Abh. K. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., 11, 1—35, Berlin 1889.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 3—62, Wien 1959.

- : Ostalpensynthese. — 256 S., Verlag Deuticke, Wien 1963.
- : Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — *Ecl. Geol. Helv.*, 60, 109—135, Basel 1967.
- VACEK, M.: Über die kristallinen Inseln am Ostende der alpinen Zentralzone. — *Verh. Geol. B.-A.*, 367—377, Wien 1892.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 42, 136—181, Wien 1932.
- : Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48, 317—324, Wien 1936.

Tafel 1

- Fig. 1: Styl mit ungleich ausgebildeten Enden; Länge 1·1 *mm*.
Fig. 2: Tylostyl mit einem verdickten Ende; Länge 1·5 *mm*.
Fig. 3: Zigarrenförmiges Amphistrongyl; Länge 1·1 *mm*.
Fig. 4: Amphistrongyl mit Knick; Länge 1·2 *mm*.
Fig. 5: Amphiox mit beiderseits spitzen Enden; Länge 1 *mm*.
Fig. 6: Oxytriaetin mit rudimentär angedeutetem viertem Strahl; langer Strahl 0·6 *mm*.
Fig. 7—10: Verschiedene Typen des Protriaen. Fig. 8 mit Kladiskenkanal. Länge des Rhabdom von Fig. 7 ist 1 *mm*.
Fig. 11: Orthodichotriaen, senkrecht auf das Kladom; größter Durchmesser 0·4 *mm*.
Fig. 12: Dichotomes Oxyhexactin; langer Strahl 0·9 *mm*.

Tafel 1



Tafel 2

Fig. 1: Anadiaen; Vergrößerung $\times 53$.

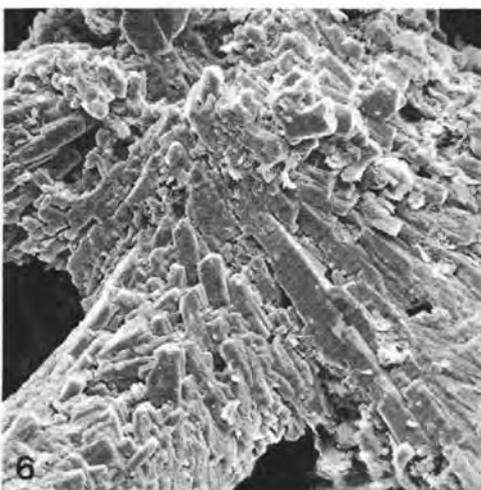
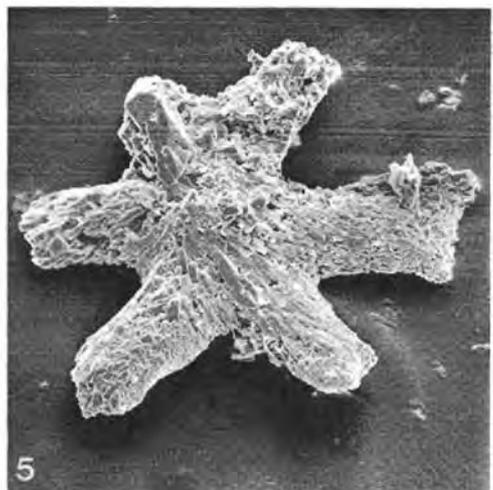
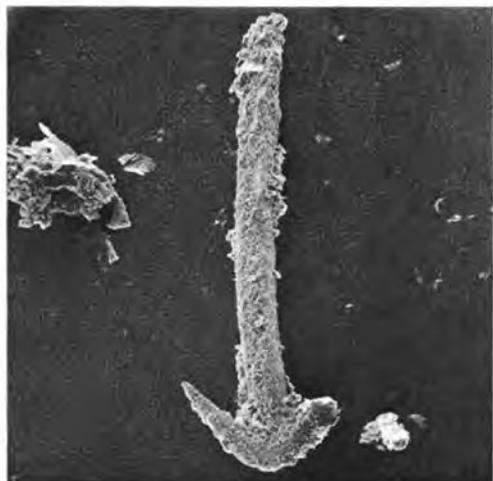
Fig. 2: Kladom-Vergrößerung $\times 145$.

Fig. 3: Oxytriactin mit regelmäßigen Strahlen, $\times 95$.

Fig. 4: Detail aus Fig. 3 mit aufgebrochener Rhabd-Spitze; Vergrößerung $\times 433$.

Fig. 5: Dichophyllotriod mit angedeutetem Rhabdom; Vergrößerung $\times 107$.

Fig. 6: Detail aus Fig. 5; $\times 264$.



Tafel 3

Fig. 1: Bruchstück eines Criccaltrop (?), besetzt mit zehn Ringen; $\times 77$.

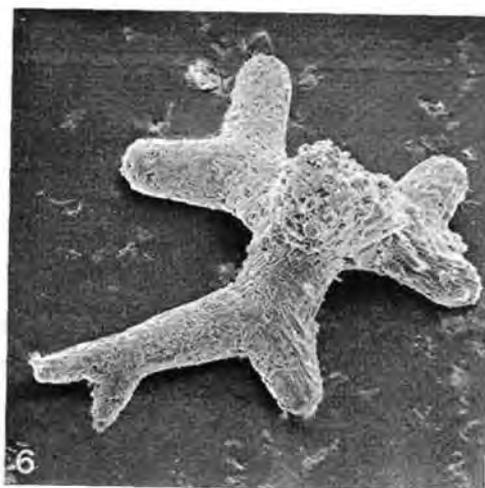
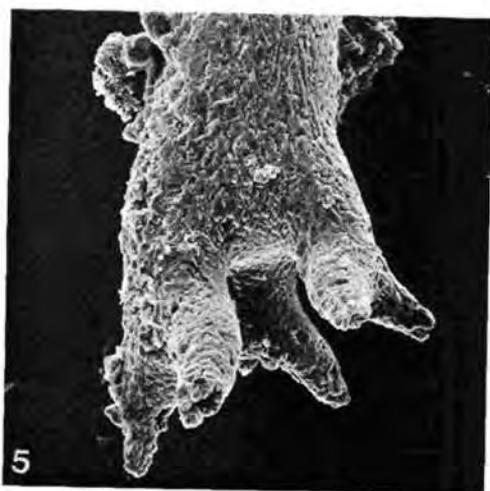
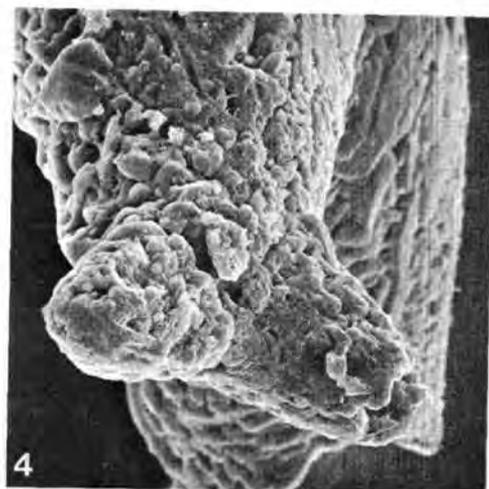
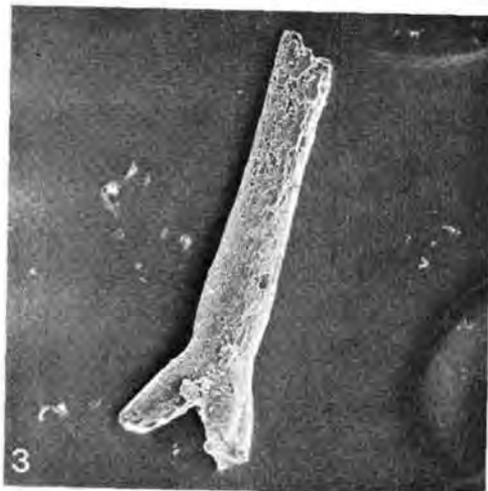
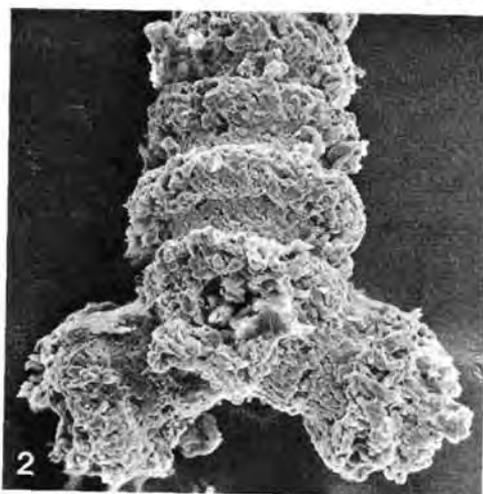
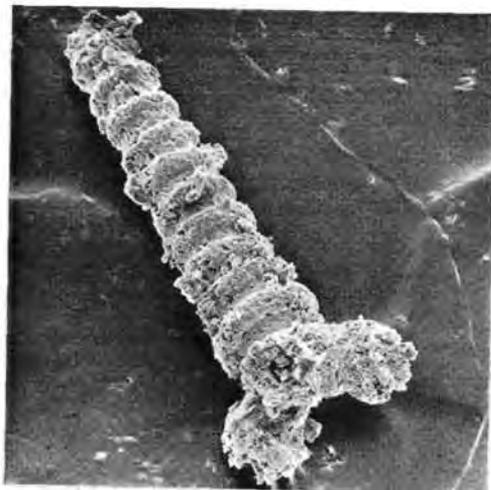
Fig. 2: Detail aus Fig. 1 mit Ansatzpunkt der Strahlen und deutlich erkennbarem Achsenkanal;
 $\times 150$.

Fig. 3: Sonderfall eines Protriaen mit einem dichotom gespaltenen Kladisk; $\times 67$.

Fig. 4: Detail aus Fig. 3; $\times 535$.

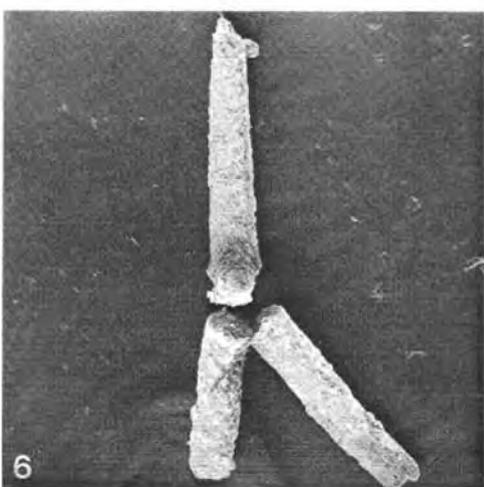
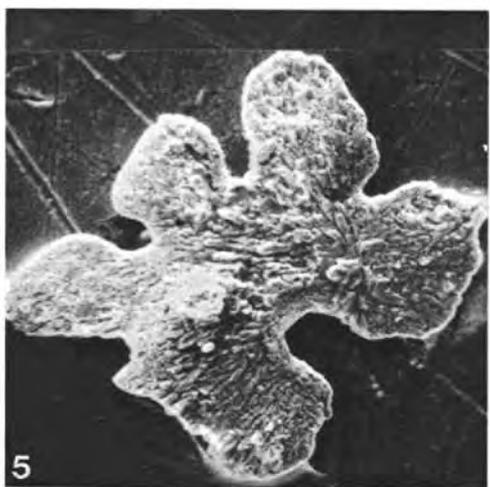
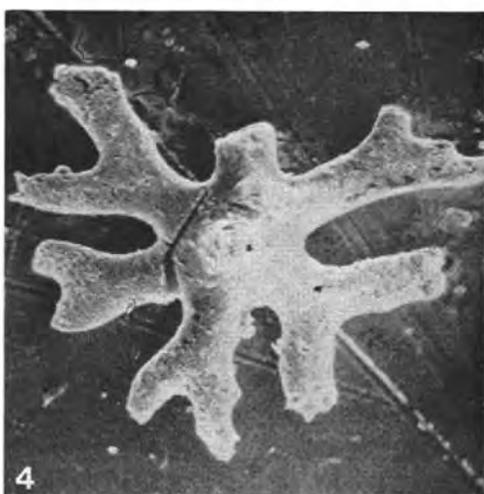
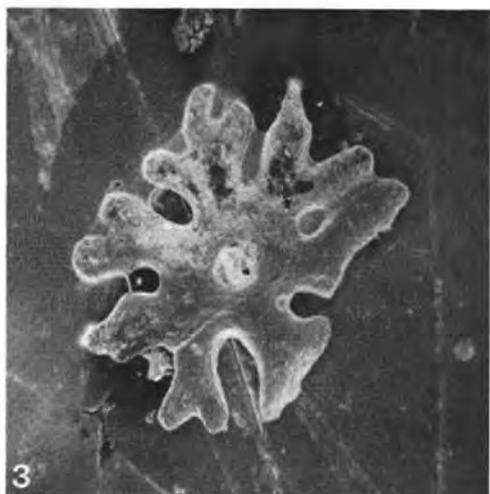
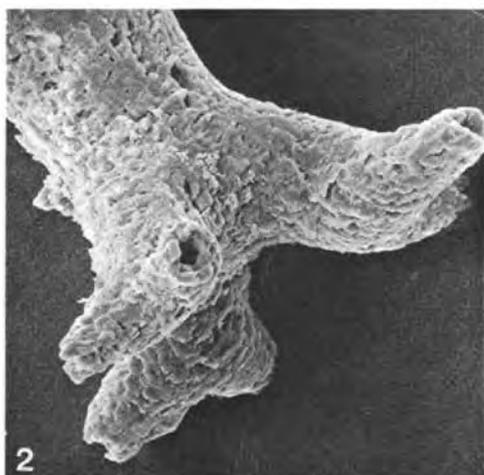
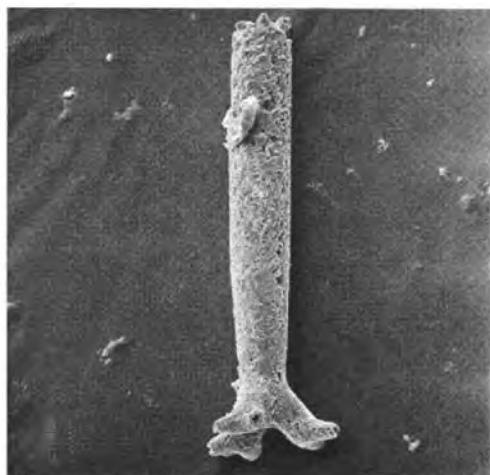
Fig. 5: Prodigotriaen mit ungleich langen Kladisken; $\times 166$.

Fig. 6: Sonderfall eines Orthodichotriaen mit kurzem Rhabdom und mehrfach gespaltenen Kladisken;
 $\times 85$.



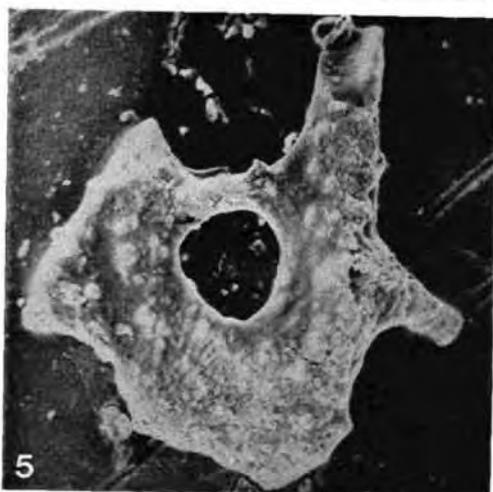
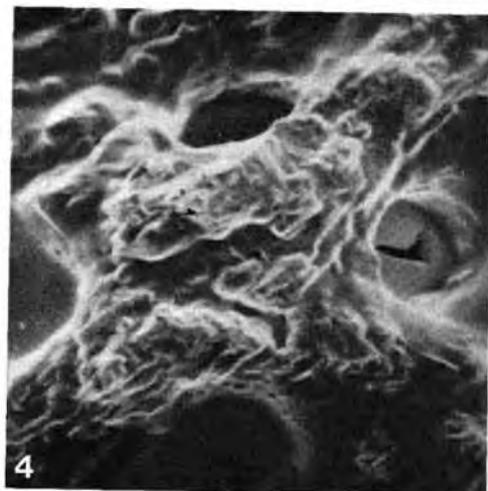
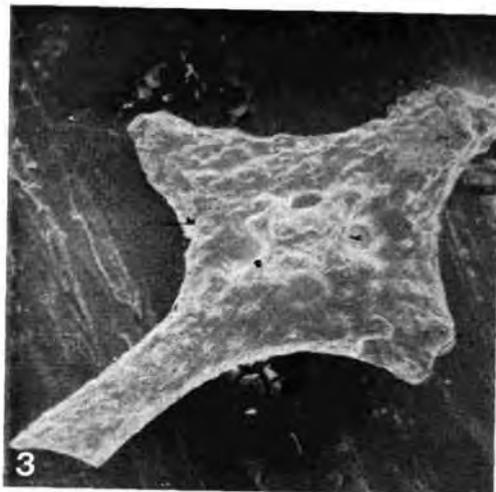
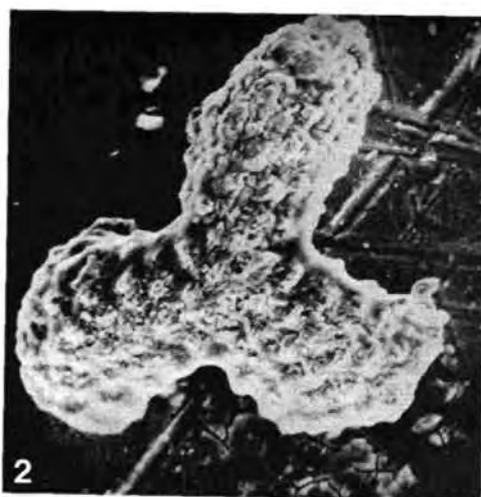
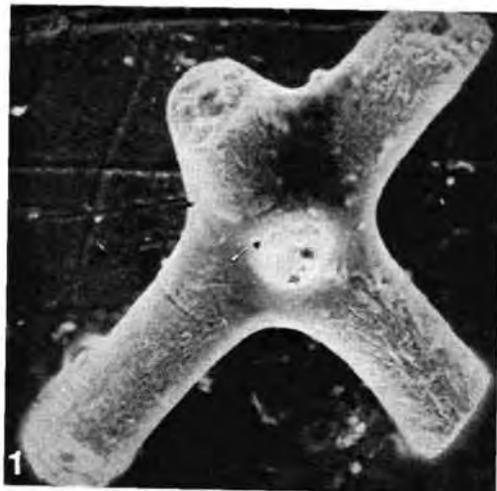
Tafel 4

- Fig. 1: Prodichotriaen mit dünnem Schaft nahe dem Klado; $\times 140$.
Fig. 2: Detail aus Fig. 1 mit rundlichem Achsenkanal; $\times 264$.
Fig. 3: Orthophyllotriaen; $\times 114$.
Fig. 4: Orthophyllotriaen; $\times 98$.
Fig. 5: Lappiges Orthophyllotriaen; $\times 126$.
Fig. 6: Triactin mit drei ungleich langen Strahlen (sekundär beschädigt); $\times 42$.



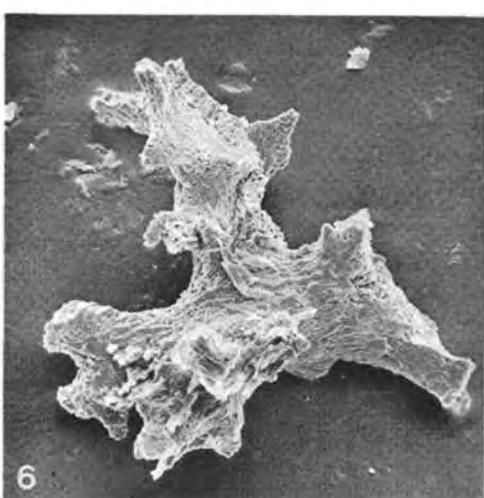
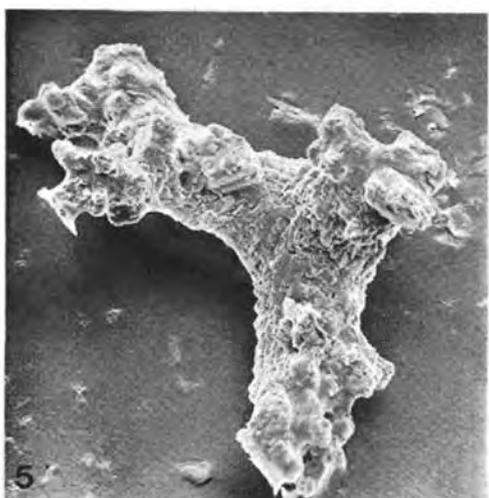
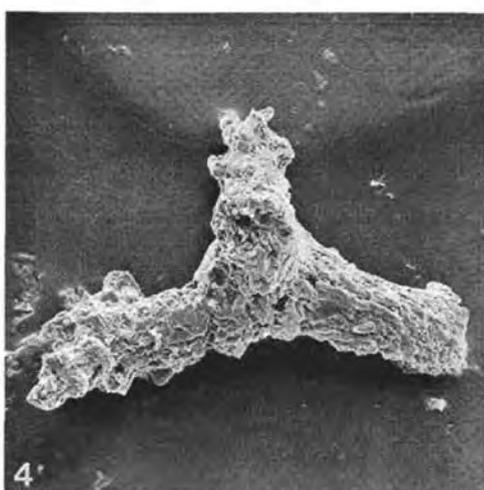
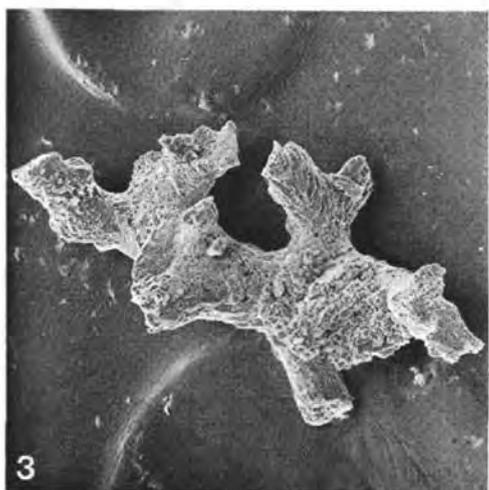
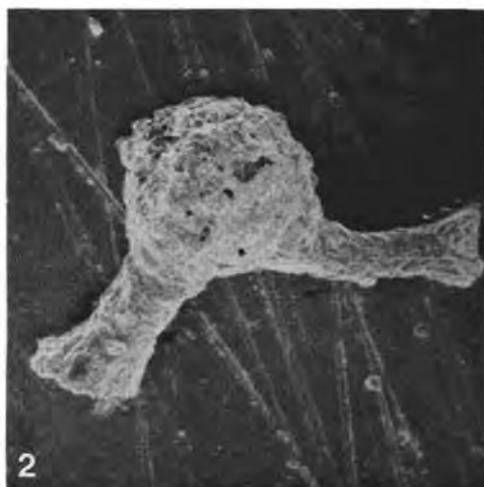
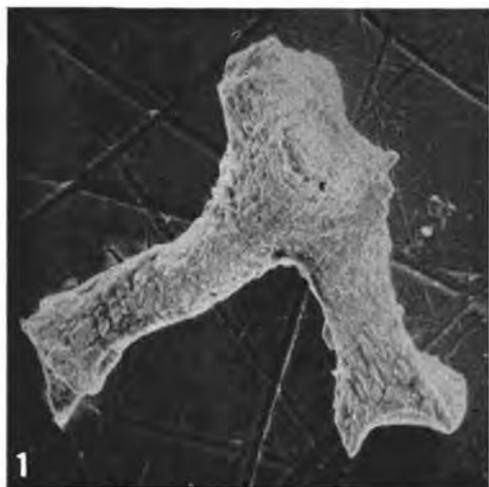
Tafel 5

- Fig. 1: Oxyhexactin; Bruchstück; $\times 163$.
Fig. 2: Strongyltriactin mit drei gleich langen Strahlen und warzenbedeckter Oberfläche; $\times 151$.
Fig. 3, 4: Lychnisk; senkrecht stehender Strahl ist nicht erhalten; Fig. 3 $\times 88$, Fig. 4 $\times 516$.
Fig. 5: Bruchstück aus dem Stützskelett der Ordnung Lychniskida; $\times 75$.
Fig. 6: Sphaeroclon mit z. T. wurzelig aufgespalteten Armen; $\times 104$.



Tafel 6

- Fig. 1: Didymmoelon, unvollständig; $\times 214$.
Fig. 2: Didymmoelon, unvollständig; $\times 107$.
Fig. 3: Rhizoelon; $\times 76$.
Fig. 4: Dieranoelon; $\times 107$.
Fig. 5: Dieranoelon; $\times 102$.
Fig. 6: Dieranoelon; $\times 110$.



Tafel 7

Fig. 1: Dieranoelon, Detail aus Tafel 6, Fig. 5; $\times 209$.

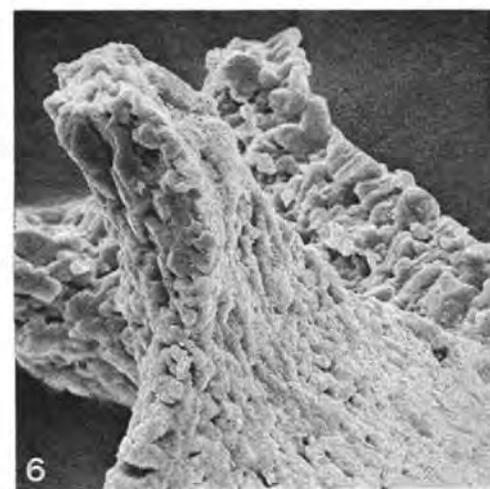
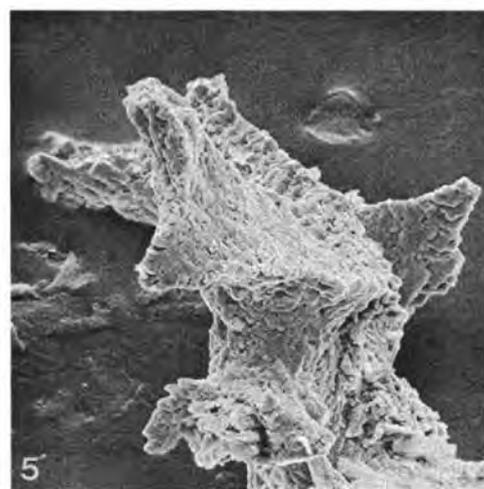
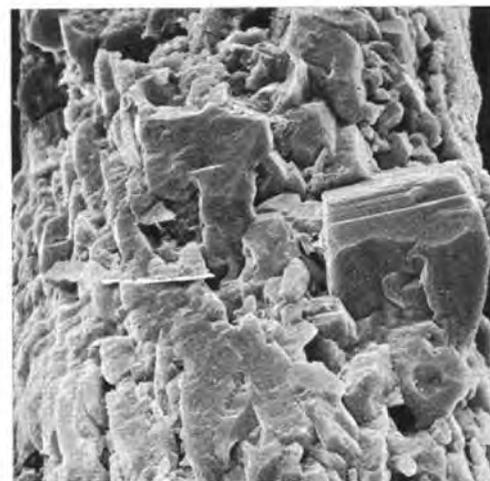
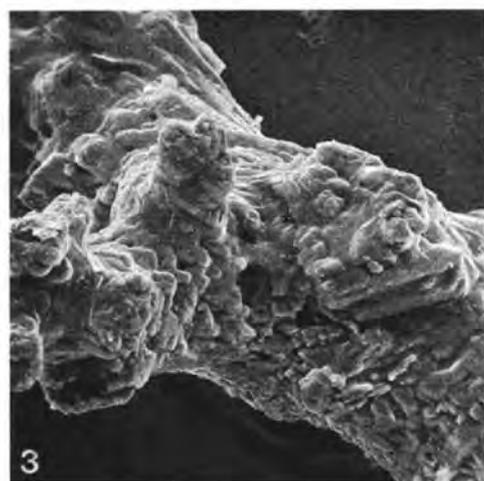
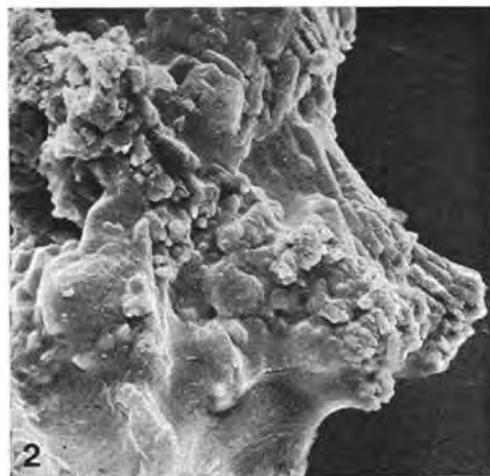
Fig. 2: Dieranoelon, Detail aus Tafel 6, Fig. 5; $\times 415$.

Fig. 3: Dieranoelon, Detail aus Tafel 6, Fig. 5; $\times 277$.

Fig. 4: Oxytriaetin, Detail aus Tafel 2, Fig. 3, 4 mit angedeuteter Kombinationsstreifung einer Würfelfläche; $\times 588$.

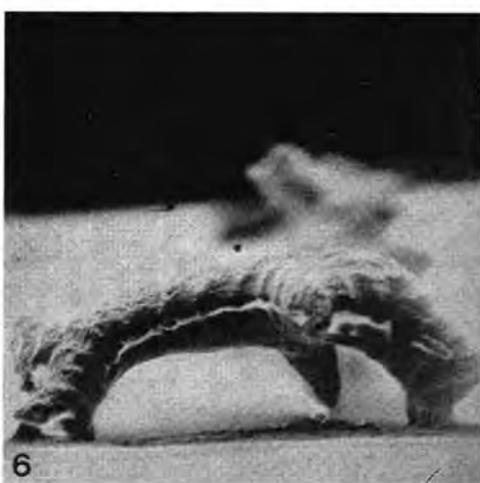
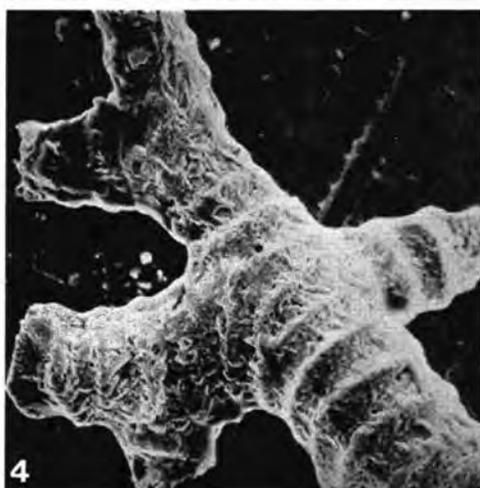
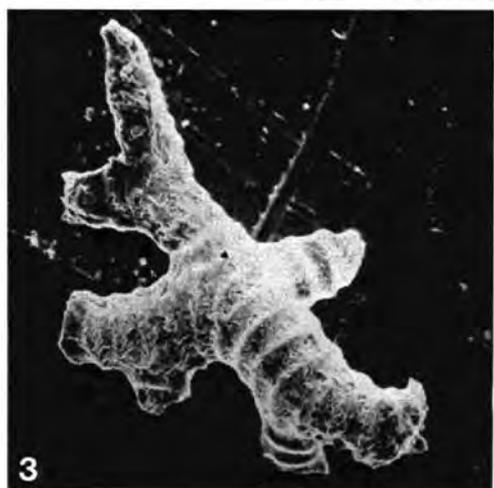
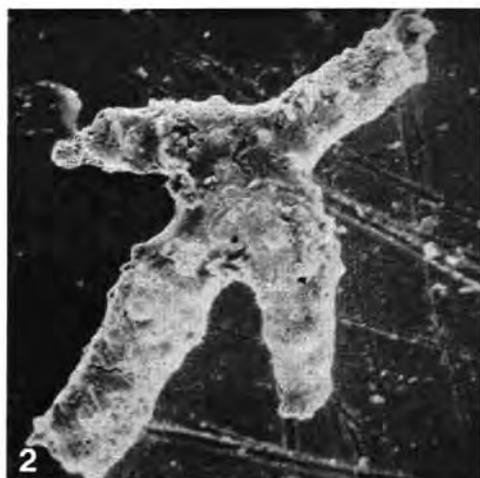
Fig. 5: Dieranoelon, Detail aus Tafel 6, Fig. 6; $\times 226$.

Fig. 6: Dieranoelon, Detail aus Tafel 6, Fig. 6; $\times 554$.



Tafel 8

- Fig. 1: Trider mit wurzelartigen Enden der Strahlen; $\times 126$.
Fig. 2: Dieranoelon, ankerförmig; $\times 139$.
Fig. 3: Dieranoelon mit Wülsten; $\times 94$.
Fig. 4: Vergrößerung von Fig. 3; $\times 151$.
Fig. 5: Dieranoelon mit Wülsten; $\times 98$.
Fig. 6: Dieranoelon von der Seite mit glatter Unterseite und Nahtlinie; $\times 75$.



Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich)

Von Manfred BEHRENS

mit 1 Tabelle, 19 Abbildungen und 3 Tafeln (Beilagen 1—3)

Schlüsselwörter

*Nördliche Kalkalpen
Lunzer Schichten
Paläogeographie
Schwerminerale
Sedimentstrukturen*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	51
Summary	52
Résumé	53
1. Einleitung	53
Deckengliederung und Faziesräume	
2. Die Lunzer Schichten	55
Aufschlußbedingungen, Vertikalprofile, Gesteinstypen, Untergliederung	
3. Konzept und Ziel der Untersuchung	59
4. Die Sandsteine	60
Probennahme und Aufbereitung, Dünnschliffbeobachtungen, Korngrößen	
5. Schwerminerale	62
Qualitative Betrachtung, herkömmliche Verteilungsanalyse, Hauptkomponentenanalyse	
6. Sedimentstrukturen	70
Beschreibung und Darstellung, Richtungsverteilungen	
7. Paläogeographischer Entwurf	77
Literatur	80

Zusammenfassung

In den Lunzer Schichten wurden Profile feinstratigraphisch aufgenommen, Aufschlüsse für Gesteins- und Mineralanalysen unterschiedlich eng beprobt, sowie auf primäre Sedimentstrukturen hin untersucht.

Die Profile zeigen wechselhafte Folgen einer begrenzten Zahl von Gesteinstypen. Schiefertone, feinsandig gebänderte Schiefertone, Schiefertone-Sandstein-Wechselagerungen in verschiedenen Abmessungen, durch Schiefertone abgelagerte Sandsteinbänke, sowie metermächtige Sandsteinpartien

Anschrift des Autors: Dr. Manfred BEHRENS, Geologisches Institut der Rhein. Friedrich-Wilh.-Universität, D-53 Bonn, Nußallee 8.

dominieren entschieden über Kohlenflöze. Einzelne Bänke und auch Bankgruppen sind lateral schon auf kurze Entfernung nicht mehr parallelisierbar.

Die Sandsteine sind sehr gleichkörnige „tonige Feinsandsteine“, ihrer Zusammensetzung nach „Feldspatgrauwacken“ und „Arkosen“. Ihr Anlagerungsgefüge verrät häufig zyklische Sedimentation. Die Zyklen besitzen massive Ausbildung und gradierte Schichtung an der Basis, darüber Schrägschichtung und schließlich Flaserschichtung.

Die Schwermineralspektren bestehen aus Zirkon (und Monazit), Rutil (und Brookit), Turmalin, Spinell (Chromit), Granat und Apatit. Zinnstein, Anatas, Staurolith, Epidot und Zoisit kommen vor. Auf übliche Art und Weise abgegrenzte „Provinzen mit hohen Granat-, Apatit- und Zirkon-Anteilen“ ordnen sich im Gebirgstreichen an. Durch eine Hauptkomponentenanalyse ermittelte „Felder ähnlicher Schwermineralführung“ und „Richtungen abnehmender Probenähnlichkeit“ belegen eine weitgehend homogene Verteilung der Mineralien im gesamten Faziesraum. Weder in der vertikalen Sedimentsäule, noch in der lateralen Verbreitung der Sandsteine sind eindeutige Differentiationen erkennbar.

Die Sandsteine enthalten reichlich vielfältige Sedimentstrukturen. Diese können zu genetischen Gruppen geordnet werden, die in der Sedimentsäule jeweils richtungskonstant bleiben, jedoch lateral kräftig auspendeln. Sohlmarken sind generell am straffsten ausgerichtet. Sie belegen Transport in Suspensionsströmen aus nördlichen und östlichen Richtungen. Schrägschichtungsgefüge deuten demgegenüber auf spitzwinklig davon abweichende, bodennah weiterbewegte Nachschüttungen. Rippelfelder auf Schichtoberseiten bezeugen eher ein quer zum Suspensionstransport ausgerichtetes, persistierendes Verteilungsregime normaler Meeresströmungen.

Die Beobachtungen harmonieren mit dem paläogeographischen Konzept des „Nordischen Keupers“ von P. WURSTER, sowie mit den sedimentgeologischen Ausdeutungen der karpathischen „Lunz beds“ von R. MARSCHALKO & M. PULEC. Das Schilfsandsteindelta überzog vom Nordkontinent her das Rheinische Teilbecken und Oberschlesien. Im Westen streifte es unverändert das Aarmassiv. Im Osten der Böhmisches Masse störte der Schelfrand das straffe und ausbalanzierte Transport- und Sedimentationsregime empfindlich. Von hier aus glitten die Sandmassen als Suspensionsströme in die Tethys bis in den Lunzer Faziesbezirk. Die abklingenden Turbulenzen bewirkten jeweils Sedimentationszyklen. In deren Endphase bestimmten jeweils trogparallele Meeresströmungen den weiteren, kleinräumigen Verteilungsmodus des Sediments. Die übrigen karnischen Faziesbezirke wurden vom fernen Keuper geschehen viel weniger betroffen: Karbonatischer Absatz überdauerte dort mehr oder weniger das karnische Intervall.

Summary

The Lunz Beds were in detail studied in stratigraphic profiles. Samples were taken at different vertical and lateral intervals all over the Lunz Facies in order to analyze rocks and minerals. Exposures were investigated in respect of primary sedimentary structures.

Profiles show an active alternation of beds with only some types of rocks. Mudstones, sandy ribboned shales, mudstones alternating with sandstones in beds of different thicknesses, strata of sandstone separated by clay laminae and several metre-thick members of sandstone predominate over coalbeds and the limestones which are confined to the most southern area. Not only individual but also thick zoned layers cannot be correlated even at a short lateral distance.

The sandstones are highly even-grained, argillaceous and fine-grained. With respect to the composition they are feldspathic graywackes and arkoses. The sedimentary structures often demonstrate cyclic sedimentation. The base of a unit is massive structured and graded bedded. Upper parts represent cross-stratification and flaser bedding.

The association of heavy minerals mainly consists of zircon (and monazite), rutile (and brookite), garnet and apatite. Cassiterite, anatase, staurolithe, epidote and zoisite can be found. Conventionally bordered „provinces with abundant garnet, apatite and zircon“ run parallel to the tectonic structures. By means of a principal components analysis determined „areas of similar heavy mineral association“ and „directions of decreasing sample analogy“ present a homogeneous distribution of the heavy minerals all over the sampling area. Either in vertical profiles, or in lateral extension the sandstones seem to be differentiated.

The sandstones are amply supplied with multifarious sedimentary structures. These can be arranged to genetical groups, that in each case keep to a constant direction in the vertical profile, but laterally deviate to a violent degree. Marks on bottoms tend to be stiffer than the other structures. They prove sediment transport by turbidity currents from north and east to south and west. In contrast to this, cross-bedding indicates acute-angled deviation of flows that moved the sand close to the sea floor. Rippelmarks on the top of sedimentation units rather attest directions of a persistent distributive current regime, which are transverse to the suspensions.

The observations harmonize with the paleogeographic concept of the „Northern Keuper“ by P. WURSTER and with the sedimentgeological interpretations of the Carpathian Lunz Beds by R. MARSCHALKO & M. PULEC. The delta of the Schilfsandstein coming from the North Continent covered

the Rhenish Basin and Upper Silesia. In the west it passed unchanged beyond the Aar Massif. In the east of the Bohemian Massif the regulated and balanced transport and sedimentation was disarranged at the shelf margin. From there masses of sand slid down the slope initiating turbidity currents that at last reached the Alpine Lunz Facies. Decreasing turbulence caused sedimentary cycles in each case. Finally trough-parallel drift controlled the further distribution of the sediment. The different Carnian facies were less effected by what happened in the distant Germanic Keuper.

Résumé

Des profils étaient relevés en détail dans les « couches de Luns ». Les affleurements étaient échantillonnés à intervalle irrégulier et les figures sédimentaires primaires étaient examinées.

Les profils montrent une suite variable de roches différentes : des argiles schisteuses, des argiles schisteuses avec des intercalations de sable fin, des alternations d'argiles schisteuses avec des grès en puissance diverse, des couches de grès séparées par des argiles schisteuses, et enfin des couches de grès en épaisseur de mètres. En plus on trouve des lits de charbon. Déjà entre de courtes distances les couches singulières et les séquences de couches ne sont plus à paralléliser.

Les grès sont des « grès fins argileux » d'une granulométrie très uniforme. D'après leur composition il s'agit de « grauwackes feldspatiques » et d'« arkoses ». La structure géopétale met en évidence une sédimentation cyclique. A la base des cycles les roches sont massives ou gradées, suivies d'une stratification entrecroisée et tout en haut d'une stratification en lentilles (Flaserschichtung).

Les spectres de minéraux lourds se composent de zircon (et monazite), rutile (et brookite), tourmaline, spinelle (chromite), grenat et apatite. Il y en existe aussi de cassiterite, anatase, staurotite, épidote et zoisite. Les minéraux lourds forment des provinces selon leurs abondance en grenat, apatite ou zircon respectivement. Ces provinces sont parallèles à la direction de l'orogène. Des analyses statistiques (Hauptkomponentenanalyse) démontrent une distribution plus ou moins homogène de minéraux lourds dans toute la domaine. Ni dans l'échelle verticale ni dans la distribution latérale des grès ne se trouvent des différences significantes.

Les grès abondent en figures sédimentaires primaires. On distingue des groupes génétiques, dont la direction ne diffère pas dans le profil mais dérive beaucoup latéralement. En général les empreintes de mur sont les plus alignées. Ils démontrent un transport du matériel par des courants de suspension du nord au sud et de l'est à l'ouest. Par contre, la stratification entrecroisée met en l'évidence une direction oblique à celle des empreintes de mur. Elle est provoquée par des mouvements secondaires du matériel près du sol. Les rides de courants aux surfaces témoignent plutôt une direction de transport transversal à celle du régime des turbidites. Cette direction peut résulter de la distribution persistente des courants normaux.

Les observations sont en conformité avec le concept du « Keuper nordique » de P. WURSTER et de même avec les interprétations sédimentologiques des « Luns beds » carpathiens de R. MARSCHALCO & M. PULEC. Le delta du « Schilfsandstein » provenant du continent de nord, couvre le bassin rhénan et la haute silésie. A l'ouest il effleure le massif de l'Aar sans changement. A l'est du massif Bohémien la proximité de la plateforme continentale a une grande influence sur le régime de transport et de sédimentation qui est si balancé : De cette plateforme continentale des masses de sable glissaient comme turbidites dans la Thétis jusqu'à la domaine de Luns. Les turbulences diminuant respectives provoquent les cycles de sédimentation. A la fin de chaque cycle des courants parallèles au bassin modifient la distribution du sédiment à petite extension. Les autres domaines carniens sont beaucoup moins affectées de ces événements du Keuper : la sédimentation calcaire dépasse plus ou moins l'intervalle carnien.

1. Einleitung

Die Nördlichen Kalkalpen nehmen eine Schlüsselstellung in der Alpengeologie ein. Wo sind die Gesteinsserien beheimatet? Auch wenn die Frage tektonisch angegangen wird, mündet sie in paläogeographischen Vorstellungen. Der heutige Zustand des Gebirges ist in zahlreichen Detail-Studien beschrieben und auch in Übersichtskarten zusammengefaßt worden. Eindrucksvolle Abwicklungen haben TOLLMANN (1963) und CLAR (1965), E. KRAUS (1951) und WUNDERLICH (1964) vorgestellt. Deren schwerwiegende Gegensätze ermuntern zu weiterem Detailstudium.

Die kalkalpine Trias ist nicht nur die voluminöseste, weil mächtigste und weitest verbreitete Formation des Oberostalpin. Ihre Gesteinsserien liefern insbesondere wichtige Informationen über die ersten sedimentären Vorzeichnungen des späteren Gebirges. Im Rät beginnt die Gliederung des Krustenstreifens in Schwellen- und Beckenzonen, die

sich in bunten Faziesmustern und schwankenden Mächtigkeiten erstmals so deutlich niedergeschlagen hat (GWINNER, 1971). Mit den älteren Lunzer Schichten wird demnach ein besonderer Horizont untersucht, der noch enge Beziehungen zum weiteren alpin-karpathischen, sowie zum germanischen Faziesraum erhoffen läßt.

Die sedimentologische Studie kann von tektonischen Erwägungen nicht völlig losgelöst werden. Zu eng sind im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen die Faziesgrenzen an die interne tektonische Gliederung des Oberostalpin gebunden. Die eingangs aufgeworfene Frage wird jedoch ganz bewußt ausgeklammert. Abb. 1 zeigt die Verteilung der eingehender bearbeiteten Lokalitäten auf die verschiedenen Struktureinheiten. In den drei tiefsten, von Norden gegen Süden gestaffelt übereinander liegenden Decken und Schollen häufen sich die Beobachtungspunkte. Es sind dies die Frankenfels-Ternberger Decke, die Lunzer- und Reichraminger Decke, die Sulzbach Decke und Reiflinger Scholle, also das Bajuwarikum. In den noch höheren, jeweils südlich anschließenden Struktureinheiten werden die Aufschlüsse mit noch vergleichbarer Fazies rar; sie sind im Osten allerdings häufiger als im Westen. Die Struktureinheiten sind: Reisalpen Decke, Ötscher Decke, Göller Decke, also das Tirolikum. Im höchsten und südlichsten kalkalpinen Deckenkomplex, den kalkhochalpinen Decken weist die karnische Fazies nur noch entfernte Ähnlichkeit mit den nördlichen Vorkommen auf.

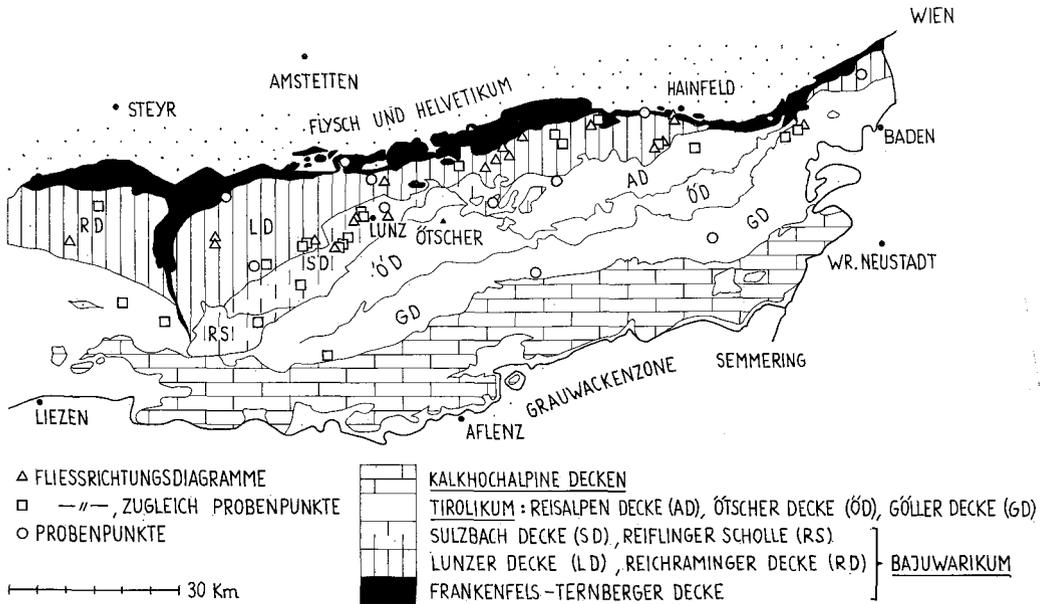


Abb. 1: Verteilung der Fließrichtungsdiagramme und Probenpunkte auf die tektonischen Einheiten. Gezeichnet nach TOLLMANN, 1966: Tafel 4.

Schon dieses grobe Beobachtungsnetz deutet die Verbreitung der Lunzer Fazies im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen an. Sie tritt geschlossen und großflächig im Bajuwarikum auf, das zwischen Wien und Enns das nördliche Drittel der Kalkalpen einnimmt; sie reicht westlich noch über die Enns hinaus und versinkt im Osten unter das Wiener Becken. Dieser ost—west-gestreckte Faziesbezirk ist demnach 10—30 km breit und mehr als 120 km lang.

Die Fazies-Südgrenze fällt mit der Strukturgrenze Bajuwarikum gegen Tirolikum zusammen. Im Tirolikum herrschen dolomit- und kalkreichere Fazies mit stark reduziertem terrigenem Karn. Die Rohrer Fazies breitet sich östlich vom Ötscher in der Reisalpen Decke und auch in der Ötscher Decke aus. Die Dachsteinkalküberfazies

bestimmt den Aufbau der Ötscher Decke westlich des Ötscher sowie den der Göller Decke. Besonders in der Dachsteinkalküberfazies trifft man gelegentlich auf Karn, dessen Petrographie und Sedimentstrukturen noch an den geschlossenen Lunzer Faziesbezirk erinnern.

Im Westen, im Einflußbereich der Enns, greift die Lunzer Fazies fingerförmig tief in die ihr enger verwandte Nordtiroler Fazies. Dort beherrscht mächtiger Wettersteinkalk die Mitteltrias, und das klastische Karn ist reduziert. Die Faziesübergänge sind häufig fließend, weil sie unabhängig von tektonischen Grenzlinien verlaufen. Beispielsweise gehören sowohl Nordtiroler Fazies im Gamssteinzug wie Lunzer Fazies in der Umgebung von Lunz zur Sulzbach Decke (GEYER, 1910; TOLLMANN, 1966:141).

Wo die Lunzer Schichten aus feinkörnigen Sandsteinen, Schiefertönen und Kohleflözen aufgebaut sind, erreichen sie auch maximale Mächtigkeiten. Dort kennzeichnen sie, gemeinsam mit den unter- und überlagernden Schichtgliedern, die Lunzer Fazies. Im Lunzer Faziesgebiet schließt das bis mehrere 100 m mächtige Muschelkalkprofil (Anis, Ladin) mit dem Reiflinger Kalk ab. Der Kalk zeigt gelegentlich Übergänge zum Wettersteinkalk (Raminger Kalk) und schließt im Hangenden zuweilen meterdicke Mergelpakete ein (Partnach-Schichten). Über sporadische, noch höher hinaufreichende Kalkbildungen (Göstlinger Kalk) folgt recht verbreitet der reichlich Ammoniten führende Aon-Schiefer (*Trachyceras aonoides*, unterstes Karn). Aus ihm entwickeln sich die bis 500 m mächtigen Lunzer Schichten: Reingrabener Schiefer (Halobien-Schiefer) an der Basis, darüber Liegendsandstein, dann Kohlenflöze führende Schiefertone und schließlich Hangendsandstein. Mit den Opponitzer Schichten (oberstes Karn) gewinnen chemische Sedimente abrupt wieder das Übergewicht. Auffälligstes Glied in diesem Schichtkomplex ist der bis etwa 100 m mächtige, massige Opponitzer Kalk, der nur noch gelegentlich von Mergelbänken untergliedert wird, stellenweise in Dolomit übergeht und dessen liegende und auch hangende Partien oftmals als ? gipsführende Rauhwacken ausgebildet sind. Auf die Opponitzer Schichten folgt dann das bis 1200 m dicke Hauptdolomit-Paket (Nor).

Die Lunzer Schichten

Brauchbare Aufschlüsse in den Lunzer Schichten müssen zumeist mühsam aufgespürt werden, obwohl der kartierbare Schichtkomplex im Gelände leicht identifiziert und abgegrenzt werden kann. Zwischen den widerständigen Karbonatfolgen erzeugen die Lunzer Schichten bei geringer Neigung Stufenflächen, bei größerer Neigung bilden sie Depressionen oder steile Abdachungen, je nachdem, ob sie gegen den Hang oder mit ihm einfallen. Sie stauen Wasser und bedingen häufig Quell-Austritte. Anstehendes kommt fast ausschließlich in eingeschnittenen Bächen, Gräben und Rinnen zu Tage. Wenig und ständig wasserführende Gräben sind zumeist unübersichtlich gewunden, zugewachsen und sumpfig. Von den Lunzer Schichten wird häufiger der von der Mauer der Opponitzer Schichten geschützte, hangende Anteil sichtbar. Die im allgemeinen markant ausgebildete Liegendgrenze des Opponitzer Kalks empfiehlt sich deshalb schnell als Bezugslinie für Profilvergleiche. Denn die Lunzer Schichten selbst bieten bei aller feinstratigraphischen Differenziertheit keinen aushaltenden, brauchbaren Leit-horizont.

Verhältnismäßig umfangreiche, zusammenhängende Profilabschnitte sind an folgenden Lokalitäten aufgeschlossen:

1. auf Blatt 69 Großbraming, östlich Molln an der Steyr, im Graben unterhalb der Mayeröd-Alm — dort sind etwa die tiefsten zwei Drittel des Schichtstoßes und insbe-

sondere auch die tonigen Übergangsschichten zum Reiflinger Kalk aufgeschlossen (GEYER, 1911);

2. auf Blatt 99 Rottenmann, beim Laussa-Engpaß, im Bach unterhalb vom Holzmaier — dort ist ein mittlerer, 60 *m* mächtiger, sandsteinreicher Profilausschnitt mit bis 7-10 *m* mächtigen Bänken zu sehen; er läßt sich nicht genau an die Opponitzer Schichten anschließen (AMPFERER et al., 1933);

3. auf Blatt 100 Hieflau, östlich vom Kerzenmandl, im Saggraben, der in die Salza mündet und beim Mooswirth entspringt — dort reicht das Profil vom Opponitzer Kalk über eine vorwiegend tonige Folge mit Sandsteinpaketen und mindestens einem Kohleflöz, dann über Sandsteinbänke mit tonigen Zwischenmitteln und schließlich über ein wiederum toniges Paket mit einzelnen geringmächtigen, im Liegenden kalkreichen Sandsteinbänken bis auf den Reiflinger Kalk hinab; der klastische Profilausschnitt zwischen den Kalken erreicht 499 *m*;

4. auf Blatt 71 Ybbsitz, in der östlichen Verlängerung des Gamsstein-Grats, im Mendling-Bach bei Hof (Beilage 1);

5. auf Blatt 71 Ybbsitz, 10 *km* nordöstlich von 4., im Wasserfall von der Steinbachmauer, bei Rudenau, oberhalb des Sägewerks A. Huber (Beilage 1);

6. auf Blatt 71 Ybbsitz, 2 *km* östlich von 5. im Stiegengraben (Beilage 1);

7. auf Blatt 72 Mariazell, südöstlich St. Anton an der Jeßnitz, im Bach vom Klauswald nach Unter-Klaus — dort enthält das Profil unter dem Opponitzer Kalk einige Meter kalkreiche Sandsteine und umfaßt abwärts eine mächtige, fast ausschließlich tonige Folge, die nahezu das gesamte klastische Intervall repräsentiert;

8. auf Blatt 73 Türnitz, im Bach oberhalb der Kirche von Loich — dort liegt unter dem Opponitzer Kalk eine mächtige, lückenhaft aufgeschlossene Schiefertontfolge mit stark zurücktretenden Sandsteineinschaltungen und darunter ein Profilausschnitt mit vorwiegenden Sandsteinbänken und untergeordneten Schiefertonzwischenmitteln.

Die Gesamt-Mächtigkeit der Lunzer Schichten ist also aufschlußbedingt nur ausnahmsweise direkt zu messen. Die 500 *m* — einschließlich Aon-Schiefer — im Saggraben scheinen jedoch ein Maximum darzustellen. Im Mendling-Bach bei Hof, im Wasserfall Steinbachmauer und im Stiegengraben (Beilage 1) sind die oberen 125 *m* aufgeschlossen. Extrapoliert man dort bis auf den Muschelkalk hinunter, kommen gut 350 *m* zusammen. Nach allen Beobachtungen ist dieser Wert typisch für den zentralen Lunzer Fazies-Bereich. Auch für die Ausbisse, die nahezu vollständig aus Schiefertonen bestehen, erscheint eine wesentliche primäre Reduktion der Mächtigkeit nicht wahrscheinlich. Demgegenüber ist das klastische Karn in den benachbarten Faziesräumen im allgemeinen deutlich reduziert. So darf man im Süden bei Wildalpen die Mächtigkeit auf nur einige 10 *m* schätzen.

Schon im einzelnen Profil findet man gewöhnlich das vollständige Spektrum der im Lunzer Schichtkomplex auftretenden Gesteine. Deren Variabilität ist gering. Feinklastische Sedimente wiegen entschieden vor; zusätzlich kommen, besonders im zentralen Faziesraum, Kohlenflöze vor (RUTTNER, 1947) sowie im Süden, bei Wildalpen, oolithische und fossilreiche Kalkbänke (Abb. 2, 3). Die Korngrößen der Klastika umfassen die Tonfraktion und reichen bis an die 250 μ -Sandfraktion. Reine Schiefertone sind selten, dagegen schluff- und sandgebänderte Tone sehr verbreitet. Die Bänderung ist rhythmisch im Millimeter- oder aber Zentimeterabstand. Die gröberkörnigen Lagen bilden im ersten Fall häufiger eine feinlamellierte Flaserschichtung, im zweiten Fall öfter eine kleindimensionierte Schrägschichtung ab. Ebene Parallelschichtung ist selten.

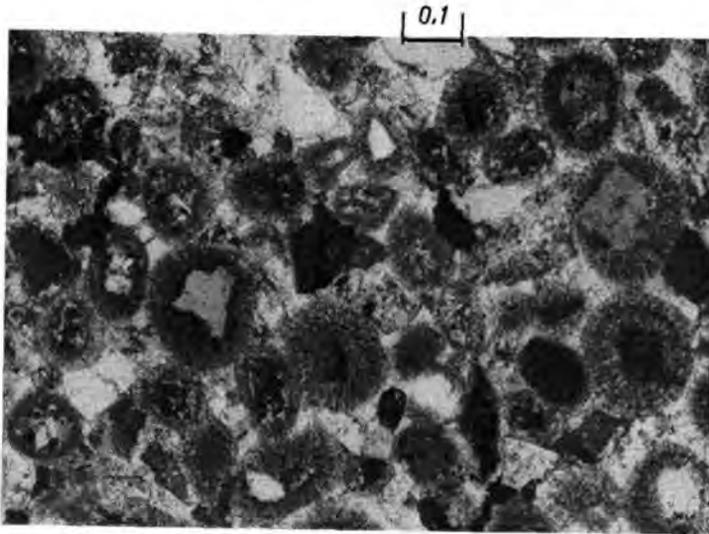


Abb. 2: Eckige Mineralkörner und Gesteinsbruchstücke bilden Keime für strahlig und konzentrisch aufgebaute Karbonat-Ooide. Ortschaft Hinterwildalpen, Bl. 101 Eisenerz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

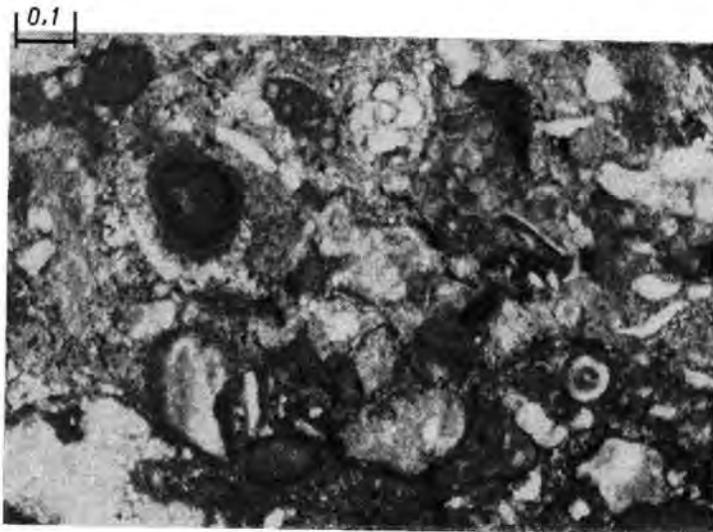


Abb. 3: Foraminiferen- und fossilschuttreicher, stark toniger und eisenschüssiger, oolithischer Kalkstein mit diagenetisch verwaschenen Korngrenzen. Ortschaft Hinterwildalpen, Bl. 101 Eisenerz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

Sandsteinlagen treten gegenüber den tonigen Profilabschnitten in Bachanrissen morphologisch hervor; besonders dann, wenn sie karbonatisches oder kieseliges Bindemittel besitzen. CaCO_3 -zementierte Sandsteine verwittern mit den typisch braunen Farben. Die frischen, zementreichen Sandsteine sind beim Anschlag splittig-fest, häufig dünnbankig und treten in tonigen Profilabschnitten als einzelne scharf begrenzte Bänke auf. Sie sind im allgemeinen massig, zeigen aber auch zuweilen Wickelschichtung (convolute bedding) und selbst im Schriff selten Gradierung der Korngrößen (graded bedding). An der Basis solcher Bänke befindet sich im allgemeinen eine ganz bestimmte

Assoziation von Sohlmarken. Bindemittelarme Sandsteinbänke schließen sich demgegenüber oft zu dickeren Paketen zusammen. Sie führen stellenweise reichlich eingeregelte Pflanzenreste. Sie weisen häufiger Schrägschichtung in mit dem Kompaß meßbaren Dimensionen auf; oder sie erscheinen im Aufschluß ungeschichtet und erweisen sich dann unter dem Mikroskop oftmals als unvollkommen gradiert. Vor allem die schlecht gradierten Bänke führen lokal Tonschmitzen, die bei ihrer Sedimentation noch plastisch verformbar waren, wie die darin eingedrückten Sandkörner deutlich beweisen. Während die schrägschichteten Bänke im allgemeinen nahezu ebene Unterflächen haben, tragen die gradierten Bänke häufig Strömungswülste. Dickere, mehrere Meter mächtige Bankkomplexe solcher Sandsteine können von der Basis bis zum Top durchgehend schrägschichtet sein. Häufiger beobachtet man eine regelmäßige Wechsellagerung von schlecht gradierten mit schrägschichteten Bänken (Abb. 4). Solch strenge Rhythmik deutet auf Sedimentationszyklen. Innerhalb eines Zyklus übertrifft die Sedimentationsrate zunächst den lateralen Sortierungsmechanismus, anschließend findet geordneter Korntransport statt.

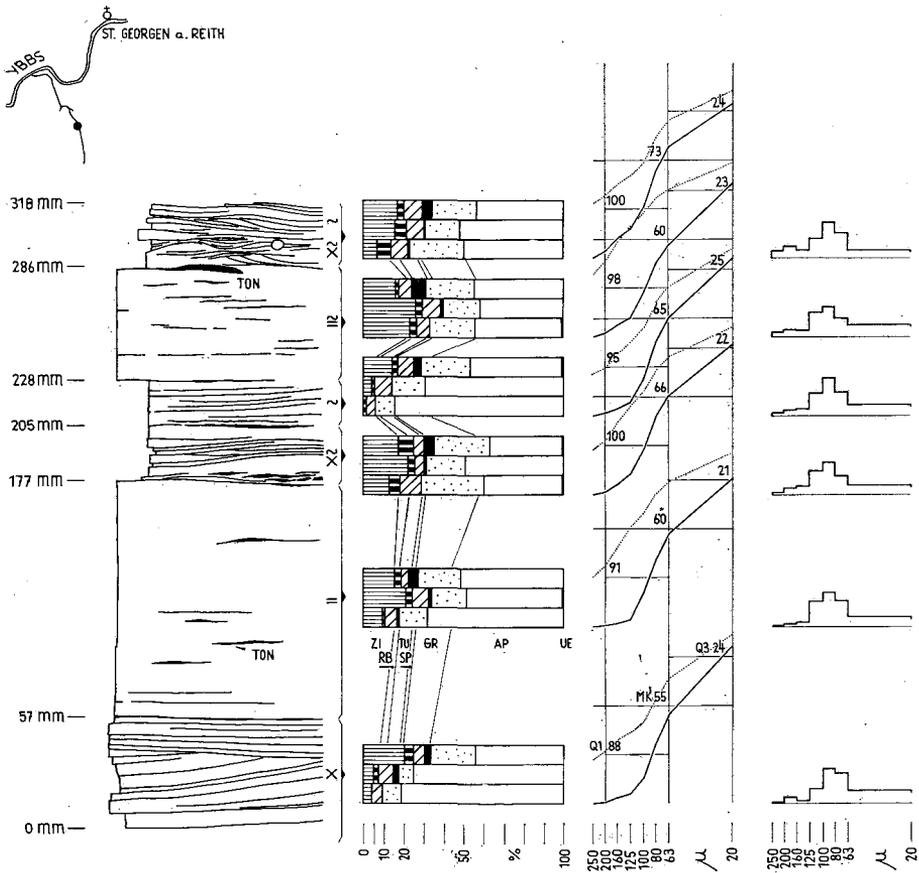


Abb. 4: Engständig beprobter Profilausschnitt südlich St. Georgen am Reith. Die Sedimentationszyklen besitzen intern und untereinander gleichartige Korngrößenzusammensetzungen sowie die gleichen Schwerminerale in unregelmäßig schwankenden Anteilen. Legende auf Beilage 1.

In der vertikalen Aufeinanderfolge beobachtet man einen mannigfachen Wechsel der Gesteinstypen. Aber schon in eng benachbarten, detailliert aufgenommenen Profilen lassen sich einander entsprechende Sedimentationseinheiten — einzelne Bänke, auch

Bankkomplexe — nicht wiedererkennen. Dagegen ist eine übergeordnete Gliederung der Gesamtprofile in vier unscharf voneinander abgegrenzte Abschnitte verbreitet (THENIUS, 1962; TOLLMANN, 1965).

1. Hangendsandstein. Im obersten Abschnitt unterbrechen zahlreiche dünnbankige Sandsteinlagen die Schiefertonsfolge; sie schließen sich direkt unter dem Opponitzer Kalk oftmals zu einer mehrere Meter messenden, kompakten Sandsteinzone zusammen. In der Steinbachmauer ist dieser Abschnitt etwa 27 m mächtig (Beilage 1).

2. Schiefertone mit Kohleflözen. Im nächst tieferen Abschnitt herrschen gebänderte Schiefertone entschieden vor. Sie enthalten sehr untergeordnet Sandsteinlagen und Zentimeter- bis mehrere Meter dicke Kohleflöze. In der Steinbachmauer mißt dieser tiefere Abschnitt etwa 56 m (Beilage 1).

3. Lunzer Hauptsandstein. Im nächst tieferen Abschnitt dominieren Sandsteinpakete. Sie sind ausgebildet als mürbe, mehrere Meter dicke, vollkommen schräggeschichtete Partien oder als bindemittelreiche, Dezimeter dicke Bänke, die durch Schiefertonslagen voneinander getrennt sind. In der Steinbachmauer und im Stiegengraben erreicht dieser Abschnitt etwa 30 m Mächtigkeit (Beilage 1).

4. Reingrabener Schiefer = Halobienchiefer. Im tiefsten Abschnitt der Lunzer Schichten treten Sandsteine gegenüber dunklen, bitumenreichen, feinschichtigen Tonmergeln und Schiefertonen völlig zurück. In den isolierten Aufschlüssen trifft man auf individuen- und artenreiche marine Faunen mit der Muschel *Halobia rugosa* GÜMBEL und dem Ammoniten *Carnites floridus* WULFEN.

3. Konzept und Ziel der Untersuchung

Die detritische Ausbildung der Lunzer Schichten inmitten mächtiger karbonatischer Serien und ihre weite Verbreitung über mehrere Struktureinheiten reizen zur paläogeographischen Studie. Der methodische Ansatz hierzu kann sehr verschieden gewählt werden (vgl. GRIMM, 1965: 24). Umfassende Faziesanalysen, aber auch ausgewählte Aspekte der Petro- und Biofazies liefern zunächst nur sehr indirekte Abbilder von paläogeographischen Zuständen. Beispielsweise führt das Studium von Sedimentmächtigkeiten, Leicht- und Schwermineralspektren normalerweise zum Entwurf von Isolinienplänen. Indessen sind Isolinienbilder im allgemeinen vieldeutig. Sogar eine geometrisch einfache Anordnung von Mineralprovinzen läßt sehr unterschiedliche genetische Erklärungen zu. Zahl und Anordnung der sedimentliefernden Festländer bleiben darin unbekannte Größen. Die Lage der Liefergebiete wird vieldeutig austauschbar und sogar Transportrichtungen können sich ins Gegenteil verkehren. Die Bestimmung von strömungsbedingten Sedimentgefügen verrät dagegen punktweise direkt den Strömungsverlauf und die Transportrichtung des Sediments. Je nach Art und Ausbildung der Strukturen sind mehr oder minder straff ausgerichtete Schüttungsskalare oder -vektoren abzulesen. Im genügend dichten Beobachtungsnetz gewinnen die einzelnen Pfeile häufiger den Rang von Leitlinien für Herkunft und Transportweg des Sedimentstroms. In den Lunzer Schichten können sich die beiden methodisch üblicherweise getrennten, gerade drastisch voneinander abgehobenen Arbeitsweisen sinnvoll ergänzen. Fließrichtungspfeile engen nämlich dann die Deutungsmöglichkeiten von regionalen Isolinienfeldern ein. Vor allem Untersuchungen von strömungsbedingten Sedimentgefügen sind in den alpinen Schichtfolgen fast ausschließlich auf den Flysch beschränkt geblieben. Neben dem klastischen Karn wäre in der Trias auch der Buntsandstein (Werfener Schichten) ein dankbares Anwendungsbeispiel. Großregionale Untersuchungen dieser beiden terrigenen Leithorizonte und der Vergleich der Ergebnisse würden vermutlich die alpine Trias als kritische Formation für die paläogeographische Entwicklung und die orogenetischen Anfänge der Alpen bestätigen. Die jetzt zerrissenen und verschleppten Verbände verbieten scheinbar die Untersuchung von Fließrichtungen ohne die tektonische Kinematik abgeklärt zu haben. Dem an wenig gestörte Schichttafeln, aber auch nach strengem Plan gefaltetes Schiefergebirge Gewöhnten, erscheint auch der umgekehrte Weg begehbar. Welche Bestimmung erhalten dann tektonische Einheiten im sediment-

geologischen und paläogeographischen Geschehen? Ein damit verwandtes Arbeitsziel liegt in der paläogeographischen Korrelation des Karns mit dem Keuper, des alpinen und germanischen Faziesbezirks. Die beiden Sedimentationsräume sind ja schon oberflächlich deutlich voneinander getrennt, und zwischen sie schiebt sich nach althergebrachter Vorstellung mindestens ein Festland, der Vindelizische Rücken. Gelingt es über die Informationslücken hinweg karnisches und Keuper-Geschehen paläogeographisch zu verknüpfen?

4. Die Sandsteine

Zusammensetzung und sedimentäres Gefüge der Sandsteine standen im Vordergrund des Interesses. Zunächst mußte geprüft werden, wie variabel beide schon im einzelnen Sedimentationszyklus bzw. an seiner Unter- und Oberseite sind (OTTO, 1938). Schrittweise Bereichsvergrößerungen offenbarten dann ihr systematisches Verhalten in Sedimentsäule und Schichtverbreitung und liefern zugleich genetische und paläogeographische Kriterien. Es bot sich also an, zunächst mit dem engsten Profilabstand zu beginnen, diesen Abstand dann zu vergrößern und schließlich ebenso stufenweise regional voranzugehen.

Im Gelände wurden etwa 100 Proben orientiert entnommen, davon 54 im Labor für die Dünnschliffherstellung orientiert zersägt und die Probenreste für Korngrößen- und Schwermineralbestimmungen im Brecher auf $< 2 \text{ mm}$ Körnung zerkleinert. Diese mechanische Aufbereitung ist gegenüber der chemischen zeitsparend und die Mineralspektren bleiben unverändert erhalten; denn der Bruch erfolgt — auch bei kieseligem Bindemittel — an den Korngrenzen (HENNINGSSEN, 1967). Allerdings ist der Gesteinsbruch für Korngrößenanalysen nicht ohne weitere Aufbereitung verwendbar (Abb. 4, gestrichelte Summenkurven). Er wurde mit 10%iger Monochloressigsäure und H_2O_2 in seine Bestandteile zerlegt und anschließend trocken gesiebt (Siebsatz nach DIN 4188, 250, 200, 160, 125, 100, 80, 63 μ). Die Fraktion $< 63 \mu$ ließ sich dann mit einer Schlämmapparatur (G. FISCHER) unter Zusatz von Natriumpyrophosphat in die Anteile 63—20 μ und $< 20 \mu$ untergliedern.

Für die Schwermineralanalysen wurden jeweils 100 g Gesteinsbruch klassiert (wie oben). Nach kurzem Suspendieren in Bromoform ($d = 2.88$) mit einem Ultraschallgerät, fünfminütigem Zentrifugieren, Einfrieren des Bodensatzes mit flüssigem Stickstoff, Dekantieren des Leichtmineralanteils ergeben 5 g Einwaage für die beiden feinsten Fraktionen 20—63 μ und 63—80 μ jedesmal gut belegte Streupräparate mit > 200 durchsichtigen Körnern. Die Fraktion 80—100 μ lieferte bei gleicher Ausgangsmenge und Behandlung nur für 45 Proben die geforderte Kornzahl; 9 Präparate blieben deshalb bei der Auswertung unberücksichtigt, ebenso die noch gröberen Fraktionen. Die Mineralkörner wurden unter dem Mikroskop bestimmt und gezählt, ihre qualitative Bestimmung in einigen Fällen mit dem Röntgen-Diffraktometer überprüft.

Erst im Dünnschliff werden die tiefgreifenden Veränderungen des ursprünglichen Korngefüges und der primären Kornzusammensetzung durch Diagenese und Verwitterung sichtbar. Noch verhältnismäßig frisch wirken oft gröbere, gleichkörnige Sandsteinlagen. Die Körner sind eckig (Abb. 5), selten kantengerundet oder gerundet. An der Zusammensetzung beteiligen sich Quarz und Feldspäte mit vergleichbar hohen Anteilen. Quarz löscht sehr häufig undulös aus, die Feldspäte sind Orthoklas, Plagioklas (Abb. 6), Mikroklin. Gesteinsbruchstücke treten gegenüber jedem dieser Anteile im allgemeinen deutlich zurück. Beobachtet wurden verschiedenartige Quarzite, vereinzelt kristalline Schiefer, sowie Tonschmitzen und Karbonatbruchstücke. Die Menge an zwischengelagerter, feinkörniger Matrix schwankt erheblich, macht in den weniger zersetzten Sandsteinen jedoch weniger als 15% aus. Nach dem Konzentrationsdreieck von FÜCHTBAUER (1959) sind diese Sandsteine ganz vorwiegend „tonarme Arkosen“ und „tonarme Feldspatgrauwacken“. „Tonarme feldspathaltige Sandsteine“ kommen vor. Die Sandsteine enthalten ferner schichtparallel eingelagerten Muskovit und Biotit, Chlorit, zuweilen Glaukonit, idiomorphen Pyrit und dessen Verwitterungsprodukt

Limonit, kohlige Substanz, sowie Schwerminerale. Als Bindemittel treten Karbonat und Kieselsäure in wechselnden Mengen und gelegentlich gemeinsam auf; beide dürften vom Detritus abzuleiten sein. Die Petrographie der Lunzer Sandsteine deutet auf eine schnelle Folge von Abtragung, Transport und Absatz (BOKMANN, 1955).

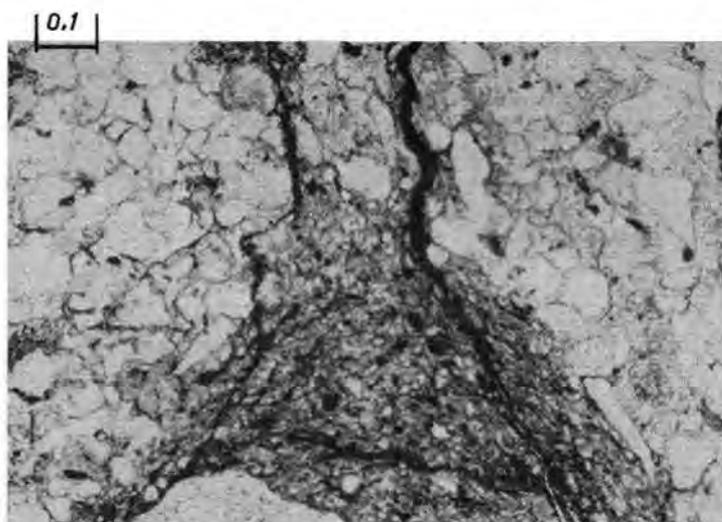


Abb. 5: Querschnitt durch die Grenze zwischen zwei Strömungswülsten (flute casts). Die Körner sind eckig. Das feinkörnigere Substrat ist durch Auflast und unterstützt von Scherflächen spaltenartig aufgedrungen. Ausschnitt aus Abb. 11. Parallele Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

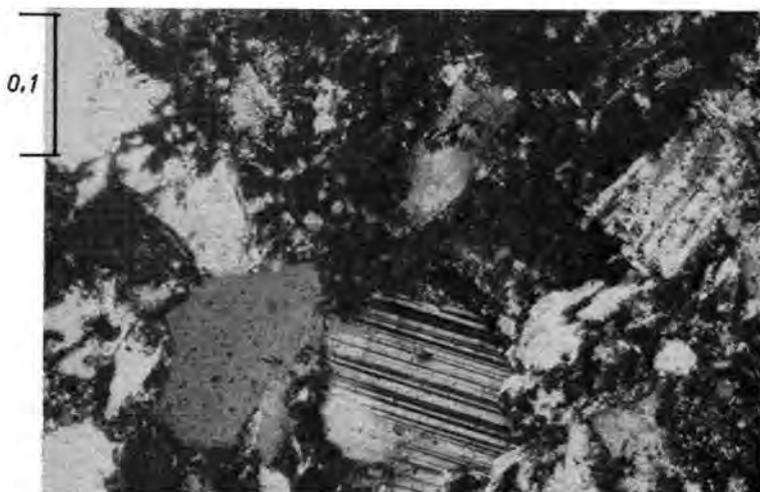


Abb. 6: Eckige Quarz-, Plagioklas- und andere Feldspatkörner, sowie feinkristalline Quarzitbruchstücke. Ausschnitt aus Fig. 2. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 0,1 mm.

Südlich des geschlossenen Lunzer Faziesgebiets, im Tirolikum, treten bankweise Kalkoolithe auf. Die Ooide besitzen verhältnismäßig große detritische Keime, unter denen mono- und mikrokristalliner Quarz entschieden vorherrschen (Abb. 2).

Die auf ihre Korngrößenverteilung untersuchten Sandsteine besitzen im allgemeinen einen Medianwert zwischen 55 und 75 μ . Die Sortierung liegt zwischen 1·8 und 2·2 — sie ist damit „schlecht“ bis „sehr schlecht“ (FÜCHTBAUER, 1959). Der größte Gewichtsanteil entfällt regelmäßig auf das Intervall 80—100 μ . Körner mit >250 μ Durchmesser

wurden überhaupt nicht beobachtet. Nach DIN 4022 und auch nach v. ENGELHARDT (in LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER, 1953) sind die Lunzer Sandsteine als „toniger Feinsandstein“ zu bezeichnen. Auffällig sind schon die gleichförmigen Korngrößenverteilungen im Schicht-für-Schicht-Profil (Abb. 4). Schräg-, faser- und parallelgeschichtete, sowie bindemittelarme und -reiche Sedimentationseinheiten besitzen nahezu gleiche Kennwerte. Offenbar liegt immer das gleiche Material im Kleinen mal besser, mal schlechter sortiert vor. Das gilt ebenso für den Vergleich von stratigraphisch weit auseinanderliegenden Horizonten — etwa von Proben aus dem Hangendsandstein mit solchen aus dem Liegendsandstein. Sogar im Regionalen ergeben die allerdings weit gestreuten Stichproben keine systematischen Veränderungen. Die pauschalen Korngrößenverhältnisse deuten auf homogene Verteilung der Sedimentfracht, sowie mangelnde übergeordnete Sortierungsmechanismen im Ablagerungsraum. Es fehlten dort wohl insbesondere kritische Fließgeschwindigkeiten, die eine regionale Trennung der Korngrößen bewirkt hätten. Die Feinkörnigkeit der Sandsteine legt zügigen schwebenden Transport für alle Korngrößen nahe (GRIMM, 1965).

5. Schwerminerale

Die Lunzer Sandsteine enthalten im allgemeinen weniger als ein Gewichtsprozent Schwerminerale, opake eingeschlossen. Höhere Anteile bis 25 Gewichtsprozent gehen auf detritische „Karbonatkörner“ zurück ($d > 2.88$). Sie lassen sich nicht quantitativ befriedigend abtrennen und wurden deshalb auch nicht ausgezählt. Ihr Verdünnungseffekt machte Präparate der Fraktion 80—100 μ gelegentlich unbrauchbar.

Zirkon zeigt alle Übergänge von idiomorphen, säulig-stengeligen Kristallen über kantengerundete mit teilweise erhaltenen Kristallflächen bis zu ellipsoidisch abgerollten Körnern. Er ist größtenteils zonar gebaut. Braune und rötliche Körner kommen vor. Ein akzessorischer, nicht näher bestimmter Anteil Monazit wurde zum Zirkon gerechnet.

Rutil bildet idiomorphe, stengelige und kantengerundete Formen. Ein geringer Anteil Brookit wurde beim Rutil verbucht.

Turmalin kommt gleichermaßen idiomorph und kurzsäulig, in eckigen Bruchstücken oder aber kugelig abgerollt vor. Flaschengrüne und braune Körner dominieren über rote und blaue.

Spinell (Chromit) tritt muschlig gebrochen auf. An den Bruchrändern ist er honiggelb bis tiefrot gefärbt. Dickere Körner sind nur im sehr hellen Durchlicht (Kondensor!) identifizierbar.

Granat bildet isometrische, meist „hahnenkammartig“ angelöste, sonst abgerollte Körner. Ihre Färbung ist teilweise rötlich und gelblich.

Apatit besitzt nur noch gelegentlich Kristallkanten, sonst ist er, mit c als längster Achse, ellipsoidisch abgerollt (HELING, 1963). Perlschnurartig angeordnete Einschlüsse, besonders auf Spaltrissen, geben ihm häufig schmutzig-bräunliche Färbungen.

„Übrige Schwerminerale“ machen nur ausnahmsweise mehr als 2% des Spektrums aus: Zinnstein, Anatas, Staurolith, Epidot und Zoisit.

Der Schwermineralgewichtsanteil, ebenso die Schwermineralvielfalt erhöhen sich im allgemeinen mit fallenden Korngrößen (WOLETZ, 1958). Die Abrollung der Körner wächst mit zunehmender Korngröße. Besonders deutlich zeigen dies Zirkon, Rutil und Turmalin. Bekannt (WOLETZ, 1958) und auch für die Lunzer Sandsteine zutreffend ist die Abnahme von Zirkon und auch Spinell mit zunehmender Korngröße; Turmalin und Apatit verhalten sich gegenläufig, Granat im allgemeinen indifferent.

Zirkon, Rutil und Turmalin sind stabile Minerale (WIESENER, 1953; GRIMM, 1957). Spinell, Granat und Apatit gelten demgegenüber als verwitterungsempfindlich (WIESENER, 1953; MILNER, 1962), Granat und Apatit darüber hinaus auch als diagenetisch instabil (WIESENER, 1953; HELING, 1963). Granat und Apatit bleiben nach FÜCHTBAUER (1961) und HELING (1963) in karbonathaltiger Umgebung am besten konserviert.

Die stoffliche Zusammensetzung der Lunzer Sandsteine deutet vor allem auf saure Magmatite und meso- bis katazonale Metamorphite, zusätzlich auf basische Magmatite (Chromit) und Sedimente (Karbonat, Gesteinsbruchstücke) im Liefergebiet (GRIMM, 1965). Die Böhmisches Masse im Norden und die zentralen Alpen im Süden des heutigen Lunzer Faziesbezirks erfüllen solche Bedingungen (vgl. dagegen Kapitel 7).

Im Schicht-für-Schicht-Profil schwanken die ausgezählten Prozentanteile der einzelnen Minerale deutlich (Abb. 4). Diese Variation ist unabhängig von den Korngrößen, die ja konstant bleiben, und dem schichtinternen Gefüge. Sie ist also für schräg-, flaser- und parallelgeschichtete, für bindemittelarme und -reiche Bänke praktisch gleich groß. Dies bestätigt auch Beilage 1. Bei Vergrößerung des Probenabstands im Profil vergrößert sich die Schwankungsbreite in der quantitativen Zusammensetzung der Spektren augenscheinlich nicht mehr (Beilage 1). Das gleiche gilt auch für die regionale Betrachtung.

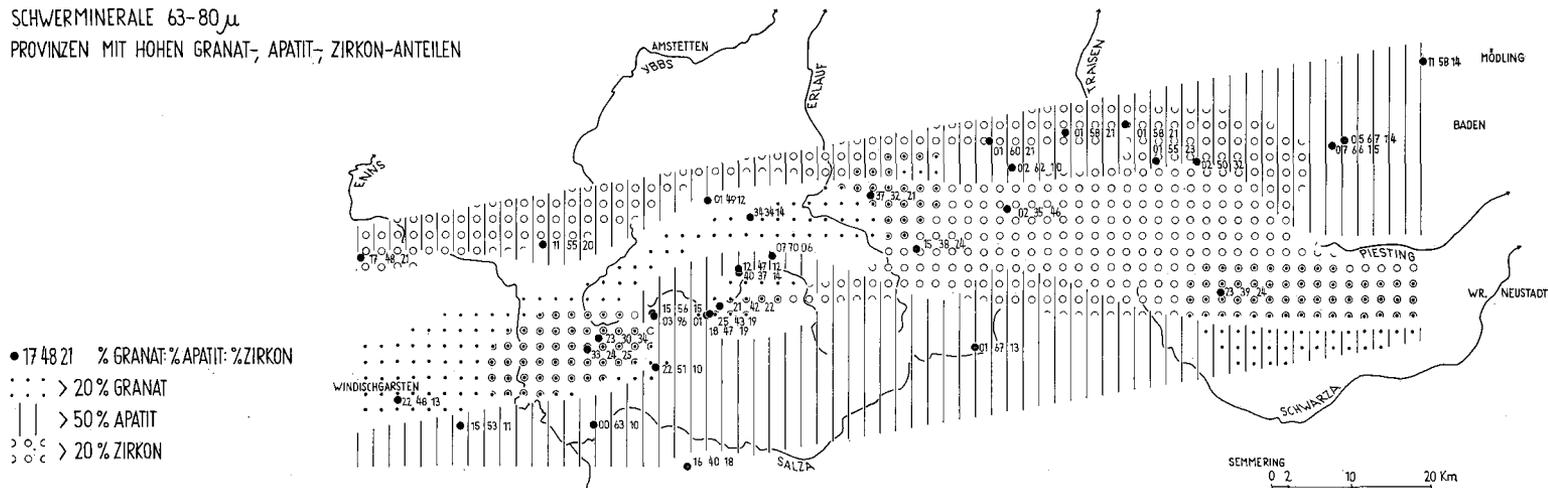
Verantwortlich für die Schwankungsbreite sind vor allem Zirkon, Turmalin, Granat und Apatit, die durchweg größere Anteile an den Spektren besitzen. Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen dieser vier Minerale in den abgestuft verschieden großen Untersuchungsbereichen — im Schicht-für-Schicht-Profil, im längeren Vertikalprofil und im gesamten Faziesbezirk — ermöglicht Tab. 1. Ihr liegen die ausgezählten Prozentsummen jeweils aller drei Fraktionen zugrunde. Zirkon und Apatit zeigen jeweils konstante Standardabweichungen; bei Turmalin und Granat nimmt hingegen die Streuung mit Bereichsvergrößerung zu. Die beiden erstgenannten Minerale sind demnach in den Lunzer Sandsteinen für Schwermineralverteilungsanalysen nur bedingt zu verwenden. Besonders Granat, aber auch Turmalin versprechen dagegen Verteilungsmuster abzubilden. Interessant erscheint, daß paarweise je ein stabiles und ein instabiles Mineral im Verhalten ihrer Standardabweichungen zusammengehen.

	40 cm-Profil Abb. 4	100 m-Profil Beilage 1, Steinbachmauer	Gesamter Faziesbezirk Abb. 7, 8, 9
Zirkon			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	19·4%	23·3%	19·4%
größter Wert	66·1%	91·7%	104·7%
arithmetisches Mittel	41·9%	52·1%	54·2%
Standardabweichung	5·5	6·3	5·8
Apatit			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	124·0%	92·7%	70·0%
größter Wert	199·9%	212·0%	212·0%
arithmetisches Mittel	160·2%	143·9%	144·5%
Standardabweichung	10·6	11·3	10·7
Turmalin			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	18·8%	15·6%	15·6%
größter Wert	26·3%	33·6%	141·5%
arithmetisches Mittel	21·2%	24·1%	32·0%
Standardabweichung	0·9	1·8	6·0
Granat			
Zahl der Proben	6	12	45
kleinster Wert	39·3%	18·8%	0·5%
größter Wert	78·7%	88·7%	120·2%
arithmetisches Mittel	58·8%	48·1%	44·4%
Standardabweichung	4·4	7·2	9·9

Tab. 1: Häufigkeitsverteilungen von Zirkon, Apatit, Turmalin, Granat in verschiedenen großen Bereichen, errechnet aus den Prozentanteilen aller drei Fraktionen (300%).

SCHWERMINERALE 63-80 μ

PROVINZEN MIT HOHEN GRANAT-, APATIT-, ZIRKON-ANTEILEN



M.BEHRENS 1972

Abb. 7: Auf herkömmliche Art und Weise interpolierte Verteilungskarte der häufigsten Schwerminerale. Die intuitiv definierten Provinzen sind im Gebirgsstreichen gestreckt. Liefert die Karte eindeutige paläogeographische Argumente?

SCHWERMINERALE 63-80 μ
 FELDER ÄHNLICHER SCHWERMINERALFÜHRUNG

	VEKTORLADUNG	GRANAT + APATIT	SPINELL	ZIRKON	TURMALIN	RUTH-BROOKIT	ÜBRIGE
I	1000	36	958	6			
II	902	125	740	14	47	59	22
III	889	14	495	85	121	178	107
IV	818	116	601		147	49	58
V	772	168	580	12	112	106	22
VI	716	18	505	15	328	98	36
VII	686	175	512	5	162	86	60
VIII	602	135	389	16	183	206	71
IX	573	201	487	11	225	45	34
X	512	153	376	33	241	121	76
XI	491	183	412	15	264	92	37
XII	408	25	354	57	462	51	51
XIII	379	314	410	27	151	46	52
XIV	0	333	238	14	252	102	54

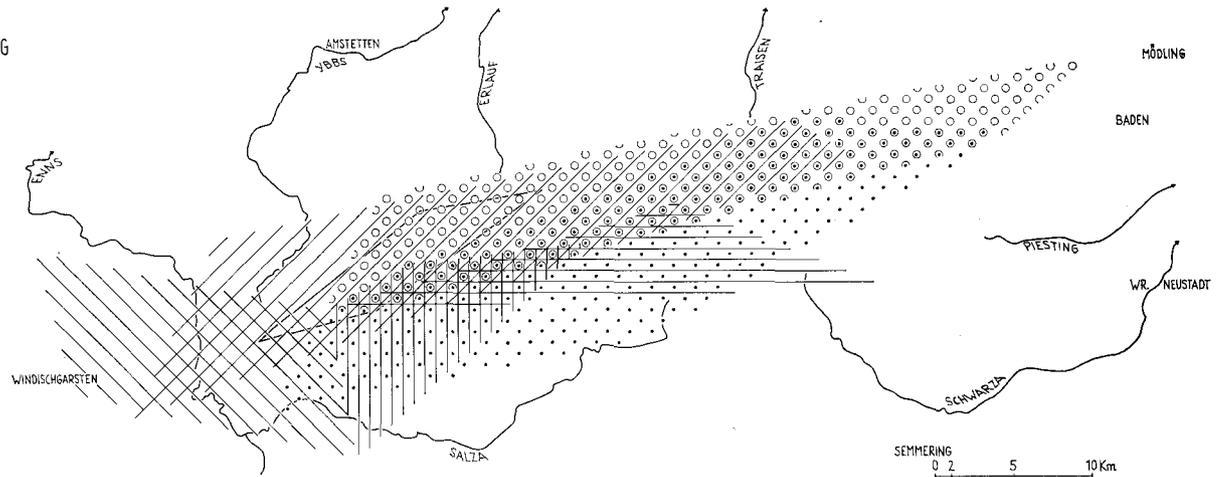


Abb. 8: Nach einer Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus entwickelte Verteilungskarte von abgestuft ähnlichen Schwermineralfeldern. Die einzelnen Felder ordnen sich im Gebirgstreichen an. Ihre Verzahnung belegt enge Verwandtschaft aller Proben im gesamten Probenraum.

M. BEHRENS 1972

Granat, Apatit und Zirkon wurden in der üblichen Schwermineralverteilungskarte regional dargestellt (Abb. 7). Ihr liegen von 54 Proben die Fraktionen 63—80 μ zugrunde. Die Probenpunkte besitzen unterschiedliches Gewicht. Sie repräsentieren im allgemeinen zwar nur jeweils eine Probe, gelegentlich jedoch die arithmetischen Mittel von mehreren (vgl. Abb. 7 mit Abb. 9). Die Provinzen ordnen sich generell streifenförmig parallel zum Gebirgsstreichen an. Sie halten sich jedoch nicht an bestimmte Deckeneinheiten. Im Norden und Süden begrenzen bilateral-symmetrisch zwei Säume mit $>50\%$ Apatit den Untersuchungsraum. Am Nordrand und im Mittelstreifen kommt Zirkon mit $>20\%$ vor. Granat ist mit $>20\%$ auf die Westhälfte des Mittelstreifens beschränkt und erscheint in gleicher Konzentration nochmals in einer isolierten Probe im Südosten. Eine übliche Ausdeutung dieser Konfiguration würde wohl abnehmenden Festlandseinfluß gegen Nordosten ergeben, oder aber zur Annahme mehrerer Liefergebiete führen.

Die gleichen Schwermineraldaten wurden dann durch eine Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus mit anschließender schiefwinkliger Rotation untersucht. Alle Proben wurden dabei gleichrangig behandelt.

Zur Verfügung stand das „FORTRAN-program for factor and vector analysis of geological data“, COVAP (MANSON & IMBRIE, 1964). Es verwendet „Koeffizienten proportionaler Ähnlichkeit“ (IMBRIE & PURDY, 1962) zwischen den Proben, wobei die Proben als Einheitsvektoren in einem mehrdimensionalen, von den Koordinatenachsen der Merkmale aufgespannten Raum aufzufassen sind. Die Winkelbeziehungen zwischen den Einheitsvektoren werden durch Koeffizienten angegeben und sind ein Maß für die Ähnlichkeit der Schwermineralproben. Zur vereinfachten Darstellung wird der meist hochdimensionale Merkmalsraum in einen niedriger dimensionierten Hauptkomponentenraum übertragen. Der dabei entstehende Informationsverlust (IMBRIE & VAN ANDEL, 1964) wird vom Programm in Prozenten ausgegeben. Bei der anschließenden schiefwinkligen Rotation werden vom Programm die neuen Koordinatenachsen so gewählt, daß sie mit Probenvektoren in extremer Raumlage zusammenfallen: Alle Proben werden dann als Anteile der Endglieder mit extremer Zusammensetzung ausgedrückt. Diese Anteile werden als „Vektorladung“ bezeichnet und sind das Maß für die Probenähnlichkeit.

Bei der Wahl von nur zwei Endgliedern werden die Proben derart in einer Reihe angeordnet, daß ihre Ähnlichkeit von einem Endglied zum anderen Endglied sukzessive abnimmt und umgekehrt. Die Abb. 8 und 9 haben solche Ähnlichkeitsrangfolgen zur Grundlage. Der Informationsverlust beim Übertrag vom siebendimensionalen Merkmalsraum (7 Minerale) in den zweidimensionalen Hauptkomponentenraum ist mit 7.5% (20—63 μ), 3.6% (63—80 μ), 3.4% (80—100 μ) auffällig gering. Die aus komplexen Schwermineralverhältnissen errechneten Probenähnlichkeiten lassen sich also durch verschieden große Abstände auf einer einzigen Achse schon optimal ausdrücken. Das deutet auf einen relativ einfachen Verteilungsschlüssel für die Sedimentfracht, also relativ zahlreiche konstante geologische Parameter.

Für Abb. 8 wurde die Ähnlichkeitsrangfolge, ausgedrückt durch die Vektorladung der Proben auf einem der Endglieder, in zehn gleichgroßen Klassen zerlegt. Die Probenpunkte wurden gradlinig miteinander verbunden. Das jeweils größte durch Verbindungslinien begrenzte Areal ergab ein „Feld ähnlicher Schwermineralführung“. Die Anfangsprobe der Ähnlichkeitsreihe zeichnet sich durch extrem hohen Apatitanteil, wenig Granat und sehr spärlich vorhandenen Zirkon aus. Andere Minerale fehlen. Die komplementäre Probe der Reihe enthält dagegen relativ wenig Apatit, relativ viel Granat und Zirkon. Die anderen Minerale sind vertreten. Die beiden Extremproben liegen regional kaum 10 km auseinander. In den Übergangsgliedern nehmen mit fallender Vektorladung Apatit generell ab, Granat und Zirkon dagegen generell zu. Die zurücktretenden übrigen Minerale verhalten sich indifferent.

Die Felder ähnlicher Schwermineralführung sind generell ost—westlich ausgerichtet, wie in Abb. 7. Sie überschneiden sich teilweise beträchtlich und in mannigfachen Kombinationen. Besonders eng verzahnen sie sich im zentralen Gebiet um Lunz, wo sich die Probenpunkte häufen (vgl. Abb. 9). Dieser Zusammenhang zwischen Überschneidung der Felder und Probenpunkte bildet wiederum die von der Bereichsgröße unabhängigen Schwankungen in den Spektren ab.

Der eingehende Vergleich der Karten Abb. 7 und Abb. 8 zeigt, daß sich deren Inhalte nicht widersprechen. Er veranschaulicht aber auch die Vereinfachung, die bei der intuitiven Auswahl von Mineralien und Definition von Isolinien notwendigerweise entsteht. Die Simplifizierung der objektiven, aus allen Beobachtungen komprimierten Karte führt zur unvollständigen Information und möglicherweise falschen Interpretation.

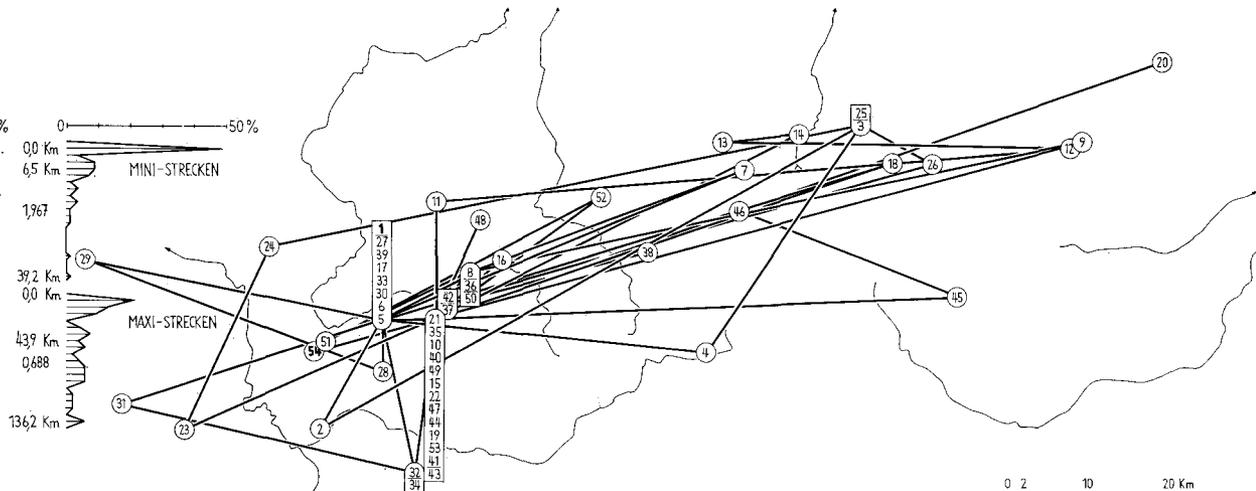
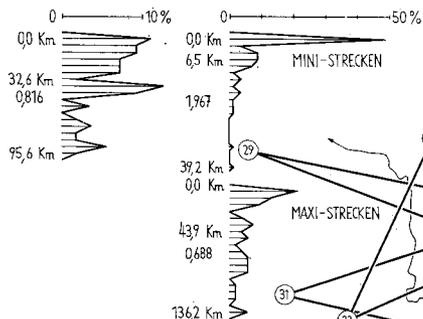
In den drei Figuren der Abb. 9 wurden die Rangziffern der Ähnlichkeit fraktionsweise regional aufgetragen und aufeinanderfolgende, d. h. besonders eng verwandte Proben durch Balken miteinander verbunden. Inhaltlich sind Abb. 8 und Abb. 9 (Fraktion 63—80 μ) identisch. Ins Auge fallen zunächst die langen Verbindungsstrecken in der ENE—WSW-Richtung. Einander besonders ähnliche Proben liegen demnach in dieser Richtung sehr weit auseinander — alternierend im Osten und Westen. Umgekehrt sind lateral benachbarte Proben einander im allgemeinen sehr unähnlich. Dies gilt ebenso für im Profil übereinanderliegende Proben: sie erhielten unregelmäßig springende, sehr verschieden hohe Rangziffern. Im Profil Steinbachmauer ist beispielsweise neben dem zehnten Glied der Ähnlichkeitsreihe das vorletzte, das 53. Glied enthalten. Die räumliche Konfiguration der Verbindungsstrecken ist zum Teil auch eine Funktion der Anordnung der Probenpunkte! Vordringlich spiegelt sie jedoch die Homogenität der Schwermineralverteilung in der ENE—WSW-Richtung durch den ganzen Untersuchungsraum und eher Heterogenität quer dazu. Ferner beweist sie nochmals etwa gleich große Schwankungen der Mineralführung in den Bereichen verschiedener Größenordnung.

Gleiche Deutungen fordern die Fraktionen 20—63 μ und 80—100 μ (Abb. 9). Die Proben ordnen sich tatsächlich bei den verschiedenen Fraktionen in unterschiedlicher Reihenfolge an. Das Sediment wurde also ganz vorwiegend in WSW—ENE angeordneten Streifen durch den gesamten Faziesraum geschüttet. Es ist auszuschließen, daß das Material von mehreren Festländern mit womöglich gar unterschiedlichen Liefergesteinen stammt. Die Anordnung der Provinzen parallel zum heutigen Gebirgsstreifen darf also auch nicht als Hinweis auf jeweils ein nördliches und ein südliches Festland verstanden werden.

Um einen Maßstab dafür zu erhalten, inwieweit der Verlauf der Verbindungsstrecken aufschlußbedingt und durch die vorgegebenen Probenpunkte beeinflusst ist, wurden Häufigkeitsverteilungen von Streckenlängen untersucht. Extreme Parameter zum Vergleich mit den tatsächlichen Verteilungen erhält man beispielsweise, indem man, ausgehend von den ermittelten Endgliedern, einmal die kürzest möglichen Verbindungsstrecken zur jeweils nächst benachbarten Probe, zum anderen die längsten Verbindungsstrecken zur jeweils weitest entfernten Probe untersucht. Die Streckenhäufigkeitsverteilungen für die drei Fraktionen 20—63 μ , 63—80 μ und 80—100 μ unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander (Kurven in Abb. 9). Die hypothetischen „Mini-“ und „Maxi-Strecken“ liefern erwartungsgemäß stark voneinander abweichende Parameter (Kurven in Abb. 9). Die arithmetischen Mittel der tatsächlichen Streckenlängen (34.7 km, 32.6 km, 30.4 km) sind dem arithmetischen Mittel der längstmöglichen Maxi-Strecken (43.9 km) angenähert und wesentlich größer als das arithmetische Mittel der Mini-Strecken (6.5 km). Bei den aus Schwermineralanteilen ermittelten Probenrangfolgen tritt also der unwahrscheinliche Fall ein, daß besonders ähnliche Proben weiter voneinander entfernt sind, als aus der Probenanordnung zu erwarten.

SCHWERMINERALE 63-80 μ

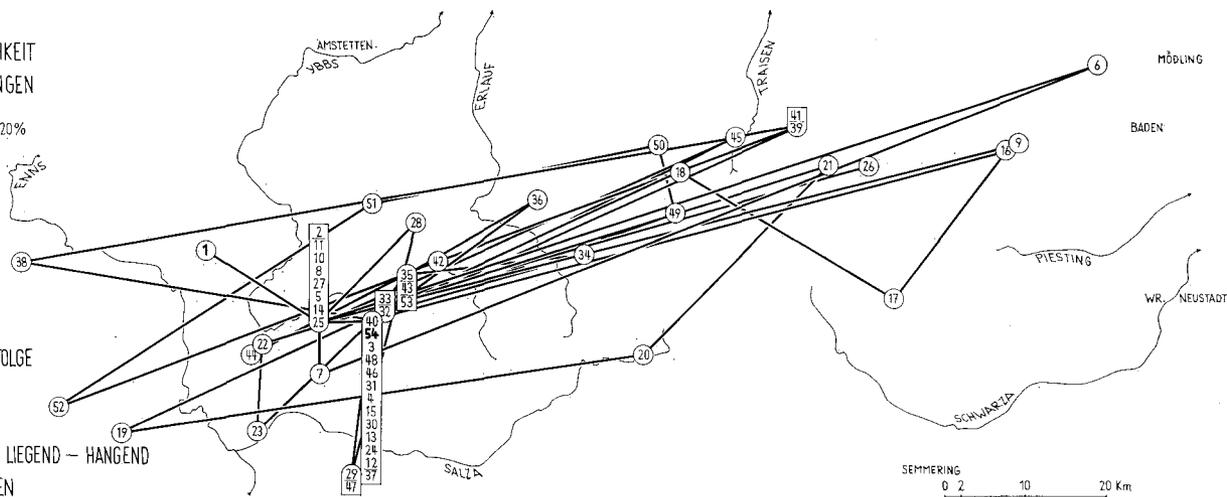
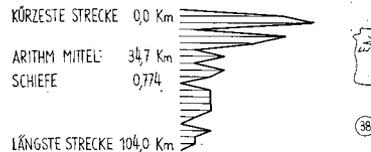
53 STRECKEN



SCHWERMINERALE 20-63 μ

RICHTUNGEN ABNEHMENDER PROBEN-ÄHNLICHKEIT
HÄUFIGKEITSVERTEILUNG DER STRECKENLÄNGEN

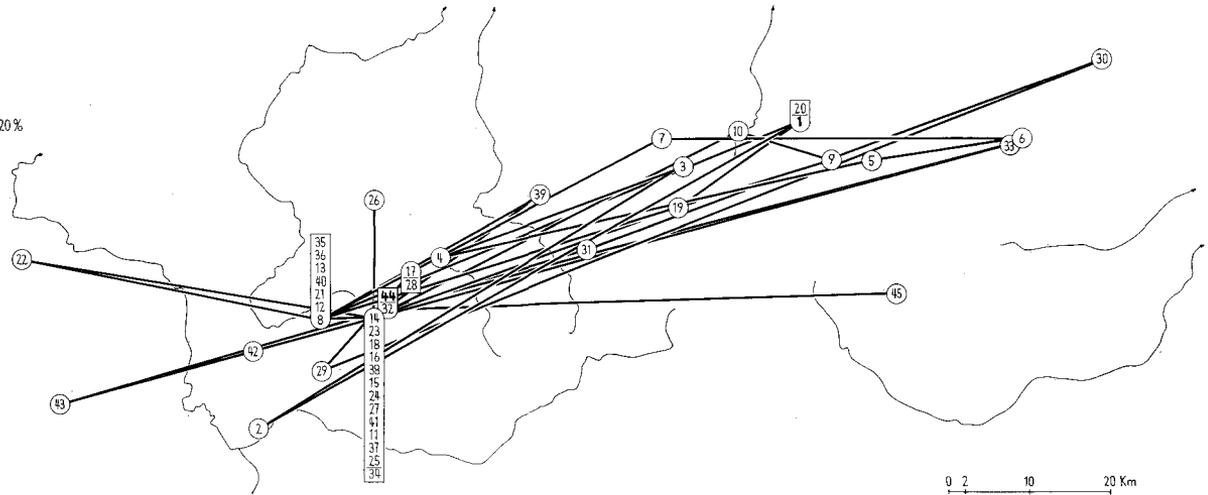
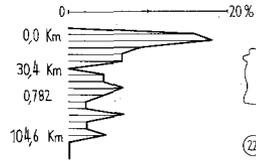
53 STRECKEN



- ④ PROBENPUNKT MIT ÄHNLICHKEITS-RANGFOLGE
RICHTUNG ABNEHMENDER ÄHNLICHKEIT
- ⑤ PROBEN AUS PROFIL IN DER REIHENFOLGE LIEGEND - HANGEND
- ⑥ PROBEN AUS BENACHBARTEN AUFSCHLÜSSEN

SCHWERMINERALE 80-100 μ

44 STRECKEN



M. BEHRENS 1972

Abb. 9: Nach Hauptkomponentenanalysen entworfene Karten mit Ähnlichkeitsrangfolgen der Schwermineralproben. Die Probenähnlichkeit ist in der ENE-WSW-Richtung durch den gesamten Probenraum hindurch besonders eng. Sie ist schon im Profilausschnitt ebenso groß, wie im gesamten Faziesbezirk.

6. Sedimentstrukturen

Flächenhaft freigelegte Sandsteinbänke bringen fast immer reichlich sedimentäre Gefügemerkmale zutage. Das Inventar ist artenreich und vielfältig ausgebildet. Offensichtlich haben bisher nur die kleinräumigen und ungünstigen natürlichen Anschnitte dessen Beachtung verhindert. Die Strukturen wurden an Ort und Stelle bestimmt, mit Gefügekompas, Zollstock und Winkelmesser eingemessen und bereichsweise ins SCHMIDT'sche Netz eingetragen. Bevorzugt wurden Gefügemerkmale, die als unproblematisch gelten und direkt skalaren Strömungsverlauf oder den Vektor der Strömungsrichtung anzeigen.

In die untere Halbkugel wurden die Schichtflächenpole mit verschiedenen Zeichen für normale oder inverse Lagerung, sowie die Streubreite der Schichtflächengroßkreise für jeden Untersuchungsbereich eingetragen. Für die verschiedenartigen Sedimentstrukturen wurden besondere Zeichen verwendet, die im allgemeinen den Durchstoßpunkt des Elements angeben, allerdings bei den Schrägschichtungsblättern den Durchstoßpunkt der Flächennormalen (Legenden in Beilagen 2, 3). Bei der Geländearbeit wurde darauf geachtet, daß möglichst keine Richtungen überrepräsentiert und die Streubreiten voll berücksichtigt wurden. Die Elemente wurden dann um das mittlere Streichen als Achse auf Kleinkreisen und unter Beachtung der Lagerungsverhältnisse in die Horizontale rotiert. Dieses Verfahren geht davon aus, daß die tektonischen Verstellungen nicht auch bedeutende Rotationsanteile um vertikale Achsen enthalten. Wäre das Aufschlußnetz enger, so könnten möglicherweise umgekehrt tektonische Deformationsvorgänge aufgeklärt werden. Die abgelesenen Transportrichtungen sind also von jedem Leser mit der Unsicherheit zu belasten, die er aus den tektonischen Verhältnissen ableiten möchte. — Verformungen um horizontale Achsen verzerren die sedimentäre Orientierung nicht, solche um wenig geneigte Achsen nur so geringfügig, daß dadurch entstehende Fehler in die Grenzen der Meßgenauigkeit fallen. Die horizontierten Sedimentstrukturen wurden dann am Rande der Diagramme in 10° breiten, sich jeweils um 5° überlappenden Sektoren ausgezählt und die Häufigkeitsverteilung in Form von 5° breiten Säulen radial aufgetragen. Aus skalaren Merkmalen abgeleitete Histogramme wiederholen sich jeweils auf der Gegenseite des Diagramms zentrosymmetrisch; aus vektoriellen Merkmalen abgeleitete ordnen sich einseitig in Fließrichtung an. Die arithmetischen Mittel je einer Häufigkeitsverteilung wurden schließlich als Strömungspfeile auf der Karte (Beilagen 2, 3) eingezeichnet.

Schrägschichtung (cross-bedding), (WURSTER, 1958) gibt bei genügend gleichförmiger Anlagerung recht genau die Fließrichtung an. In den Lunzer Sandsteinen ist Schrägschichtung häufig auf einzelne, bis 20 cm dicke Bänke mit parallelen Grenzflächen beschränkt. Dort reichen die Leeflächen durch die ganze Bank und sind nur in einer Richtung, ihrem ursprünglichen Einfallen, gekrümmt. Die Rekonstruktion würde Transversalrippeln mit langen, linearen Kämmen nahelegen. In dickeren Sandsteinkomplexen trifft man dagegen auf Anschnitte von neben- und übereinander angelegten Schüttungskörpern mit löffelförmigen Leeblättern, die durch Diskordanzflächen voneinander getrennt sind. Als Beispiel hierfür mag ein Aufschluß oberhalb Haus Nr. 1 an der Stiegenbach-Mauer (Gemeinde Göstling) auf der rechten Stiegenbachseite gelten (Beilage 2, Diagramm 11 d, e). Die Rekonstruktion würde hier aus parabolischen Grundkörpern zusammengesetzte Rippelfelder ergeben (WURSTER, 1958).

Rippelschichtung, Strömungsrippelschichtung (micro-cross-lamination), (WURSTER, 1964 a) beobachtet man gelegentlich an der Unterseite von Sandsteinbänken. Die Ausstriche der parabelförmigen, 5—10 cm breiten Leeblätter ordnen sich in Richtung ihrer Symmetrieebene an und stoßen diskordant gegen ebenso gemaserte und ähnlich orientierte Felder. Die Rekonstruktion legt Rippelfelder nahe, die wiederum aus parabolischen, jedoch kleiner dimensionierten Grundkörpern bestehen. Die offenen Seiten der Parabeln zeigen in Transportrichtung.

Wickelschichtung (convolute bedding), (PETTIJOHN & POTTER, 1964) komplettiert die schichtinternen Gefügemerkmale, tritt häufiger in kalzitisch zementierten Bänken auf und wurde in den Profilaufnahmen, gelegentlich auch in Diagrammen, vermerkt.

Transversalrippeln (transverse ripple marks), (PETTIJOHN & POTTER, 1964; ALLEN, 1968). Die Oberflächen von wenige Zentimeter dicken Sandsteinlagen in Tonstein-Sandstein-Wechselagerungen bilden häufig je ein Rippelfeld, das vom nachfolgenden Tonabsatz eingedeckt und so vollständig erhalten blieb. Etwa dezimeterdicke, mürbe Sandsteinlagen bestehen gelegentlich ganz und gar aus mehreren solchen einander aufliegenden Rippelfeld-Generationen (Abb. 10). Die Rippelkämme verlaufen immer geradlinig und sowohl bankweise, wie auch durch mehrere Profilmeter hindurch sehr richtungskonstant. Ihr morphologisches Querprofil ist im allgemeinen nahezu symmetrisch, meist flach sinusförmig, zuweilen auch girlandenförmig mit spitzen Kämmen. Der Querbruch entlarvt sie im allgemeinen schnell als Transversalrippeln mit teilweise gut erhaltenen Luvhängen — dann geben sie direkt den Strömungsvektor an. Gelegentlich erkennt man jedoch auch entgegengesetzte Wechsel von Luv und Lee im Anlagerungsgefüge.

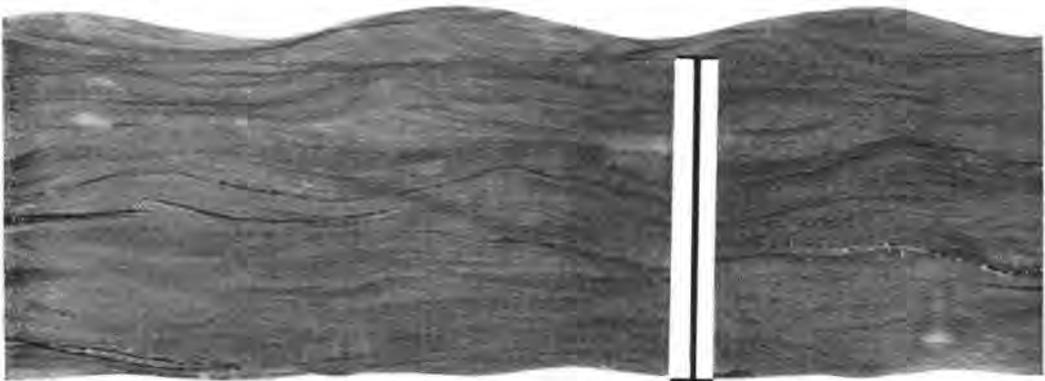


Abb. 10: Querschnitt durch einander überlagernde, symmetrische, flach sinusförmige Transversalrippeln, an denen Luv- und Leehänge erhalten sind. Im Mendlingbach bei Hof, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstab: 5 cm.

Der entschieden arten- und formenreichsten Gruppe von sedimentären Gefügemerken begegnet man auf den Sohlflächen von Sandsteinbänken, die durch Tonlagen voneinander getrennt sind. Diese Marken sind in den letzten zwanzig Jahren viel beachtet, oft aus geosynklinalen Sedimentationströgen beschrieben und im Experiment nachgeahmt worden. Dem Leser sei deshalb eine eingehendere Beschreibung und Deutung erspart (vgl. PETTIJOHN & POTTER, 1964; DZULYNSKY & SANDERS, 1962, u. a.). Die Marken entstehen unter bestimmten strömungsphysikalischen Bedingungen, die nicht unbedingt zugleich den geologischen Charakter des Sedimentationsbeckens festlegen: Sie sollten bei Karten- und Strukturaufnahmen in den Lunzer Schichten häufiger als Entscheidungshilfe für normale oder inverse Schichtlagerung herangezogen werden, um Fehldeutungen zu vermeiden. So trifft man wesentlich häufiger auf überkippte Lunzer Schichten, als nach den vorliegenden Karten anzunehmen ist.

Strömungswülste (flute casts). Die Bankunterseiten von mürben, gelegentlich gradierten (Abb. 11, 12), selten schräggeschichteten Sandsteinen tragen häufiger Strömungswülste (Abb. 13, 14, 15, 16). Bei typischer Ausbildung geben sie direkt den Fließvektor an, gelegentlich auch nur den generellen Strömungsverlauf. Oftmals vereinigen sich ähnliche Strömungswülste auf einer Schichtfläche zu Feldern, die wiederum symmetrisch zur Strömungsrichtung angeordnet sind (vgl. PETTIJOHN & POTTER, 1964, pl. 59 A). In den Lunzer Schichten verlaufen solche Feldergrenzen im allgemeinen quer zur Strömung.

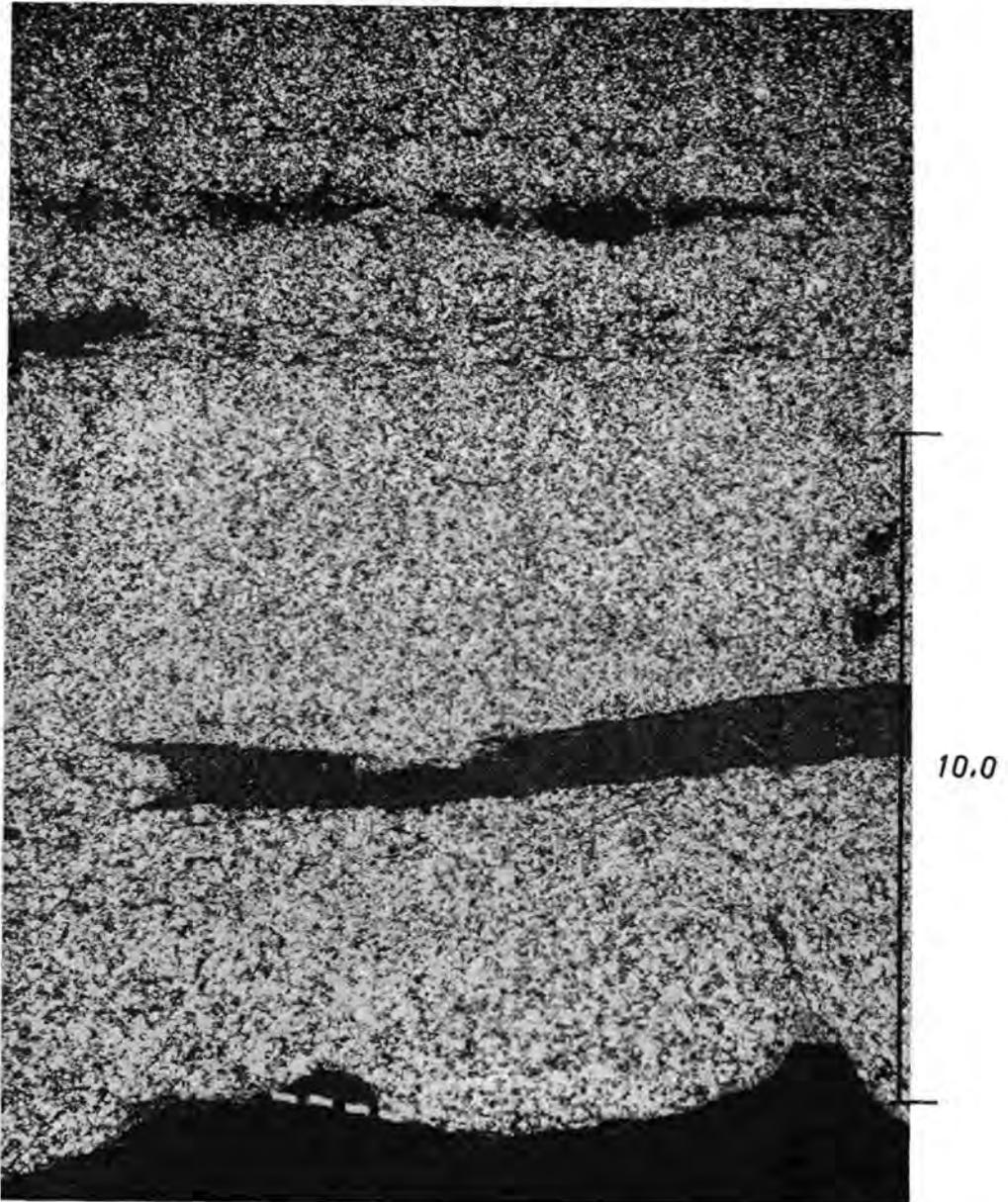


Abb. 11: Gradierte Lage (graded bedding) mit parallel und plastisch eingelagerter Tonschmitzen, sowie quergeschnittenen Strömungswülsten an der Basis. Im Bach oberhalb der Kirche von Loich, Bl. 73 Türnitz. Gekreuzte Nicols. Maßstab: 10 mm.



Abb. 12: Gradierte Bank (graded bedding) mit längsgeschnittenen, schuppenartig angeordneten Strömungswülsten (flute casts), die vom aufgedrungenen Ton nahezu völlig ummantelt sind. Im Bach oberhalb der Kirche von Leich, Bl. 73 Türnitz. Maßstab: 5 cm.

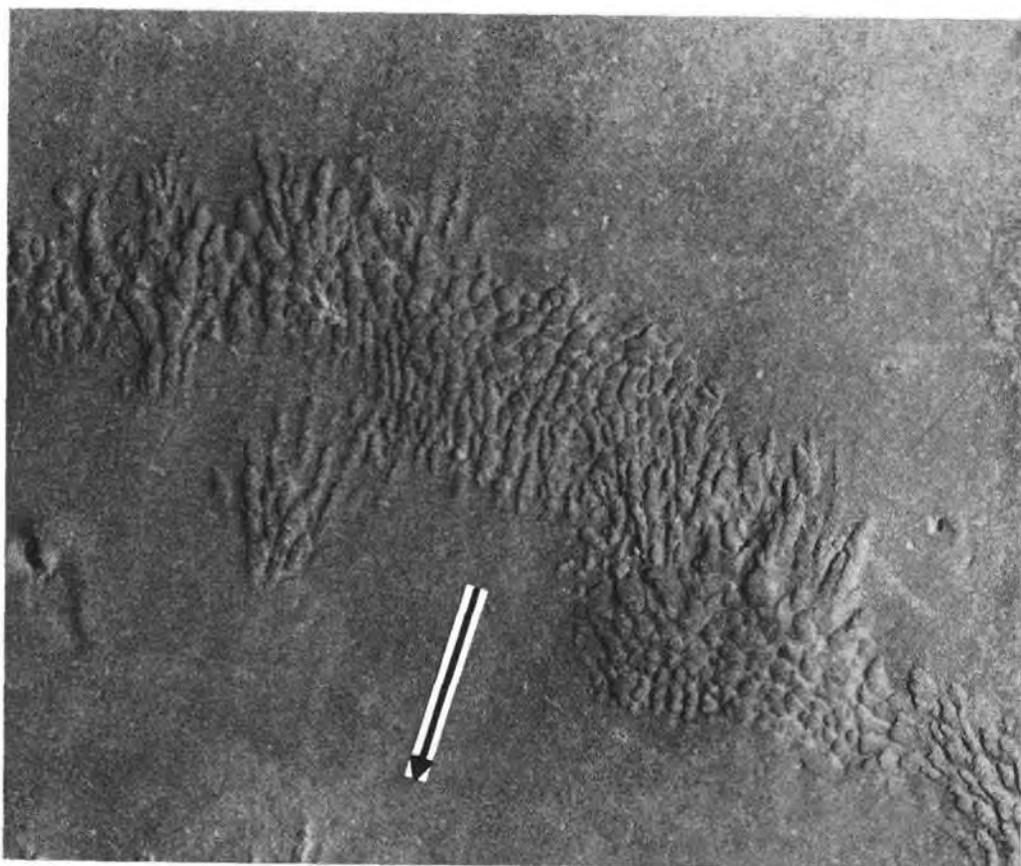


Abb. 13: Strömungsriefung (parting lineation) und gegen die Strömungsrichtung fingerförmig divergierende Strömungswülste (flute casts) auf sonst glatter Unterfläche. Im Sternreichbach nordöstlich der Mayeröd Alm, Bl. 69 Großbraming. Strömungspfeil: 5 cm.

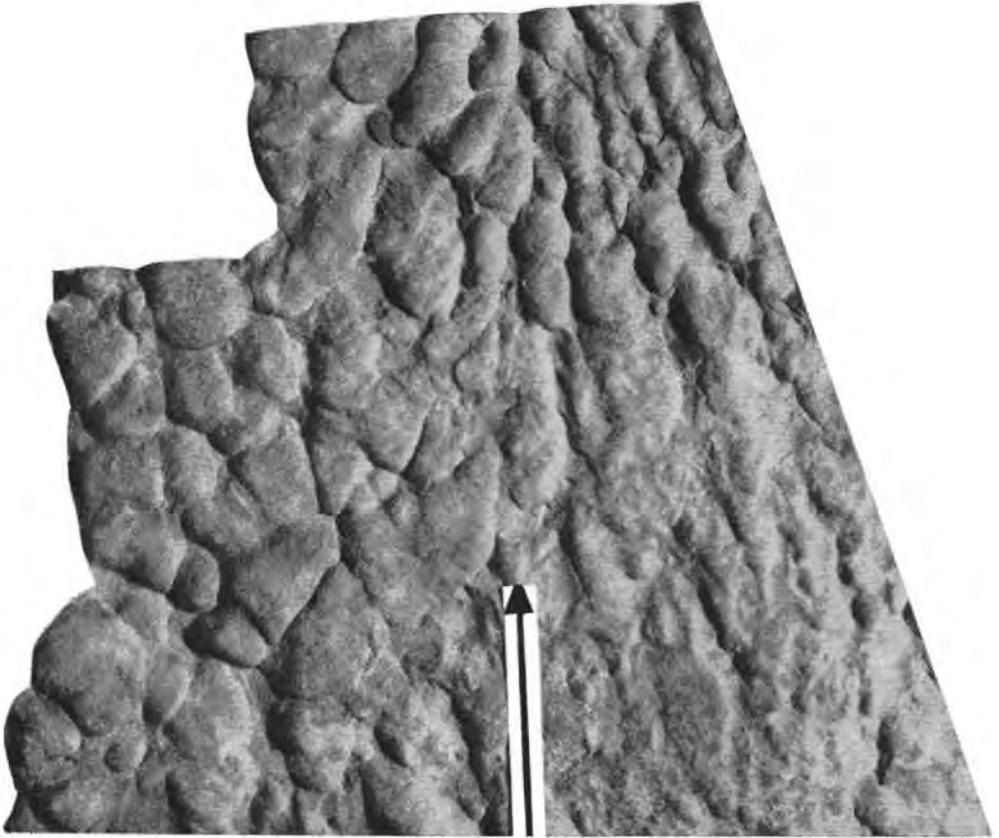


Abb. 14: Schuppenförmige, unscharf gerichtete Strömungswülste (flute casts) entwickeln sich aus einem Feld flachwulstiger Belastungsmarken (load casts). Übergangrotte, im Bach westlich Eibenstein, Bl. 72 Mariazell. Strömungspfeil: 5 cm.



Abb. 15: (links) Sigmoidal umgelenkte, langdurchziehende Strömungswülste (flute casts). Saugraben bei P. 636 nordwestlich Lunz, Bl. 71 Ybbsitz. Strömungspfeil: 5 cm.

Abb. 16: (rechts) Dicht gescharte, straff ausgerichtete Strömungswülste (flute casts). Lunzer Musterfalte am Bodingbach nordwestlich Lunz, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstab: 5 cm.

Stoßmarken, Schleifmarken und Zopfmarken treten gerne gemeinsam an den sonst glatten Sohlflächen von bindemittelreichen Sandsteinen auf. Stoßmarken (prod casts) wurden in den Lunzer Schichten durch gelegentlich oder rhythmisch ins Sediment stoßende Pflanzenteile verursacht. Sie beginnen spitzwinklig, schmal gefurcht und enden abrupt und verraten so den Bewegungsvektor oder aber sie sind weniger ideal geformt und geben dann nur den skalaren Strömungsverlauf an (Abb. 17). In diesem letzteren Fall vermitteln sie zu den Schleifmarken. Schleifmarken (drag marks) sind teilweise über mehrere Meter zu verfolgen. An ihnen fällt auf, daß sie nicht unbedingt sehr geradlinig, sondern häufig flach sinusförmig geschwungen sind. Zopfmarken, Fiedermarken (chevron marks) gibt es in den Lunzer Sandsteinen relativ selten. Sie repräsentieren hier eine reizvolle Variante der ungliederten Schleifmarken, wie aus Übergangsbildungen abzuleiten ist.

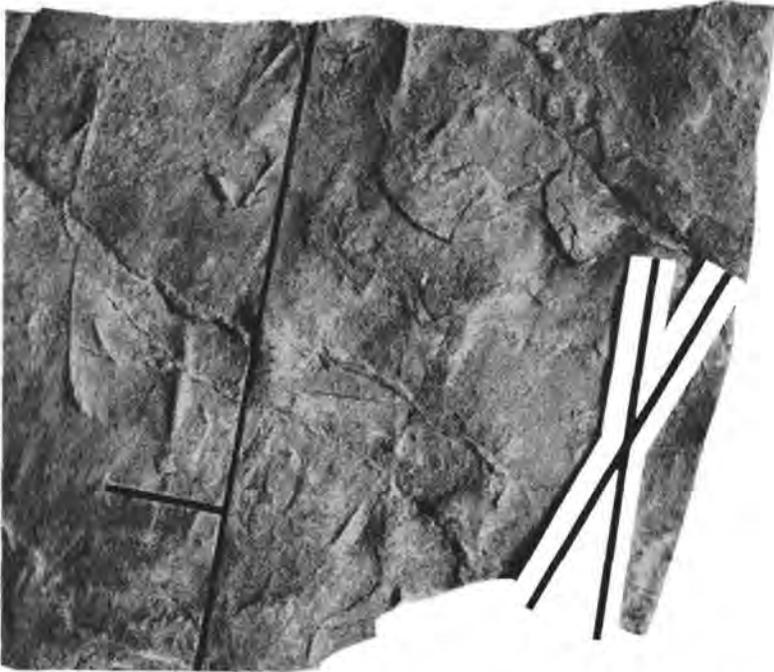


Abb. 17: Zwei zueinander spitzwinklige Scharen von Stoßmarken. Oberer Profilabschnitt im Stiegengraben, Bl. 71 Ybbsitz. Maßstäbe: je 5 cm.

Belastungsmarken (load casts) sind verschieden geformte, wulstige, ungerichtete Elemente, die im wesentlichen gravitative Entstehungsursachen haben. Sie sind in den Lunzer Sandsteinen verbreitet, aber für die paläogeographische Fragestellung weniger ergiebig. Auflast hat auch die Größenverhältnisse an den übrigen Marken, besonders den Strömungswülsten, verzerrt. Ballenstrukturen (ball-and-pillow structures) kommen gelegentlich vor. Für sie gilt, wie für die Belastungsmarken, daß sie wenig Sicheres über Strömungsverhältnisse aussagen. Dafür bestätigt wohl gerade auch ihr Auftreten, daß mit periodisch großen Sedimentationsraten gerechnet werden muß.

Die Richtungsstabilität der verschiedenartigen Sedimentstrukturen ist schon im engsten Beobachtungsbereich, in der einzelnen Schicht, auf der einzelnen Schichtoberfläche bzw. Unterfläche, verschieden groß. Generell streuen die schichtinternen Anlagungsgefüge stärker als die schichtexternen Elemente. Kommen verschiedenartige Strukturen gemeinsam vor, vertreten sie nicht unbedingt gleiche Richtungen. Deswegen ist es ratsam, das Inventar möglichst vollständig zu untersuchen. In den Lunzer Schich-

ten geben die Sedimentstrukturen im allgemeinen gruppenweise verschiedene Fließrichtungen an. Am deutlichsten differieren die von Unter- und Oberseiten gewonnenen; dazwischen vermitteln die aus schichtinternen Gefügen abgeleiteten. Während der Sedimentation einer vollständigen Schicht schlägt also der Stromstrich mehr oder minder kräftig aus. Dieser Befund bestätigt sich im Profil. Die Streubreite wächst gegenüber dem einzelnen Sedimentationszyklus im allgemeinen nur unwesentlich. Die verschiedenartigen Elemente verhalten sich gruppenweise in der gesamten klastischen Sedimentsäule ziemlich richtungsgleich (WURSTER, 1958; Beilage 2, Diagr. 4 a, b, d, 11 a, b, c; Beilage 3, Diagr. 4, 11). Dies bedeutet für jeden Aufschluß insgesamt konstante, aber für das jeweilige sich rhythmisch wiederholende Sedimentationsgeschehen spezifische Strömungsrichtungen.

Der Beginn eines jeden Rhythmus wird belegt durch die Erosionsphase sporadischer, frachtbeladener und schnell fließender Trübestrome, die Hohlformen im zumeist tonigen Substrat schaffen. Sedimentation beginnt mit nachlassender Strömungsgeschwindigkeit, füllt die Auskolkungen und erzeugt typischerweise einen gradierten Sedimentschleier. Bodennaher Korntransport in Rippelfeldern setzt dann bei mäßigeren Strömungen ein, die den kurzzeitig großen Sedimentanfall überdauern. In Zeiten und Bezirken sehr geringer Wasserbewegung behindert Tonabsatz die schräge Anlagerung. Richtungsdiskrepanzen zwischen heftigen sporadischen und mäßigen persistierenden Strömungen sind vor allem aus Geosynklinalräumen beschrieben worden (MURPHY & SCHLANGER, 1962; SEILACHER & MEISCHNER, 1965; KUENEN, 1967; besonders JIPA, 1968), aber auch von Schelfsedimenten bekannt (SCHRÖDER, 1965).

Die auffällige Richtungsstabilität der Sedimentstrukturen in der Sedimentsäule weicht einer lebhaften Richtungsvariabilität in der lateralen Schichtverbreitung (WURSTER, 1964a). Schon in bis 2 km voneinander entfernten Aufschlüssen divergieren die Fließrichtungen um beträchtliche Winkel (Beilage 2, Diagr. 12, 13, 14, 15). Geringe Richtungsabweichungen trifft man dagegen oftmals in 5–10 km auseinanderliegenden Beobachtungspunkten (Beilage 2, Diagr. 1, 4, 10, 12, jeweils Sohlmarken; KESSLER, 1971). Die regionale Richtungsverteilung ist also nicht regellos. Die Pfeile lassen sich über Deckengrenzen hinweg sogar zu Linienplänen verdichten, deren Aussagekraft sicherlich durch das weite Meßraster beeinträchtigt ist (Abb. 18). Am straffsten ausgerichtet sind die Sohlmarken, die den Haupttransport angeben (HENNINGSEN, 1969:

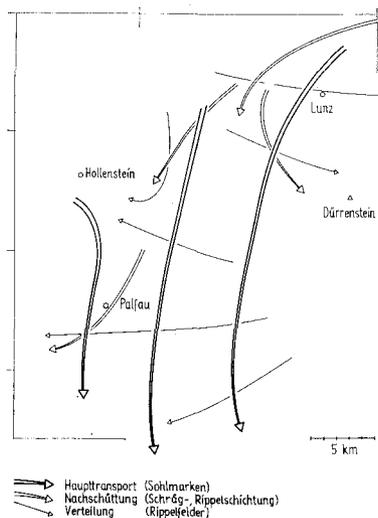


Abb. 18: Spitzwinklig divergierende Fließrichtungen der verschiedenartigen Transportsysteme. Ausdeutung von Beilage 2.

25, 26). Im Umkreis von Lunz zeigen sie bevorzugt gegen Südwesten und Süden. Quer dazu verlaufen die aus Rippelfeldern abgeleiteten Pfeile; und zwar im Norden eher gegen Osten, im Süden eher gegen Westen. Schrägschichtung und Kleinrippelschichtung scheinen vermittelnde Richtungen zu bevorzugen. Verfolgt man die Hauptschüttung gegenläufig in Richtung ihres Ursprungs, gelangt man in den Raum südwestlich Wien. Dort herrschte Transport aus östlichen und nördlichen Richtungen (Beilage 3).

7. Paläogeographischer Entwurf

Versuche, die geosynklinalen Karn-Fazies untereinander und mit den germanischen Keupersedimenten zu verknüpfen, sind von allen Gebieten her immer wieder unternommen worden (v. GÜMBEL, 1861; v. WÖHRMANN, 1893; JERZ, 1965, 1966; HARSCH, 1968; SCHULER, 1968; KRAUS, 1969; SCHULZ, 1970). Die lithologischen Kombinationsmöglichkeiten der jeweiligen Sedimentationseinheiten sind zahlreich. Der paläontologische Vergleich zeigt jedenfalls, daß die ökologische Verwandtschaft zwischen den Sedimenten außerordentlich eng ist (v. WÖHRMANN, 1893; Literatur in WURSTER, 1964a). In Übereinstimmung mit der großen Mehrzahl der Bearbeiter kann festgestellt werden, daß die Lunzer Schichten den unteren Raibler Schichten (Horizonte 1 a, b, c, 2 a), die Opponitzer Schichten den oberen Raibler Schichten (Horizonte 2 b, c) entsprechen und daß die Lunzer Schichten bzw. unteren Raibler Schichten in die Zeit des Lettenkeuper und/oder Gipskeuper gehören.

Die Anregung zur vorliegenden Studie mit betont sedimentologischer und paläogeographischer Zielsetzung kommt vom germanischen Keuper. Auch hier wird insbesondere die Genese der Sandsteine noch immer und teilweise heftig diskutiert (EMMERT, 1968; LINCK, 1970; WURSTER, im Druck). Im folgenden gehe ich vom Konzept der „Geologie des Schilfsandsteins“ (WURSTER, 1964a) aus.

Lettenkohle (ku) und Schilfsandstein (km_2) sind analoge Bildungen, die sich unter nahezu identischen paläogeographischen Voraussetzungen gleichartig und streckenweise sogar kongruent entwickelten (WURSTER, 1964 a, b, 1968; PATZELT, 1964). Beide werden als Deltabildungen angesehen, die sich unter subtropisch-semiaridem Klima vom „Nordkontinent durch das Rheinische Teilbecken auf die Westalpen zu“ (WURSTER, 1968: 163) vorgebaut haben (Abb. 19). Die konstantdünnen Sedimentschleier und ihr Faziesmuster entwickelten sich besonders in Abhängigkeit vom extensiven, ungegliederten Schelfareal mit seiner gleichmäßig geringen Wasserbedeckung. Im Resultat ähneln sich die Gesteine beider Horizonte vom Handstück bis in die Dimension des Sedimentationsraumes zum Verwechseln. Sie unterscheiden sich nur graduell dadurch, daß sich die Faziesisolines des Schilfsandsteins weiter gegen Süden vorschoben. Demgegenüber kamen die höheren Keuperarkosen über der Roten Wand von der Böhmisches Masse lateral ins Keuperbecken. Sie bildeten regional begrenzte, teils grobe Schuttsäume mit komplizierten Faziesmustern und belegen so einen paläogeographischen Umbruch (PATZELT, 1964; WURSTER, 1964 a, b; KESSLER, 1971).

Man erkennt, daß die detaillierte stratigraphische Korrelation von Karn- und Keuper-Gliedern für das paläogeographische Konzept womöglich eine untergeordnete Bedeutung besitzt. Ob nun Lettenkohlend Sandsteine oder, wahrscheinlicher, Schilfsandstein oder aber die Folge von der Lettenkohlbasis bis einschließlich Schilfsandstein den Lunzer Schichten bzw. Raibler Schichten entsprechen — alle nordischen Keupersandsteine gehorchen nur einem paläogeographischen Prinzip.

Der distale Vorstoß des „Nordischen Keupers“ in die Westalpen ist in den Equisetenschiefen wiedererkannt worden (FREY, 1967, 1968: 146; WURSTER, 1968). Im übrigen Alpenraum treten uns die zeitlichen Äquivalente großräumig als „Raibler Schichten“ und ganz im Osten als „Lunzer Schichten“ entgegen. Für die Raibler Schichten wurden komplexe paläogeographische Rekonstruktionen abgeleitet (JERZ, 1965, 1966; SCHULER, 1968; HARSCH, 1968; KRAUS, 1969; SCHULZ, 1970). Die rhythmische, regional durch

Ausfälle und Ergänzungen, durch Kondensationen und Verdickungen gekennzeichnete Gliederung der Raibler-Profile soll das Ergebnis ebenso rhythmisch ablaufender, einschneidender paläogeographischer Vorgänge sein; dabei sollen jeweils die klastischen Glieder durch Hebungen umliegender Festländer und durch damit streng korrelierte Klimaänderungen erklärt werden (SCHULER, 1968: 51, 52).

Für die Lunzer Schichten der Ostalpen liegen pointierte paläogeographische Vorstellungen bisher nicht vor. Dagegen haben in den Inneren Karpathen MARSCHALKO & PULEC (1967) eine sedimentologische Bestandsaufnahme der „Lunz Beds“ durchgeführt. Die Beobachtungen der Autoren verteilen sich auf mehrere Baueinheiten — die Křižna Decke und das Gemer Mesozoikum sowie die Choč Decke. Sedimentmächtigkeiten, Korngrößenverhältnisse, petrographische Zusammensetzung sowie die zyklische Sedimentation stimmen mit den hier vorgestellten Ergebnissen gut überein. Das gilt ebenso für Art und Umfang der strömungsbedingten Sedimentstrukturen. Deren pauschale Darstellung in Strömungsrosen erlaubt jedoch leider keinen ins einzelne gehenden Vergleich mit den Diagrammen in den Beilagen 2 und 3. Streubreiten und Richtungsstabilitäten von bestimmten Gefügemerkmalen sowie Richtungsdivergenzen zwischen verschiedenen Gefügetypen sind nicht reproduzierbar. In der Karte der Paläoströmungen herrscht Sedimenttransport nach Südwesten, Süden, und Südosten entschieden vor. Nur an den vier Lokalitäten im Nordwestabschnitt der Křižna-Decke sind die Vektoren eigenartigerweise konträr, gegen Nordosten gerichtet. Die Lunzer Schichten in den Karpathen dokumentieren nach MARSCHALKO & PULEC (1967) Trübeströme, die das Lockermaterial von einem nördlichen Beckenrand in Richtung der Hangneigung gegen Süden ins Beckeninnere transportierten. Die Autoren können sich das sedimentliefernde Festland im Norden nur als kurzfristige Hebung eines kristallinen Sockels vorstellen, der jetzt tief unter den großflächigen Überschiebungen verborgen liegt.

Zusammenfassend sprechen alle Kriterien dafür, daß auch der Schilfsandstein und die Lunzer Sandsteine eng verwandt sind. Im Schriff und Handstück sind beide gelegentlich verwechselbar ähnlich. Die Korngrößenkurven entsprechen einander. Daß die Lunzer Sandsteine generell etwas feinkörniger und auch schlechter sortiert erscheinen, liegt auch an den verschiedenen Aufbereitungsmethoden (vgl. Kapitel 4 mit WURSTER, 1964a: 22). So ist es symptomatisch, daß die wenig verfestigten Schilfsandsteinproben recht genau den ausgezogenen Kurven in Abb. 4 entsprechen — die zementierten Schilfsandsteinproben ähneln dagegen eher den punktierten Kurven in Abb. 4. Womöglich bildet sich im germanischen Faziesbezirk gar keine Korngrößenverringering von Norden gegen Süden ab, sondern nur nach Süden zunehmende diagenetische Verkittung. Auch die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Schwermineralspektren in beiden Gesteinen gleichen einander. Spinell, der bei WURSTER (1964a) nicht aufgeführt ist, wurde bei nochmaliger Durchsicht der gleichen Schilfsandsteinpräparate doch in vergleichbaren Anteilen angetroffen. Pflanzenhäcksel, für den Schilfsandstein namengebend, kommt reichlich in den beiden Faziesräumen vor, ebenso zusammengeschwemmte Kohlenlager (RUTTNER, 1949; RICOUR, 1945). Augenscheinlich ungleich verteilt sind die Sedimentstrukturen. Im Schilfsandstein herrscht Schrägschichtung mit parabolischer Anlagerung vor, in den Lunzer Sandsteinen dominieren durch Erosion hervorgerufene Sohlmarken sowie Transversalrippeln. Im Profil macht der Schilfsandstein einen homogenen, grob gebankten Eindruck, die Lunzer Sandsteine sind hingegen dünn gebankt, da Feines und Grobes in wechselnden Anteilen, oftmals rhythmisch, übereinanderliegt.

Das Material für beide Gesteine könnte also vom gleichen Liefergebiet kommen. Transportarten und Verteilungsmuster differieren allerdings in den beiden Sedimentationsräumen. Diese Diskrepanz im Erscheinungsbild der Sedimente ist auflösbar, indem man die Entwicklung des Schilfsandstein-Deltas über den kritischen, weil aufschlußleeren Krustenstreifen hinweg nach Süden vervollständigt (Abb. 19). Damit gewinnen wir einen neuen paläogeographischen Ansatz für die Lunzer Sandsteine.

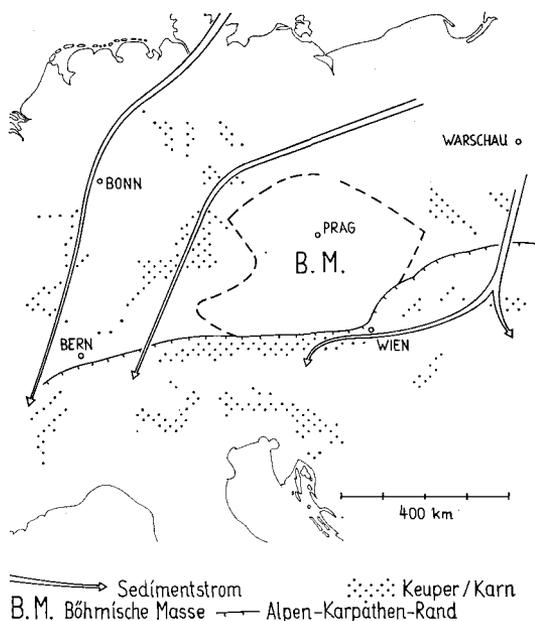


Abb. 19: Das Schilfsandsteindelta steuert den Sedimentstrom vom Nordkontinent über den germanischen Keuperschelf westlich und östlich der Böhmisches Masse bis an den Rand der Geosynklinale. Die Sandmassen bilden am östlichen Schelfrand sporadische Suspensionsströme, die weit gegen Südwesten ins Beckeninnere vordringen.

Das Material kam aus dem Nordosten. Transportregime und Verteilungsmuster blieben genau so lange streng geordnet, wie das Material über der morphologisch ausgeglichenen, kaum geneigten Schelfplattform mäandrierte. Den Schelfrand dürfen wir uns östlich der Böhmisches Masse, unter dem Karpathen-Nordrand vorstellen (v. BUBNOFF, 1936; BRINKMANN, 1954; KAPOUNEK et al., 1967; MARSCHALCO & PULEC, 1967; MAHEL', 1968; GWINNER, 1971).

Das Gefälle von hier gegen Süden, in das Lunzer Becken, brauchte nur wenige Grad zu betragen, um das ausbalancierte Transport- und Absatzgeschehen empfindlich zu stören. Die Sandmassen häuften sich bei kritischen Wassertiefen schelfrandparallel zu langgestreckten und schließlich abschnittsweise instabilen Säumen. Entlang dieser Zone rekrutierten sich die Trübestrome (BELL, 1942). Ihre Auskolkungen geben Haupttransportrichtung und letztlich Herkunft des Materials bis in die Ostalpen hinein an (Abb. 19). Es erscheint nicht verwunderlich, daß die Suspensionen auf diesem Weg zunehmende Richtungsstreuung dokumentierten (BELL, 1942). Anschließender Absatz mit vorherrschender Vertikalkomponente, schließlich zunehmend laterale Anlagerung leiten Intervalle ein, während derer das Verteilungsregime normaler Meeresströmungen ungestört wirken konnte. Zwischen Equisetenschiefern in den Westalpen und Lunzer Schichten in den nordöstlichen Kalkalpen sowie den Inneren Karpathen vermitteln sandärmere, karbonatreichere Faziesgebiete. Raibler Profile beherrschen auch die südalpiner Regionen. Dort überdauerte chemische Sedimentation, nur unterschiedlich stark betroffen von den Fernwirkungen des nördlichen Keupergeschehens.

Offen bleiben Fragen nach der ursprünglichen Stellung des Lunzer Faziesraums vor der Gebirgsbildung. Die beobachtete Faziesanordnung der Raibler Schichten diesseits und jenseits des zentralalpiner Kristallins läßt sich wohl am zwanglosesten mit der Staffelung der Baueinheiten vereinbaren, wie sie heute vorliegt (O. KRAUS, 1969: 137; vgl. dagegen TOLLMANN, 1963). In diesem Faziesmuster finden auch die Lunzer Schichten eine sinnvolle Position. Damit ist allerdings nicht festgelegt, ob die Nördlichen Kalk-

alpen südlich (TOLLMANN, 1963; auch CLAR, 1965) oder nördlich (E. KRAUS, 1951; WUNDERLICH, 1964, 1966) des zentralen Kristallins beheimatet sind. Ordnet man dagegen die primären Fazieszonen wie beispielsweise TOLLMANN (1965: Abb. 1) an, ergibt sich die schwierige Aufgabe, den terrigenen Sedimentstrom durch nördlich vorgelagerte, karbonatische Faziesgebiete hindurch zu erklären. Nach der vorliegenden Untersuchung ist eine klastische Sedimentzufuhr von einem entfernteren nördlichen Festland anzunehmen. Dieser paläogeographische Vektor sollte bei tektonischen Rekonstruktionen zukünftig berücksichtigt werden.

Am Zustandekommen der Arbeit waren im Gelände oder bei den Auswertungen beteiligt: Meine Frau Christa, Herr stud. geol. S. DOUTCH, Bonn, Herr Dr. U. GASSER, Bonn, Herr Direktor Dr. A. RUTTNER, Wien, Herr Prof. Dr. A. STEHL, Bonn, Herr Prof. Dr. P. WURSTER, Bonn, die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, Bonn-Bad Godesberg, und die GESELLSCHAFT FÜR MATHEMATIK UND DATENVERARBEITUNG, Bonn. Den genannten Personen und Institutionen ist der Verfasser zu Dank verpflichtet.

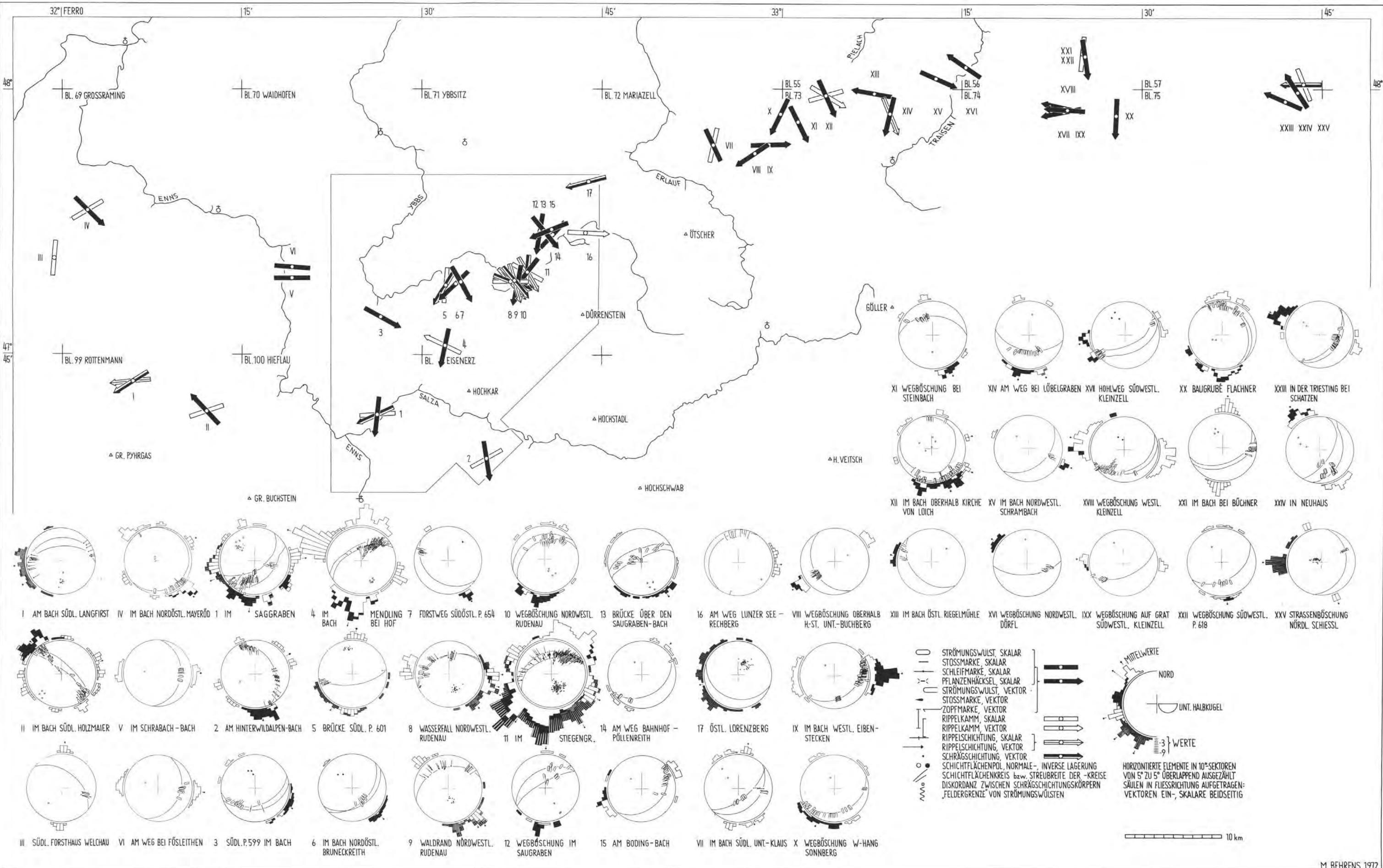
Literatur

- ALLEN, J.: Current ripples, their relation to patterns of water and sediment motion. — 433 S., North-Holland, Amsterdam 1968.
- AMPFERER, O. & SPENGLER, E.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde, 1:75.000. — Geol. B. A., Wien 1931. Mit Erläuterungen, 108 S., Wien 1931.
- AMPFERER, O. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Admont und Hiefalau, 1:75.000. — Geol. B. A., Wien 1933.
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H. J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 3, S. 83—105, München 1963.
- BECK-MANNAGETTA, P. et al.: Geologische und Lagerstättenkarte von Österreich, 1:1.000.000. — Geol. B. A., Wien 1966. Mit Erläuterungen, 94 S., Wien 1966.
- BELL, H. S.: Density currents as agents for transporting sediments. — Journ. Geology, 50, S. 512—547, Chicago 1942.
- BITTNER, A.: Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz in Niederösterreich. — Verh. Geol. R. A., 1888, S. 71—80, Wien 1888.
- BITTNER, A. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Gaming und Mariazell, 1:75.000. — Geol. R. A., Wien 1907. Erläuterungen siehe GEYER, G.
- BOKMANN, J.: Sandstone classification: relation to composition and texture. — Journ. Sed. Petrol. 25, S. 201—206, Illinois 1955.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Fazies und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken der Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 50, S. 468—586, Berlin 1898.
- : Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faziesbezirke in der Trias in den Nordalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 50, S. 695—780, Berlin 1898.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. 2. Band: Historische Geologie. — 7. Aufl., 359 S., Enke, Stuttgart 1954.
- BUBNOFF, S. v.: Geologie von Europa. — 1. Bd., 322 S., 2. Bd. (3 Teile), 1603 S., Borntraeger, Berlin 1936.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 267—291, Hannover 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Geol. Karte des Schneeberges und seiner Umgebung, 1:25.000. — Geol. B. A., Wien 1951.
- : Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Müritzschlag, 1:75.000. — Geol. B. A., Wien 1936. Mit Erläuterungen, 94 S., Wien 1952.
- DZULYNSKI, S. & SANDERS, J.: Current marks on firm mud bottoms. — Transactions Connecticut Acad. Art Science, 42, S. 57—96, Copenhagen 1962.
- EMMERT, U.: Das Verhältnis des Schilfsandsteins zu den unterlagernden Estherienschiechten im südlichen Steigerwald. — Jber. Mitt. oberheim. geol. Vereins, N. F., 50, S. 91—100, Stuttgart 1968.
- FREY, J. D.: Geologie des Greinagebietes. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F., 131. Lief., 112 S., Bern 1967.
- : Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper — ein litho-stratigraphischer Vergleich. — Eclogae Geologicae Helvetiae, 61, S. 141—156, Basel 1968.

- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, S. 605—613, Hamburg 1959.
- : Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. — Erdöl und Kohle, 14, S. 169—173, Hamburg 1961.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Gaming und Mariazell, 1: 75.000. — 34 S., Geol. R. A., Wien 1908.
- : Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. — Jb. Geol. R. A., 59, (1909), S. 29—100, Wien 1910.
- : Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Weyer, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1912. Erläuterungen, 60 S., Wien 1911.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geol. Karte der Umgebung Wien. — Geol. B. A., Wien 1952.
- GRIMM, W. D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). — Beih. Geol. Jb., 26, S. 97—199, Hannover 1957.
- : Schwerminalgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abh., N. F., 121, 135 S., München 1965.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., Perthes, Gotha 1861.
- : Geologie von Bayern. — 2. Bd., 1184 S., Fischer, Cassel 1894.
- GWINNER, M.: Geologie der Alpen. — 477 S., Schweizerbart, Stuttgart 1971.
- HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Auszug Diss. T. H. München, München 1968.
- HELING, D.: Zur Petrographie des Stubensandsteins. — Diss. Tübingen, 1963.
- HENNINGSEN, D.: Crushing of sedimentary rock samples and its effect on shape and number of heavy minerals. — Sedimentology, 8, S. 253—255, Amsterdam etc. 1967.
- : Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen. — B. I.-Hochschulschriften, 839/839 a, 170 S., Bibliogr. Inst., Mannheim 1969.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 96, S. 69—75, Springer, Wien 1951.
- IMBRIE, J. & PURDY, E. E.: Classification of modern Bahamian sediments. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, S. 253—272, Chicago 1962.
- IMBRIE, J. & VAN ANDEL, T. H.: Vector analysis of heavy-mineral data. — Bull. Geol. Soc. America, 75, S. 1131—1155, New York 1964.
- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, S. 477—483, Stuttgart 1961.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 427—439, Hannover 1965.
- : Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, S. 3—100, München 1966.
- JIPA, D.: Azimuthal relationship between cross-stratification and current markings in flysch deposits: Upper Precambrian of Central Dobrogea, Romania. — J. Sed. Petrol., 38, S. 192—199, Oklahoma 1968.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B. A., 110, S. 73—91, Wien 1967.
- KESSLER, G.: Sedimentgeologische Untersuchungen im oberfränkischen Rhätolias. — Unveröffentl. Diss. Bonn, Bonn 1971.
- KOSSMAT, F.: Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. Wiener Neustadt, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1916.
- : Geol. Spezialkarte Österreich — Ungarn, Bl. St. Pölten, 1: 75.000. — Geol. R. A., Wien 1907.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil, 552 S., Akademie-Verlg., Berlin 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B. A., 112, S. 81—152, Wien 1969.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwandgebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. (1967), S. 117—127, Stuttgart 1967.
- KUENEN, P.: Deep-sea sands and ancient turbidites. — in BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, S. 3—33, Amsterdam etc. 1964.
- : Emplacement of flysch-type sandbeds. — Sedimentology, 9, S. 203—243, Amsterdam etc. 1967.

- LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlands. — Beih. Geol. Jb., 11, 109 S., Hannover 1953.
- LINCK, O.: Eine neue Deutung der Schilfsandstein-Stufe (Trias, Karn, Mittlerer Keuper 2). — Jh. geol. L. A. Baden-Württemberg, 12, S. 63—99, Freiburg 1970.
- MAHEL', M.: Charakteristische Züge der Westkarpathen-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 106, S. 429—447, Wien 1963.
- : Geology of the inner West-Carpathians. — Intern. Geol. Congr., XXIII. Sess., Prague 1968. — Guide to excursion 5 AC, 53 S., Bratislava 1968.
- MAHEL', M., BUDAY, T. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. — Bd. II, 723 S., mit Atlas 1: 1,000,000. — Geol. Surv. Czechosl., Prag 1968.
- MANSON, V. & IMBRIE, J.: FORTRAN-program for factor and vector analysis of geological data using an IBM 7090 or 7094/1401 computer system. — Spec. Distr. Publ., 13, Geol. Surv. Kansas, 46 S., Lawrence 1964.
- MARSCHALKO, R. & PULEC, M.: Sedimentology of the Lunz Beds. — Geol. sborn. Slov. akad. vied., 18, S. 177—364, Bratislava 1967.
- MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography. — Bd. I, 643 S., Bd. II, 715 S., Allen & Unwin, London 1962.
- MOOS, A. v.: Sedimentpetrographische Verhältnisse an Molassesandsteinen. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 15, S. 169—265, Zürich 1935.
- MURPHY, M. & SCHLANGER, S.: Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião Formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, 46, S. 457—477, Oklahoma 1962.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., 47, S. 252—321, Stuttgart 1958.
- OTTO, G. H.: The sedimentation unit and its use in field sampling. — J. Geol., 46, S. 509—582, Chicago 1938.
- PATZELT, W. J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh., 52, 30 S., Erlangen 1964.
- PETTJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 2. Aufl., 718 S., Harper & Brothers, New York 1957.
- PETTJOHN, F. J. & POTTER, P. E.: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. — 370 S., Springer, Berlin etc. 1964.
- POTTER, P. E. & PETTJOHN, F. J.: Paleocurrents and basin analysis. — 296 S., Springer, Berlin etc. 1963.
- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (1963), S. 469—501, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B. et al.: Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich), 1: 25,000. — Geol. B. A., Wien 1964. Mit Erläuterungen, 142 S., Wien 1967.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F.: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — Sedimentology, 11, S. 99—104, Amsterdam etc. 1968.
- RICOUR, J.: Sur la localisation des lentilles de houille dans le Keuper moyen de Lorraine. — C. R. Acad. Sci., 23. 7. 1945, Paris 1945.
- ROSENBERG, J.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, S. 477—479, Wien 1959.
- ROTH, Z.: Unmetamorphosed sedimentary formations of Czechoslovakia. — Intern. Geol. Congr., XXIII. sess., Prague, 1968. — Guide to excursion 2 AC, 51 S., Bratislava 1968.
- RUTTNER, A.: Bericht über kohlengeologische Aufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell. — Verh. Geol. B. A., S. 47—53, Wien 1947.
- : Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. — Jb. Geol. B. A., 93, (1948), S. 99—128, Wien 1949.
- SCHRÖDER, L.: Zur Sedimentologie des mittleren Buntsandsteins. — Geol. Jb., 82, S. 655—704, Hannover 1965.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. — Verh. Geol. B. A., S. 165—229, Wien 1970.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D.: Faziesanalyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — Geol. Rdsch., 54, S. 596—619, Stuttgart 1965.

- SPRENGLER, E.: Aufnahmsbericht über Blatt Eisenerz—Wildalpe und Schneeberg—St. Ägyd. — Verh. Geol. B. A., 1925, S. 17—19, Wien 1926.
- : Aufnahmsbericht über Blatt Schneeberg—St. Ägyd und Eisenerz—Wildalpe—Aflenz. — Verh. Geol. B. A., 1926, S. 18—21, Wien 1927.
- : Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — S. 302—413 in SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., Deuticke, Wien 1951.
- : Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, S. 193—312, Wien 1959.
- SPENGLER, E. et al.: Geol. Spezialkarte Österreich, Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, 1:75.000. — Geol. B. A., Wien 1926.
- STUR, D.: Die Geologische Karte der nordöstlichen Alpen. — Verh. Geol. R. A., 1865, S. 41—48, Wien 1865.
- ŠVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. — Bd. I, 668 S., mit Atlas 1:1,000.000. — Geol. Surv. Czechosl., Prag 1966.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie, 125 S., Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- : Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., 116, (1964), S. 359 bis 389, Hannover 1965.
- : Geologie der Kalkvorlpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, (1965), S. 103—207, Wien 1966.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, (1936), S. 473—573, Wien 1937.
- : Zur Geologie des Voralpengebiets zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B. A., 1954, S. 89—140, Wien 1954.
- TRUNKO, L.: Geologie von Ungarn. — Beitr. z. reg. Geol. der Erde, 257 S., Borntraeger, Berlin und Stuttgart 1969.
- VEIZER, J.: Zonal arrangement of the triassic rocks of the Western Carpathians: A contribution to the dolomite problem. — J. Sed. Petrol., 40, S. 1287—1301, Oklahoma 1970.
- VETTERS, H.: Aufnahmsbericht über das Grenzgebiet zwischen Frankenfelseer und Lunzer Decke auf den Kartenblättern Gaming—Mariazell und Ybbs. — Verh. Geol. B. A., S. 28—31, Wien 1938.
- VETTERS, H. et al.: Geologische Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten, 1:500.000. — Geol. B. A., Wien 1933. Mit Erläuterungen, 351 S., Wien 1937.
- WIESENER, H.: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente. — Erdöl und Kohle, 6, S. 369—372, Hamburg 1953.
- WÖHRMANN, S. v.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. Geol. R. A., 43, S. 617—768, Wien 1893.
- WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. — Erdöl-Zeitschrift, 71, S. 53—55, Wien 1955.
- : Die Schwermineralanalyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — Verh. Geol. B. A. S. 172—182, Wien 1958.
- WUNDERLICH, H. G.: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — Geologie en Mijnbouw, 43, S. 33—51, Den Haag 1964.
- : Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — B. I.-Hochschultaschenbücher, 339, 339 a, 339 b, 367 S., Bibliogr. Inst., Mannheim 1966.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rdsch., 47, S. 322—359, Stuttgart 1958.
- : Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, Text, 140 S., Hamburg 1964 a.
- : Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rdsch., 54, S. 224—240, Stuttgart 1964 b.
- : Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. — Eclogae geologicae Helvetiae, 61, S. 157—166, Basel 1968.
- ZAPPE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (1963), S. 361—399, Wien 1964.



Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn

Von György WEIN

mit 1 Abbildung und 4 Tafeln (= Beilagen 4 und 5)

Schlüsselwörter:

*Ungarn
Tektonik
Orogenesezyklen
präkambrisch-alpin*

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	85
Einleitung	86
I. Präkambrischer Strukturbau	86
II. Altpaläozoischer Strukturbau	87
III. Karbonischer Strukturbau	91
IV. Mesozoische tektonische Etage	92
V. Oberkretazisch-paläogene tektonische Etage	93
VI. Neogene tektonische Etage	94
Literaturverzeichnis	97

Zusammenfassung

Neue Tiefbohrungen, geophysikalische Messungen und Schurfarbeiten in Ungarn haben es möglich, ja sogar notwendig gemacht, den geologischen Aufbau und die Entwicklungsgeschichte des von Neogen bedeckten Untergrundes von Ungarn neu darzustellen.

Zum wenig bekannten präkambrischen „Strukturbau“, der aus mehreren voneinander nicht trennbaren „régions de plissement“ aufgebaut wird, rechnen wir die epi- bis mesometamorphen Gesteine der Zentralkarpatischen Schwelle (Zone des Soproner Kristallins) und jene epi- bis mesozonalen Polymetamorphite, die südwestlich der tektonischen Hauptlinie Zagreb—Kulcs im Mecsek-Gebirge anstehen und in der Großen Ungarischen Tiefebene durch Bohrungen belegt wurden. In dieser mehrere Geozyklen umfassenden Periode trat auch basischer Initialmagmatismus (Amphibolit, Serpentin) und syn- bis posttektonischer Granitmagmatismus (Soproner Granitgneis, Granodiorit der Bohrung Szalatak 3) auf.

Das Altpaläozoikum entwickelte sich entlang von Strukturen, die in großen Zügen mit den alpidischen Richtungen übereinstimmen. Die nach der Assyntischen (Baikalischen) Orogenese folgende Emersion wurde von einer fast ganz Ungarn bedeckenden, Nordwest-Südost-streichenden Geosynklinale abgelöst, deren mächtiges ?Ordoviz-Silur pelitisch-psamitisch und deren Devon hauptsächlich karbonatisch entwickelt ist. Hinzu kommt anfänglich saurer, dann basischer Initialvulkanismus.

Die ganze Schichtfolge wurde zwischen Devon und Unterkarbon (Bretonische Phase) epizonal metamorph. Die variszischen Bewegungen brachten auch eine kraftvolle Schuppung mit sich, und es wird ihnen auch die stellenweise kräftig auftretende, retrograde Metamorphose zugeschrieben. Die variszische Orogenese klingt mit posttektonischem Granitmagmatismus und subsequentem Quarzporphyrvulkanismus (Oberkarbon bis Perm) aus; bis auf die Eugeosynklinale von Igal-Bükk ist das ganze Gebiet landfest.

Entlang der altpaläozoischen und variszischen tektonischen Strukturen entstehen während des alpinen Zyklus Sedimentationströge und steife Kristallinrücken.

Die schon während des Paläozoikums existierende Ur-Tisia wird durch den Loczyrücken, der sich südlich der Hauptstrukturlinie von Zagreb—Kules ausbildete, und durch die präkambrisch-altpaläozoischen Kristallinblöcke des Rückens der südöstlichen Ungarischen Tiefebene repräsentiert.

Während des altalpinen Zyklus entstand der Ungarische Mittelgebirgstrog, die Eugeosynklinale von Igal—Bükk (bereits vom Karbon bis zur oberen Trias), die Eugeosynklinale von Mecsek-Kiskörös und der mesozoische Trog von Villány. Dazwischen liegt der Loczyrücken und an dessen Südrand die Kristallinrücken von Kaposfö—Magocs und von Moragy. Im Südosten des Rückens der südöstlichen Ungarischen Tiefebene entsteht der Trog von Tótkomlós—Bihar. Initialvulkanismus ist in den Eugeosynkinalen von Igal-Bükk (mittlere Trias) und Mecsek-Kiskörös (untere Kreide) zu beobachten.

Durch die kräftige Einengungstektonik der Austrischen Phase wurden die mobilen Zonen gefaltet und verschuppt; Decken von alpinem Ausmaß kamen aber nicht zustande, außer im Kőszeg-Rohoncz-Gebirge, wo wahrscheinlich während dieser Zeit eine Metamorphose stattfand und die jetzige Schuppenstruktur entstand.

Der jungalpine Zyklus beginnt mit einer Emersion Anfang der Oberkreide (Turon), darauf folgt die Transgression des Senons. Im östlichen Teil der Tiefebene kommt es zu Flyschbildung; intermediärer Vulkanismus im oberen Eozän und eine kräftige Einengung in der Pyrenäischen Phase schließen die oberkretazisch-paläogene Epoche ab. Während des Oligo-Miozäns und des Pliozäns herrscht dilatationsartige Zerstückelungstektonik, die das Karpatenbecken in Blöcke zerstückelt und so die jetzige Pannonische Masse („Tisia“) ausbildet. Schließlich tritt subsequenter intermediärer und saurer und dann finaler basaltischer Vulkanismus auf.

Einleitung

Diese kurze Zusammenfassung soll ein Bild über den strukturellen und genetischen Bau Ungarns geben. Auf Grund von gegenwärtig zur Verfügung stehenden Bohrergebnissen und geophysikalischen Angaben befassen wir uns im besonderen mit den von neogenen Schichten bedeckten Gebieten.

Die Reihenfolge der Besprechung richtet sich in vertikaler Hinsicht nach den in den großen Sedimentationszyklen entstandenen gleichwertigen strukturellen Baueinheiten (*région de plissement, étage structurel*) und in horizontaler Hinsicht nach den Hauptstruktureinheiten der Gebirge und der Sedimentationsbecken. Die strukturgeologischen Gegebenheiten werden, entsprechend dieser Reihenfolge und ihres Charakters, gesondert behandelt.

Es wird auch versucht, die über Ungarn hinausgehenden Teile des Karpatenbeckens soweit als möglich zu skizzieren.

I. Präkambrischer Strukturbaueinheiten (mehrere „*régions de plissement*“)

Hierher müssen alle jene epi- und mesozonalen kristallinen Gesteine gestellt werden, die unter dem fossilbelegten epimetamorphen Altpaläozoikum liegen.

Im Soproner Gebirge besteht die Schichtfolge dieser ältesten Struktureinheit aus Gneis (Einsprengling im Granitgneis), Muskowitgneis, Glimmerschiefer, Disthen- und Leuchtenbergitquarzit sowie einen diese Gesteine durchschlagenden Granitgneis, dessen absolutes Alter 582 ± 52 Millionen Jahre beträgt. Die nordöstliche Fortsetzung dieser Serie erwähnen auch T. BUDAY und V. SPICKA 1967, was das Bestehen der altpaläozoischen Zentralalpin-Karpatischen Schwelle von T. SZALAI, 1966, bestärkt.

Der bei Balatonboglár und Hidvég südlich vom Balaton erbohrte Glimmerschiefer, Granat-Chloritquarzit und Gneis gehört nach Untersuchungen von M. VENDÉL, 1958, auf Grund der Metamorphose ebenfalls in das Präkambrium.

Im nördlichen Teil des Komitates Nográd wurden in früheren Untersuchungen in mehreren Tiefbohrungen im Liegenden der oligozänen Schichtfolge Paragneise und Glimmerschiefer festgestellt. Gesteine ähnlichen Alters erkannten wir im Granitmantel des Vepors, die auch von den tschechoslowakischen Geologen in die präkambrische Kohut-Serie eingereiht werden. Das Streichen dieser Einheiten im Vepor-Gebiet ist SW—NE und wird der Assyntischen Orogenese zugeordnet. Den am Nordostrand des Tokajer Gebirges in der Bohrung Vilivány 3 aufgeschlossenen Kianit-Glimmerschiefer (sein Metamorphosealter wurde mit 950 Millionen Jahren festgestellt) haben G. PANTÓ, 1965, und T. BUDAY et al, 1960, mit ähnlichen Gesteinen des Marmaroscher Massivs und mit der Kohutserie des Zips-Gömörer Erzgebirges identifiziert. Es treten also schon früh die für den Nordostteil des Karpatenbeckens charakteristischen Nordwest—Südost-Richtungen auf, die sich nach dem Podolischen Massiv richten.

Sehr wichtig in diesem Zusammenhang ist auch die im Vorland des Mecsek-Gebirges angesetzte Bohrung Szalatnaker 3, die unter der silurischen Schichtfolge einen von einem mehrere Meter mächtigen Verwitterungsmantel eingehüllten grobkörnigen Granit anfährt. Sollten sich diese Beobachtungen bestätigen, hätten wir hier einen Granitkörper der Assyntischen Orogenese vorliegen.

K. SZEPESHÁZY, 1967, hat aus den Bohrungen Kunbaja 1 und Madaras 1 mesozonal veränderten Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer und Glimmerquarzit beschrieben und hält diese Gesteine für paragenetisch, die nach wiederholten Metamorphosen das endgültige Gleichgewichtsstadium erreicht haben. Sie vertreten wahrscheinlich im poly-metamorphen Kristallin der Ungarischen Tiefebene die ältesten, möglicherweise präkambrischen Gesteine.

Hierher müssen auch die zwischen Mecsek- und Villány-Gebirge bei Gyód erbohrten Serpentine gestellt werden. Durch ihr WNW—ESE-Streichen weichen sie von der jüngeren mittelgebirgischen (= erzgebirgischen) SW—NE-Streichrichtung ab und schließen sich somit der wahrscheinlich während der Assyntischen Orogenese entstandenen Streichrichtung der Altkristallinserie der Ostalpen an.

Auf Grund der aufgezählten lückenhaften Angaben glauben wir annehmen zu dürfen, daß sich im mittleren Teil des mit Neogen bedeckten Abschnittes des Karpatenbeckens der aus epi-mesozonalen kristallinen Gesteinen aufgebaute älteste Strukturbau (mehrere „régions de plissement“) befindet. Dieser weicht in seinem Gesteinsaufbau und in seiner Streichrichtung von dem im folgenden altpaläozoischen Zyklus entstandenen Strukturbau ab.

Die diskordante Lagerung der Schichtfolgen von Ordoviz, Silur und Devon läßt darauf schließen, daß vor dem altpaläozoischen Sedimentationszyklus eine Festlandsperiode war.

II. Altpaläozoischer Strukturbau (région de plissement)

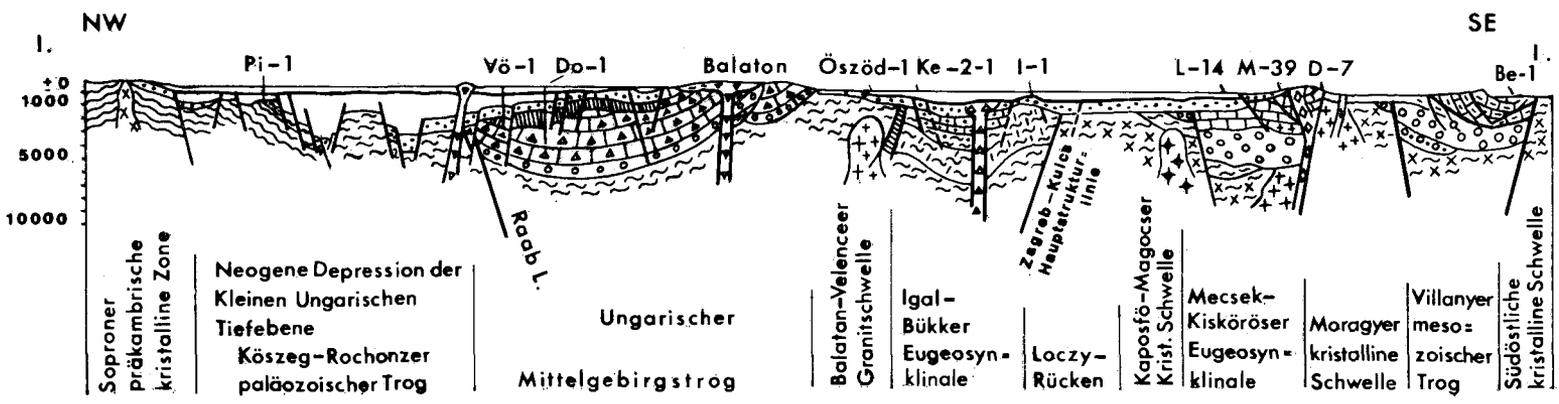
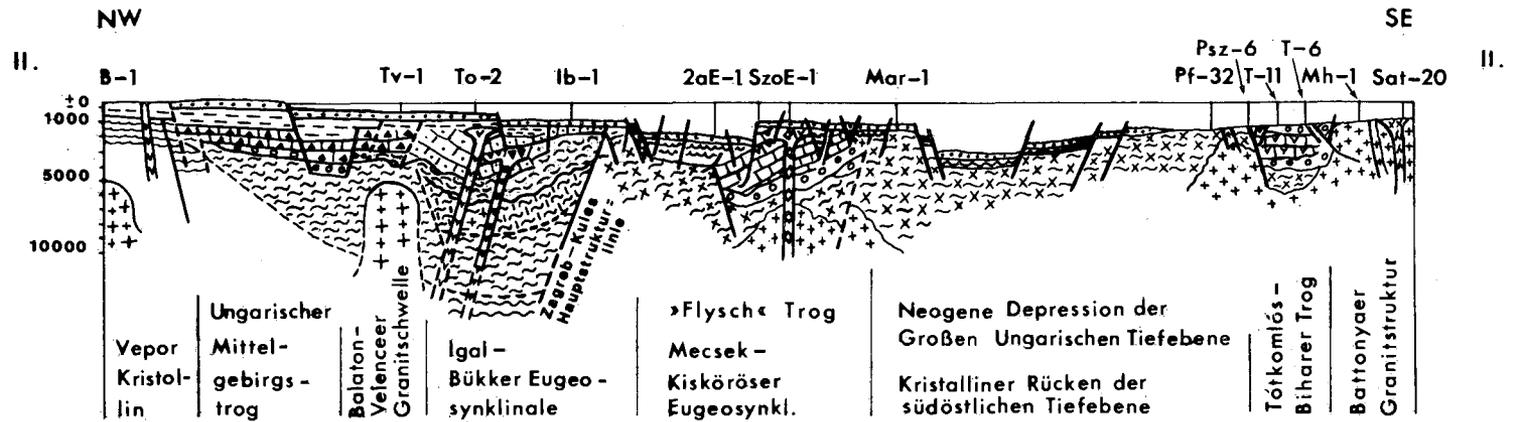
Der altpaläozoische Sedimentationszyklus setzt nach der Assyntischen Orogenese mit einer sich fast auf ganz Ungarn erstreckenden Geosynklinalbildung ein. Die Südwest—Nordost-streichende Geosynklinale ist im Nordwesten von der Zentralkarpatischen Scholle begrenzt. Ihre südwestlichen Grenzen sind jenseits der ungarischen Grenze zu suchen. Fossilbelegtes Altpaläozoikum hat P. RAFAELLI, 1965, auch im Papuk-Gebirge nachgewiesen.

Kambrium läßt sich nicht durch Fossilien belegen, wir setzen aber voraus, daß es als Basis der 7000 m mächtigen Schichtfolge vorhanden sein kann.

Obertags anstehend können wir im Kőszeg-Rohonczer Gebirge, im Uppony-Szendröer Gebirge und im Mecsek-Gebirge Serien ähnlicher Entwicklung untersuchen. Außerdem haben sie zahlreiche Bohrungen unter dem Neogen aufgeschlossen. Diese Gesteine bilden einen wesentlichen Bestandteil der kieseligen Verwitterungsprodukte vom

Geologische Profile durch Ungarn

von G. Wein 1969



Jahrbuch Geol. B. A. (1973), Bl. 116 10*

VI.	Neogene Tekt. Etage	Holozän	▽▽▽	Basalt
		Pleistozän		Beckenausbildung
V.	U. Kretazisch-Paläogene T.Et.	Miozän	▲▲▲	Andesit-Rhyolit
			●●●	Beckenausbildung
IV.	Mesozoische Tekt. Etage	Paläogen	~~~~~	„Flyschfazies“
		Ober-Kreide	---	Epikontinentalausbildung
		Ober-Kreide		„Gosaufazies“
			▽▽▽	Basische Vulkanite
		Trias - Jung Unterkreide	◇◇◇	Unterkretazische basische-alkalische Vulkanite (Diabase, Trachiodolerite, Bostonite, Phonolite)
			▽▽▽	Tótkomlóser Ausbildung
		□	Villanyer Ausbildung	
		□	Mecseker Ausbildung	
		▽▽▽	Bükker Ausbildung mit Initialvulkanismus	
		▲▲	Mittelgebirgsausbildung	
		○	Kontinentale Schichten	
		ΛΛΛ	Quarzporphyr	

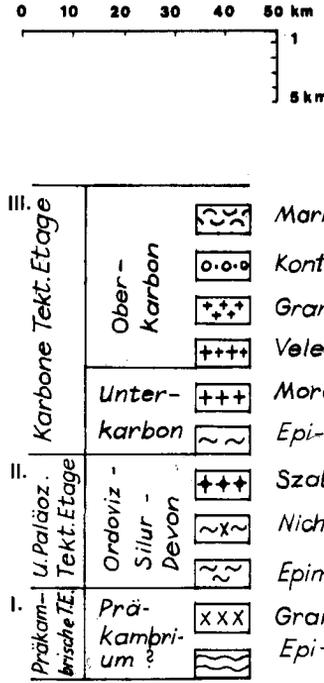


Abb. 1

Perm bis ins Tertiär, was darauf hinweist, daß sich die altpaläozoische Schichtfolge in ganz Ungarn entwickelt hat

Wir müssen hier bemerken, daß eine Gruppe österreichischer Geologen die Meinung vertritt, daß die Kőszeg-Rohonczer Phyllitserie mesozoischen Alters ist und unter der ostalpinen Decke im „Penninischen Fenster“ auftaucht.

Unsererseits nehmen wir jedoch an und vertreten damit die Meinung sämtlicher ungarischer Geologen, daß der oftmals erbohrte epimetamorphe Untergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene autochthones Altpaläozoikum und die Kőszeg-Rohonczer Schichtfolge vielleicht Karbon darstellen. Diese Einheiten wurden durch die variszischen und altpaläozoischen Phasen metamorph und erhielten den heute bestehenden Falten-, Schuppen- und eventuell Deckenbau. Unsere Meinung wird durch die aus Bohrkernen bestimmten Graptolithen- und *Histrichosphaeriden*reste gestützt (J. ORAVETZ, 1964 und E. BALÁZS, 1971). Ein weiteres Hauptargument findet sich in der Bohrung Tét 2, wo epimetamorphe, altpaläozoische Sandsteine und Serizitschiefer aufgeschlossen sind, die unter Perm und Trias in Bakonyer Ausbildung liegen. Die Metamorphose sowie die Schuppung und Faltung muß also hier vor der alpinen Gebirgsbildung stattgefunden haben.

Der untere Teil der vielleicht schon im Ordovizium beginnenden altpaläozoischen Schichtfolge ist in sandig-toniger, karbonatarmer Epikontinentalfazies entwickelt. Im Devon nimmt die Karbonatführung mehr und mehr zu, im Kőszeg-Rohonczer-Gebirge gibt es stellenweise Grauwacken. Im unteren Teil dieser Schichtfolge finden wir eher saure Vulkanite (rhyolitdazitische Tuff und Quarzporphyr), im Devon dagegen Spuren von basischem Vulkanismus (Amphibolit).

Die durchlaufende Sedimentation wird nur durch Meeresspiegelschwankungen gestört, die auf Vertikalbewegungen hinweisen. Diskordant liegendes Silur (Bohrung Szalatnak 3) und Devon (Bohrung Pinnye 1) zeigen das auch.

Die epimetamorphen Serien der altpaläozoischen Geosynklinale streichen bis zum Szendrőer bzw. bis zum Zempléner Gebirge in SW—NE-Richtung, drehen dort in E—W-Richtung und schließen sich dann im Zips-Gömörer Erzgebirge der NW-SE-streichenden Gölnicer Serie an.

Die während dieser Geosynklyalperiode angesammelte mächtige Sedimentserie erhält einerseits durch ihr Eigengewicht, andererseits durch den orogenen Druck der Bretonischen Phase ihre charakteristisch metamorphe und gefaltete Struktur. Dadurch kann man sie sehr gut sowohl vom präkambrischen, epi- bis mesozonalen Kristallin als auch vom kaum metamorphen, nur germanotype Tektonik aufweisenden Karbon unterscheiden.

Das wichtigste Ereignis für die Bildung der tektonischen Strukturen Ungarns ist die Bretonische Gebirgsbildungsphase, die die altpaläozoische Geosynklyalperiode abschließt und während der drei tektonische Hauptstrukturlinien entstehen.

Die erste ist die Zagreb—Kulcs-Hauptstrukturlinie, entlang der später der paläomesozoische Trog von Igal-Bükk entsteht. Nördlich dieser Linie ist die altpaläozoische Schichtfolge nur epimetamorph, sie wurde von der syntektonischen variszischen Granitisation nicht berührt. Südlich davon liegt polymetamorphes Kristallin, das die charakteristische variszische Granitisation aufweist. Diese Zone dürfte die Abtragungsprodukte der aus dem altpaläozoischen Meer emporgehobenen Kordilleren beinhalten. Das nach der Bretonischen Phase entstandene Festland ist die Urtisia, die von T. SZALAI als „Loczy-Rücken“ bezeichnet wurde.

Die zweite Hauptstrukturlinie ist die Szamoslinie, die quer zur Streichrichtung der Mittelgebirge entstanden ist. Die NW—SE (herzynisch)-streichende Strukturlinie kann bis zum Nordostrand des Zips-Gömörer Erzgebirges bzw. bis zum Nordrand des Preluka-Gebirges verfolgt werden und richtet sich nach dem Podolischen Massiv.

Schließlich spielt als dritte die Savelinie eine wichtige Rolle bei der Ausbildung der Struktur des Karpatenbeckens; sie bildet die Südgrenze des auf das Drau- und Savegebiet übergreifenden Loczy-Rückens.

Die Entwicklung des altpaläozoischen Stockwerkes ist durch das Geosynklinalstadium, den initialen Vulkanismus sowie durch die ununterbrochene Sedimentation gekennzeichnet. Diese wurde nur durch Vertikalbewegungen gestört. Der ganze Strukturbaue wurde während der zwischen Devon und Unterkarbon liegenden Bretonischen Phase verschmolzen und beendet. Jedoch auch die Epimetamorphose, die Fältelung und die Hauptstrukturlinien sowie das Einsetzen der syntektonischen variszischen Granitisation fanden in dieser Phase statt. Es scheint, daß letzteres durch die absoluten Altersbestimmungen von variszischen Graniten bestätigt wird, die eine bedeutende Schwankung von 280 bis 432 Millionen Jahren aufweisen.

III. Karbonischer Strukturbaue (région de plissement)

Der Bretonischen Phase folgt eine allgemeine Hebung. Nach den bisherigen Angaben zog sich das Meer im Unterkarbon in den Igal-Bükker Trog zurück, das ganze übrige Karpatenbecken wurde wahrscheinlich landfest.

Aus dem unteren Karbon ist nur die Viséstufe von Köszárhegy bekannt. Die neuesten Untersuchungen von G. MAJOROS (mündliche Mitteilung) weisen darauf hin, daß die Konglomerate von Füle ebenfalls zum Unterkarbon gehören. Wenn dem so ist, entwickelte sich der Igal-Bükker Trog nach der Emersionsperiode der Bretonischen Phase. Das von A. FÖLDVÁRI, 1952, behandelte Unterkarbonvorkommen von Köszárhegy beweist ferner, daß sich in der Sudetischen bzw. Asturischen Phase in nordwestlicher Richtung eine großzügige Schuppung vollzog. Diese stark kontraktive Phase (oder Phasen) bewirkt die ältere Nordostfaltung des Köszeg-Rohoncz Gebirges und die Südostschuppung des Morágygebirges im Mecsek.

Das zweite große Ereignis der Karbonzeit war die Granitisation, die nach ihrer Erscheinungsform, ihrem Gesteinsmaterial und der absoluten Altersbestimmung auf drei Perioden aufgeteilt werden kann.

Über die bereits am Ende des Devon einsetzende und in großer Tiefe stattfindende syntektonische Granitisation informieren uns heute unserer Meinung nach die Oberflächenaufschlüsse des Morágyer Rückens im Mecsek-Gebirge.

Die Fortsetzung dieser SW—NE-streichenden und nur in der Zentralzone granitisierten und von Anatektit-Migmatitonen begleiteten Struktur kann bis in die Mitte der Tiefebene verfolgt werden. Nach SZEPESHÁZY, 1967, bildet den Untergrund des Neogens die südlich der Zagreb—Kulcs Hauptstrukturlinie und während dieser sehr bedeutenden syntektonischen Granitisation entstandene polymetamorphe Kristallinserie.

Dieser Granitisation folgte jener Granitplutonismus, welcher nach unseren Beobachtungen bereits im Oberkarbon nach Entstehen der Schuppenstrukturen stattfand und der sich in der Balaton-Velenceer Granitplutonkette entwickelte. Zu demselben Granitmagmatismus sind auch die Aplogranite zu zählen, die im Mecsek und Battonya die syntektonischen Granitmassen durchbrechen.

Möglicherweise schließt im Oberkarbon ein subsequenter Granitporphyr-, im Unterperm ein Quarzporphyrvulkanismus diese bedeutende Periode ab.

In den zentralen Teilen Ungarns wird die im Altpaläozoikum entstandene, SW—NE (erzgebirgisch, mittelgebirgisch)-streichende Richtung von den variszischen Bewegungen weiter entwickelt. Die sudetische (subherzynische) Richtung entwickelt sich entlang der Szamoslinie, wie wir an der Oberfläche im Zips-Gömörer Erzgebirge beobachten können. In Ungarn weisen die unter mächtiger Neogenbedeckung vorhandenen magnetischen Anomalien und Gravitationsmaxima auf diese Strukturlinie hin.

Im Bereich der Tiefebene kreuzen sich diese beiden Linien, wie reflexionsseismische Messungen und Tiefbohrungen beweisen. Während die Streichrichtung in der Linie von Szolnok-Kecskemét SW—NE ist, finden wir bei Battonya und Algyő NW—SE-Streichen, das sich den herzynischen Graniten im Hegyes-Drocsa-Gebirge anschließt.

Die Denudation des in Ungarn ausgebildeten variszischen Hochgebirges beginnt im oberen Karbon. Der Höhepunkt von Denudation und Sedimentation liegt im Perm, und es beginnt nun entlang der im Karbon entstandenen tektonischen Linien mit dem permomesozoischen Zyklus die Bildung neuer Sedimentsammeltröge.

IV. Mesozoische tektonische Etage

Ausgangspunkt sind die Tröge entlang der variszischen Strukturlinien und der kristallinen Schwellen.

Die Hauptstreichrichtung dieser Tröge ist die mittelgebirgische SW—NE-Richtung, die sogar im südöstlichen Teil der Tiefebene, im Tótkomlós-Biharer Geosynklinealast vorherrscht, nur im nordöstlichen Teil der Igal-Bükker Geosynklinale, die sich der Szamos-Linie anschmiegt, herrscht NW—SE-Streichen.

Auf Grund des tektonischen Entwicklungsstiles unterscheiden wir zwei Haupttypen der mesozoischen Sedimentationströge. Im ersten Typ, dem Ungarischen Mittelgebirgstyp, bildet sich in einem verhältnismäßig breiten und gleichmäßig sinkenden Trog eine mächtige karbonathaltige Schichtfolge. Da sich während der Geosynklinealbildung keine tiefgreifenden Strukturlinien entwickelten, gibt es auch keinen Initialvulkanismus.

Die Entwicklung dieses Beckens dürfte entlang SW—NE-gerichteten flexurartigen Strukturlinien stattgefunden haben; zonal aufgebaute Trias- und Juraschichten von abweichender Mächtigkeit und verschiedener Fazies parallel der ehemaligen Küstenlinie scheinen dafür zu sprechen. I. KONDA, 1970, hat synsedimentäre jurassische NW—SE-Brüche nachgewiesen. Ähnlich aufgebaut sind die Villányer und die Tótkomlós-Biharer Geosynklinale, die nur durch ihre lückenhafte Schichtfolge davon abweichen.

Zum zweiten Typ gehören die gut entwickelten, verhältnismäßig schmalen, entlang tiefer Bruchlinien gebildeten und schnell sinkenden Becken mit orogenartiger, lückenloser, mächtiger Schichtfolge. Entlang der tiefgreifenden Bruchlinien entwickelt sich eine starke initiale subvulkanische und submarin-vulkanische Tätigkeit. Zu diesem Typ gehören die paläomesozoische Igal-Bükker und die mesozoische Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale. Erstere entwickelte sich nach der den altpaläozoischen Zyklus abschließenden Bretonischen Phase und dauerte bis zur oberen Trias. Die Geosynklinealentwicklung erreichte ihren Höhepunkt mit stärkster Senkung und Sedimentation in der Trias, und auch der Initialvulkanismus findet im Oberanis und Ladin statt.

In der südöstlich liegenden, parallelen Mecsek-Kisköröser Geosynklinale, deren Entwicklung im Perm beginnt, liegt das Sedimentationsmaximum im Lias. Hier folgt der intensive spätinitiale Vulkanismus erst in der unteren Kreide. In beiden Typen tritt der initiale Vulkanismus am Ende der Geosynklinealperiode auf. Nach diesen Beobachtungen kann vielleicht angenommen werden, daß nur im letzten Stadium die Senkung der basaltischen Lavaentwicklung in die tiefgreifenden Brüche eindringen konnte. Durch die Wirkung der Nebengesteine entstand diese mannigfaltige und diesen Typus charakterisierende alkalische Vulkanitfolge.

Beobachtungen über die Achsenverschiebungen in den mesozoischen Geosynklinale liefern uns sehr wichtige Angaben über die möglichen subkrustalen Magmaströmungen. Die Längsachsen der Tröge des Ungarischen Mittelgebirges und der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale wanderten bis inklusive obere Kreide von Südosten nach Nordwesten. Nach der oberen Kreide ändert sich im Ungarischen Mittelgebirge die Richtung und schließt sich vermutlich der Absenkung der paläogenen Buzsák-Bükkaljaer Strukturzone an.

Nach den Beobachtungen des Verfassers (G. WEIN, 1967) können wir zwischen den einzelnen mesozoischen Struktureinheiten ein Streben nach dem isostatischen Gleichgewicht wahrnehmen. Diese Ausgleichsbewegungen in der mesozoischen tektonischen Etage können unserer Meinung nach zwischen der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale, dem Mórágyer Kristallinzug und dem Villányer Trog beobachtet werden.

Nach der lange andauernden Geosynklijalbildung, die durch Oszillationen, kurze Hebungen und anhaltende Senkungsperioden gekennzeichnet ist, setzt mit der Jungkimmerischen Phase mit schmalen Wölbungen und Brüchen die erste kontraktive gebirgsbildende Phase ein. Prinzipiell gleich, aber in den Auswirkungen der Bewegungen deutlich verschieden, können in sämtlichen Geosynklijalen die stark kontraktive Austrische und die von dieser oft nicht zu trennende Subherzynische Phase festgestellt werden. Diese schließt die langandauernde permomesozoische Geosynklijalperiode ab und verschleißt die mesozoische tektonische Etage. Es ist festzuhalten, daß in den einzelnen Struktureinheiten teils Bruch-, teils Faltenbau vorherrscht. Die schnell sinkenden und mit mächtigen „orogenen“ Sedimenten gefüllten Tröge von Igal-Bükk und Mecsek-Kiskörös sind germanotyp gefaltet, während die mit starren karbonatführenden Gesteinen gefüllten Becken (Ungarisches Mittelgebirge, Villány, Tótkomlós-Bihar) kaum gefaltet sind, entlang der Brüche zeigen sich dagegen Überschiebungen und Schuppungen.

V. Oberkretazisch-paläogene tektonische Etage

Nach der Austrischen und Subherzynischen Phase, die die permomesozoische tektonische Etage abschließen, tritt in ganz Ungarn eine Emersionsperiode ein. Nach der turonen Festlandsperiode und gleichzeitig mit der Transgression des Senonmeeres beginnt die Gestaltung jener Sedimentationsbecken, in denen die Schichtfolgen der oberkretazisch-paläogenen tektonischen Etage angehäuft wurden. Man könnte, vor allem im Ungarischen Mittelgebirge, die oberkretazische und die paläogene Schichtfolge als getrennte tektonische Etagen unterscheiden; die Trennung wird aber vorläufig wegen des zusammenhängenden oberkretazisch-paläogenen Sedimentationszyklus des Flyschtroges nicht vorgenommen.

Zu dieser Zeit, als zwar noch die Wirkung des tektonischen Stils des Mesozoikums überwog, aber schon die für das Miozän charakteristische Blocktektonik einsetzte, bildeten sich die Struktureinheiten des Troges des Ungarischen Mittelgebirges, des Buzsák-Bükkaljaer Grabensystems und des Flyschtroges der Tiefebene.

Im Ungarischen Mittelgebirge, in der Bucht am Nordwestrand des Bakony-Gebirges liegt die Schichtfolge des Senons diskordant auf dem Mesozoikum. Zu jener Zeit erreichte die Achse des Troges ihre nordwestlichste Zone. Im Paläogen verschiebt sich der Schwerpunkt der Sedimentation wieder nach Südosten.

L. BENKÖ-CZABALAY hat (nach einer mündlichen Mitteilung) in der Oberkreide eine Bruchlinie nachgewiesen, die zu der NW—SE-streichenden Achse des Senonbeckens parallel verläuft.

Die Transgression des Senons wird durch die Emersionsperiode der Laramischen Phase abgelöst.

Entlang von NW—SE-streichenden Brüchen bilden sich jene Becken, in denen es nach dem unteren Eozän, bzw. nach der Illyrischen Phase im Mitteleozän zu Kohlebildungen kommt. Der Andesitvulkanismus des mittleren und oberen Eozäns, der sich an die Illyrische und Pyrenäische Phase anschließt, kann im ganzen Bereich des Ungarischen Mittelgebirges nachgewiesen werden. Während der Pyrenäischen Phase entstanden im Budaer Gebirge und im Bakony gegen das Vorland gerichtete geschuppte Aufschiebungen, die bereits K. HOFMANN (1871) erwähnte.

Den Bewegungen der Pyrenäischen Phase folgt eine Emersion; daran anschließend entsteht ein für die tertiäre Tektonik typisches System von Grabenbrüchen, eines vorwiegend NW—SE ausgerichtet, ein anderes den alten SW—NE-streichenden Linien folgend. In diese dringt von Osten das Oligozänmeer ein und in diesen Gräben liegen die mächtigsten Teile der oligozänen Schichtfolge. Am Ende des Oligozäns schließt eine teilweise Hebung diese tektonische Etage ab. Auch die großzügige, gegen das nordwestliche Vorland gerichtete Schuppung der Darnolinie hängt mit der Savischen Phase am Ende des Oligozäns zusammen.

Das paläogene Bruchsystem von Buzsák-Bükkalja, das mit der „Balatonlinie“ T. SZALAI's (1958) identifiziert werden kann, ist nach neueren Angaben nicht einheitlich, sondern es ist in zwei Grabensysteme getrennt. Beide ursprünglichen Gräben sind SW—NE-streichende eozäne bis oligozäne Bruchsysteme, die in der Savischen Phase zusammengepreßt wurden. Die miozäne Schichtfolge liegt diskordant auf dem durch Bohrungen aufgeschlossenen steilstehenden epikontinentalen Oligozän. In östlicher Richtung kann das Buzsák-Bükkalja-Bruchsystem bis zur Darnolinie und bis zum hochgehobenen Mezökövesder Block verfolgt werden, gegen Westen dürfte es bis zum Bachergebirge, also bis zur alpin-dinarischen Narbe reichen.

Wie wir bereits erwähnt haben, scheint sich der obereozäne subsequente Andesitvulkanismus sowohl dem Südrand des Ungarischen Mittelgebirges als auch dem Buzsák-Bükkalja-Grabensystem selbst anzuschließen.

Im Senon beginnt die Absenkung des Flyschtroges der Tiefebene, die im Osten teilweise der einstigen Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale folgt, dann aber gegen Süden schwenkt und Einheiten des Kristallinrückens der Tiefebene erfaßt. Dieser Kristallinrücken wurde seit dem Perm mehrmals bis zum Hochgebirge herausgehoben. Im schnell sinkenden Trog sedimentierte eine charakteristische Flyschschichtfolge, die in nordwestlicher Richtung — sich vom ehemaligen Festland entfernend — allmählich in eine Epikontinentalfazies übergeht.

Nach den neuesten Untersuchungen trennt eine Diskordanz den unteren Teil der Flyschschichtfolge, das Globotruncanen-führende Senon und das Trochamminoiden-führende Untereozän, vom hangenden Eozän- und Oligozänflysch. Diese Diskordanz kann der Illyrischen Phase entsprechen. Die Pyrenäischen Phase kann eventuell mit dem im Eozän entstandenen groben, polymikten Konglomerat fixiert werden. Nach der richtigen Beobachtung von A. JUHÁSZ, 1965, und K. SZEPESHÁZY, 1971, enthält der senone Flysch saure Tuffschichten, das Eozän dagegen neben Rhyolit auch Andesitprodukte.

Neben den syngenetischen Fältelungen und Rutschungen ist die Flyschfolge auch während einer oder mehrerer Phasen des Paleogens stark gefaltet worden. Nach geophysikalischen Refraktionsmessungen erfolgte die Schuppung von zwei Seiten nach dem mittleren Teil des Troges.

Im Süden endet der Flyschtrog noch auf ungarischem Gebiet, im Nordosten hängt er mit den Nordostkarpaten und mit dem inneren transylvanischen Flyschbecken zusammen.

Die Bildung des oberkretazisch-paläogenen Flyschtroges weist zum ersten Mal auf die strukturelle Umgestaltung hin, die sich in der Angliederung der Kristallinmasse der südöstlichen Tiefebene am Bihar-Massiv zeigt und die der von Gy. PRINZ (1922) ursprünglich als „Tisia“ beschriebenen Struktureinheit entspricht.

VI. Neogene tektonische Etage

Bei der Rekonstruktion des mit Neogen bedeckten Beckenbodens müssen die in jungneogener Zeit gebildeten Strukturlinien dargestellt werden, die ja die räumliche Lage des Untergrundes abändern. Da wir unsere Untersuchungen auf diese Zeitperiode

nicht erstrecken wollen — unser Ziel ist die Darstellung des unter dem Neogen liegenden Beckenuntergrundes —, berühren wir diese nur kurz.

Die nach der Savischen Orogenperiode auftretende regionale Heraushebung trennt die neogene Strukturentwicklung vom oberkretazisch-paläogenen Strukturbaue. Die Periode der Hebung dauerte in den Zentralzonen der Alpen und Karpaten weiter an, während die in den Zwischenmassiven auftretenden Geosynklinalen und Becken periodisch, gestört oder beschleunigt, sinken. Die Pannonische Masse erhält endgültig erst im Miozän alle jene Eigenschaften, die sie als Struktureinheit einer starr gewordenen „Zwischenmasse“ charakterisieren. Sie wird von einem den Steirischen Phasen zugeschriebenen NW—SE- und SW—NE-streichenden Bruchsystem zerteilt, das Dilatationszüge aufweist. Die SW—NE-Linien entsprechen vielfach, vor allem aber dort, wo die mesozoischen Richtungen es ermöglichen, alten, regenerierten Linien oder es bilden sich neue parallel dazu; dazwischen entwickeln sich entlang NW—SE-Brüchen Gräben und Senken, die dann mit mehrere tausend Meter mächtigem Neogen ausgefüllt werden. Das helvetische Meer drang in diese schachbrettartig ineinandergreifenden Strukturen ein, im Torton war dann fast ganz Ungarn überflutet. Nur die höheren Teile der Gebirge blieben landfest. Im Mittelmiozän entstehen die meisten Längs- und Querbrüche, die auch im Untergrund des Neogens Dislokationen verursachten. Die Sedimentmächtigkeit in den einzelnen Becken ist verschieden und hängt von den selektiven Vertikalbewegungen ab. Die Hebung der Zentralzone der Alpen und Karpaten erfolgt zu dieser Zeit. Dies erleichtert den Transport des denudierten Materials in die Becken.

Die Beckenachsen wandern nun seit dem Paläogen — im Gegensatz zum Mesozoikum — von Nordwesten nach Südosten, was auch S. JASKO, 1948, zeigt. Unter anderem kann die Ausbildung der heutigen Form der ungarischen Zwischenmasse mit jenen Magmenströmungen in Verbindung gebracht werden, die die Annäherung des „Moho“-Niveaus bzw. die Verdünnung der Kruste verursachten. An diese Bewegungen schließt sich auch der charakteristische subsequente Vulkanismus des Mittelmiozäns.

Die Entfaltung der vulkanischen Tätigkeit scheint einerseits mit den mesozoischen und oberkretazisch-paläogenen, tiefgreifenden SW—NE-Brüchen, die mit den Eugeosynklinalen von Igal-Bükk und Mecsek-Kiskörös zusammenhängen, andererseits mit den NW—SE-Querbrüchen in Verbindung zu sein. Diese Auffassung stimmt mit der Theorie von E. SZÁDECZKY-KARDOSS überein, nach der die basaltischen Magmen entlang der NW-fallenden tiefgreifenden Hauptstrukturlinie des Typs „Benioff“ aufsteigen und längs der offenen NW—SE-Verwerfungen schließlich an die Oberfläche gelangen. Meines Erachtens entspricht die „Beniofflinie“ von E. SZÁDECZKY-KARDOSS, 1966, der Igal-Bükker Eugeosynklinallinie bzw. der Zagreb—Kulcsér Hauptstrukturlinie oder sie entwickelt sich aus dieser. Entlang dieser Linie fand im Ungarischen Mittelgebirge, vom oberen Eozän angefangen, ein bis zum Sarmatien andauernder subsequenter Vulkanismus seinen Weg.

Wenn wir die Verbreitung der im Neogenbecken aufgeschlossenen subsequenten Vulkanite verfolgen, sehen wir, daß sich südlich von dem an der Oberfläche erscheinenden Vulkangürtel ein zweiter aus mehreren hundert Meter mächtigen Vulkaniten bestehender Gürtel entwickelte. Dieser liegt im Bereich der aus dem Igal-Bükker Trog des Paläozoikums, dem Kaposfö-Mágoeser Kristallinzug und dem Loczy-Rücken zusammengesetzten Struktureinheit. Mit seinem Streichen von Südwest nach Nordost liegt er parallel zum Ungarischen Mittelgebirge. Als Urheber nehmen wir für diesen Fall die Nordwest-fallende, tiefgreifende Strukturlinie der Mecsek-Kisköröser Eugeosynklinale als eine regenerierte Magmenbahn an. Ort und Richtung des neogenen subsequenten Vulkanismus scheinen also durch ältere Strukturlinien bestimmt, wie auch im Vihorlat-Gutin bei der Bildung der ins Komitat Szabolcs hinüberreichenden miozänen Vulkandecke des Tokajer Gebirges, deren NW—SE-Streichen durch mesozoische, sudetisch (herzynisch) streichende Bruchsysteme vorgezeichnet ist.

Die Verbreitung der neogenen Vulkanite beweist also, daß die tiefgreifenden älteren Strukturlinien auch noch im Neogen ihre leitende Rolle beibehalten und die junge Tektonik nur im oberen Krustenteil herrscht.

Die obermiozäne Regression schließt diese rege und untergliederte Periode ab. Zu Anfang des Pliozäns bilden sich, ähnlich dem miozänen System, längs der Bruchsysteme teilweise weiterlebende Becken und Blöcke. Jetzt entwickeln sich die großen Neogensenken Transdanubiens und der Großen Ungarischen Tiefebene. Die im Miozän einsetzende Strukturbildung entwickelt sich weiter, aber die sinkenden und steigenden Blocksysteme trennen sich noch mehr und die Becken sinken so intensiv, daß sich bis 4000 m mächtige, plio-pleistozäne Schichtfolgen ansammeln. Die pliozäne Beckenbildung, die man als selektive Senkung und Hebung charakterisieren kann, wird im Oberpannon durch eine Ausgleichsperiode abgelöst. In einigen Struktureinheiten, in erster Linie im Mecsek-Kisköröser Gebiet, findet die Strukturbildung in Form einer Schuppung während der Slavonischen (Rhodanischen) und Ostkaukasischen Phasen statt. Meiner Meinung (G. WEIN, 1964) kann nachgewiesen werden, daß sich die Vergenz der Schuppung immer gegen die mit plastischen Sedimenten ausgefüllten jungen Senken, also gegen die leichtere Ausweichmöglichkeit richtet. Vom oberen Pannon an wird die Senkung gleichmäßiger, die einzelnen Strukturen sind bestrebt, ihr während der Attischen und Slavonischen Phasen gestörtes Gleichgewicht wieder zu erlangen. Viel seltener und weniger bedeutend sind Bruchlinien des Oberpannons, jedoch sowohl entlang dieser als auch entlang älterer Linien gelangt der oberpannon-altpleistozäne finale Basaltvulkanismus an die Oberfläche. Später als die Absenkung der Becken, und zwar mit dem Oberpannon, setzt die Hebung der Mittel- und Inselgebirge aus dem Binnenmeer ein. Hebungen und Senkungen laufen in den während des Tertiärs gebildeten Blockstrukturen selektiv ab. Einige Strukturen steigen, andere sinken, die Bewegungen können auch die Richtung ändern.

Nach den seismischen Untersuchungen von L. STEGENA, 1964, und E. MITUCH, 1968, zeigt die jetzige Lage des Moho-Niveaus klar den Zusammenhang zwischen den jungen Senkungen und der Krustenmächtigkeit. Wo das Moho-Niveau hoch liegt, finden wir die jungen Senkungen der Ungarischen Zwischenmasse, wie im Bereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene und des transdanubischen Pannonbeckens, sowie in den mit mehrere tausend Meter mächtigen Lockersedimenten ausgefüllten neogenen Gräben der Tiefebene. Wo aber die Moho-Diskontinuität in die Tiefe gesunken ist, bauen die dichteren paläomesozoischen Gesteine des Ungarischen Mittelgebirges und des Mecsek-Villányer Gebirges den obersten Krustenteil auf.

Durch morphologische Untersuchungen und Terrassenstudien haben L. MOLDVAI (1965), H. PÉCSI (1959), und E. ERDÉLYI (1961—1962) im Zusammenhang mit der Bildung unserer Mittel- und Inselgebirge gezeigt, daß im Vorraum der steigenden Blockstrukturen Senken entstehen und die mit den Randbrüchen vorkommenden Aufschiefungsfalten auch mit dieser vertikalen Bewegung zusammenhängen.

Zur allgemeinen Charakterisierung der Pliozänbewegungen muß erwähnt werden, daß sich hier die Mittel- und Inselgebirge emporhoben, aber es besteht dabei ebenso ein Zusammenhang zu Alpen und Karpaten wie bei der miozänen Zergliederung und der Bildung der gleichzeitigen Senken.

Die Klärung des isostatischen Zusammenhanges der einzelnen Strukturen und der großen Einheiten bringt die Lösung bezüglich der Ausbildung der Neogenbecken. Ohne die pliozäne Tektonik besprechen zu wollen, muß ich bemerken, daß die am Ende des Pliozäns (Levantinische Periode) vorhandene Emersionsperiode einen markanten Punkt in der Entwicklung des neogenen Strukturbaues darstellt, und zwar heben sich die jungen Senken, wodurch der Sedimentationszyklus des Pliozäns abgeschlossen wird. Das Binnenmeer und der spätere See werden in die heutige, von den Karpaten umgürtete Ebene verwandelt. In bezug auf die Strukturbildungen kann diese Ausgleichsperiode als ein ruhiges Zeitalter betrachtet werden.

Zu Beginn des Pleistozäns leben die orogenen Bewegungen wieder auf und halten mit positiven und negativen Vertikalbewegungen während des ganzen Pleistozäns an. Es sei hier nur kurz angedeutet, daß die Kleine Ungarische Tiefebene und der Südostteil der Großen Ungarischen Tiefebene stark sinken und mit mächtigen Flußsedimenten ausgefüllt werden. Gleichzeitig oder etwas später werden die Randgebirge gehoben. Die Beschreibung dieser postneogenen Entwicklung ist aber nicht mehr Gegenstand dieser Arbeit.

Literaturverzeichnis

- ANDRUSOV, D.: Geologia Ceskoslovenskich Karpat. (Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten). — 1958.
- BALÁZS, E.: A Kisalföld medencealjátának ó-paleozóos kőzetei. — Földt. Int. évi jel. 1969, évről, Budapest 1971.
- BALKAY, B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. — Geof. Közl., 9, 1—2, Budapest 1960.
- BALOGH, K.: A Bükk hegység földtani képződményei. — Földt. Int. évk., 48, k. 2. f., Budapest 1964.
- BALOGH, K., HORUSITZKY, F. et al.: Magyarázó Magyarország 1 : 300.000-es földtani térképéhez. — F. I. A. K., Budapest 1958.
- BALOGH, K. & KÖRÖSSY, L.: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1 : 1,000.000. — Acta Geol., 12, k. 1—4 f., pp. 255—262, Budapest 1968.
- BECK-MANNAGETTA, P. & BRAUMÜLLER, E.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich, 1 : 1,000.000. — Geol. B. A., Wien 1964.
- BELOUSOV, V. V.: Basic problems in geotectonics. — McGraw-Hill Book Company INC. New York. Toronto, London, San Francisco 1962.
- BENDEFY, L.: Geotectonic and Crustal Structure Conditions of Hungary as Recorded by Repeated Precision Levelings. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f., pp. 395—411, Budapest 1964.
- BOGDANOFF, A. A., MOURATOV, M. V. & KHAIN, V. E.: Elements structuraux de la croûte terrestre. — Extrait de la Revue de Geogr. Phys. et de Geol. Dyn., 5, f. 4, pp. 263—285, 1963.
- BOGDANOFF, A. A., MOURATOV, M. V. & SCHATSKY, N. S.: Notice explicative pour la carte technique internationale de l'Europe au 1 : 2,500.000, 1964.
- BUDAY, T.: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. — Geol. Práce, 60, Bratislava 1961.
- BUDAY, T., KODYM, O. sen. et al.: Tectonic development of Czechoslovakia, Praha 1960.
- CIRIČ, B.: Le développements des Dinarides Yougoslaves pendant la cycle Alpin. — Livre la Mem. de Prof. P. Fallot. I., II., pp. 565—582, Paris 1960—1963.
- Comité d'état pour le géologie, Institut Géologique: Atlas Géologique de Roumaine. — 1 : 1,000.000, Bukarest 1967.
- CSALAGOVITS, I., JUHÁSZ, A. et al.: Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. — 1 : 500.000, Budapest 1967.
- CSIKY, G.: A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. — Földt. Közl., 1. sz., pp. 19—35, Budapest 1963.
- DIMITRESCU, R.: Studiu geologia si petrografia al regiunii Arada-Muntele Mare. — Com. Geol. Dari de Seama ale Sedintelor, 37 (1959—1960), 1962.
- DUBAY, L.: A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. — Földt. Közl., 86, k. 3. f., Budapest 1956.
- ERDÉLYI, M.: Külső Somogy vízföldtana. — Hidr. Közl., 41. k., pp. 445—458, 42. k., pp. 56—65, Budapest 1961—1962.
- : Geological Studies in the Halimba Basin. — Acta Geol. Hung., 9, k., pp. 339—362, Budapest 1965.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1960, pp. 53—115, Wien 1961.
- ERKEL, A., BENDERNÉ-KELEMEN, O. et al.: Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. — M. All. Eötvös Loránd Geof. Int. 1965. Evi Jel., pp. 65—102, Budapest 1967.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, pp. 402—443, Wien 1964.
- FÖLDVÁRI, A.: A szabadbattyáni ólomérc- és kővületes karbon erőfordulás. — M. Tud. Akad. Közl. V, k. 3. sz., Budapest 1952.
- FÖLDVÁRI, A., NOSZKY, J. et al.: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. — Jel. a Jöv. Mélykut., 1947—1948, évi Működéséről, pp. 3—31, Budapest 1948.
- FUSAN, O.: Paleozoikum gemerid. — Geol. Práce Zosit, 46, Bratislava 1957.

- FÜLÖP, J.: Magyarország krétaidőszaki képződményei. — Földt. Int. Évk, 49, k. 3, f. pp. 577—587, Budapest 1961.
- : A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol, 15, Budapest 1966.
- HADŽI, E.: Grundzüge der geologischen Entwicklung der südlichen Bereiche des Pannonischen Gebietes. — Extrait des Compt. rend. d. se. d. l. Soc. Serbe d. Geol. 1964, 1966, 1967, Beograd 1964.
- GÁLFI, J. & STEGENA, L.: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. — Geof. Közl., 8, k. 4. f, Budapest 1960.
- GEOL. SOC. OF LONDON: The Phanerozoic timescale. A Symposium dedicated to Prof. A. Holmes. — Quart. J. (Geol. soc. India, 120, pp. 458) (Geol. soc. Phanerozoic timescale 1964, pp. 260—262) 1964.
- HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Südalpen. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl. Wien 1951.
- HOFMANN, K.: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. — F. I. Evk., 1, k. pp. 199—273, Budapest 1871.
- ILIE, M.: Tektonikai jelenségek az Apuseni hegységben. — Földt. Int. Evk, 49, k. 3. f, pp. 775—784, Budapest 1961.
- JANTSKY, B.: A Velencei-hegység földtana. — Geol. Hung. ser. Geol., 10, Budapest 1957.
- JASKO, S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás a kainozoikumban. — Földt. Közl., 77, k. 1—12 f. pp. 26—36, Budapest 1948.
- JÁMBOR, A.: A Szendrői és az Upponyi hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — Földt. Int. Evi Jel. az 1957—1958, évről, pp. 103—120, Budapest 1961.
- JUHÁSZ, A.: Adatok a Duna-Tisza köze metamorf és magmás medencealjátának ismeretéhez a soltvadkerti és miskei furások alapján. — Földt. Közl., 95, k. 4. f, pp. 375—381, Budapest 1965.
- KHAIN, V.: Carpathes Sovietiques. — Congr. Geol. Intern. Tectonique de l'Europe. Moscou 1964.
- SZ. KILÉNYI, E., BAGI, R. et al.: Komplex geofizikai kutatás az alföldi ún. fiis övben. — M. All. Eötvös Loránd Geof. Int. Evi Jel. az 1965, évről, pp. 10—64, Budapest 1967.
- KOKAY, J.: Hegységképződési elméletek bakonyhegységi adatok tükrében. — Földt. Közl., 98, k. 3—4 f, pp. 381—393, Budapest 1967.
- KONDA, J.: A Bakony-hegység juraidőszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — M. A. F. I. Evk, 1, k. 2 f, pp. 155—260, Budapest 1970.
- KOPEK, G.: A Bakony hegység felsőkrétaköszénteleges összletének ősföldrajzi és hegységszerkezeti vázlata. — Földt. Közl., 91, k. 4 f, pp. 413—420, Budapest 1961.
- KOPEK, G., KECSKEMÉTI, T. & DUDICH, E.: A Dunántuli-középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Evi Jel. az 1964, évről, pp. 249—264, Budapest 1966.
- KOVÁCH, A., BALOGH, K. & SÁMSONI, Z.: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek hegység gránitjai korának kérdéséhez. — Földt. Közl., 98, k. 2 f, pp. 205—212, Budapest 1968.
- KÖRÖSSY, L.: Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. — Földt. Közl., 95, k. 1 f, pp. 22—36, Budapest 1965.
- : Geologischer Bau der ungarischen Becken. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G., pp. 36—51, Wien 1965; Z. deutsch. geol. Ges., 116, 2. Teil, pp. 292—307, Hannover 1965.
- KÜPPER, H.: Ausztria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. — Földt. Közl., 95, k. 3 f, pp. 292—297, Budapest 1965.
- LÁNYI, J.: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. — Geof. Közl., 8, k. 4 sz, pp. 219—240, Budapest 1960.
- LÁNYI, J., SZABADVÁRY, L. et al.: A harmadidőszaki képződmények aljátának domborzati térképe a Bicskei-Medencében. — Geof. Int. 1967, évi jel, Budapest 1968.
- LENDVAI, K.: A bolyi medence. — Geof. Közl., 15, k. 1—4 f, pp. 69—76, Budapest 1966.
- LOCZY, L. sen.: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. A Balaton környékének geológiája és morfológiája. — Budapest 1913.
- : Die Geologie Westserbiens und des Pannonischen Mittelgebirges. — C. R. XIV. Congr. Int. Geol. 1926, 2 f, p. 689, Madrid 1927.
- LOCZY, L. sen. & PAPP, K.: A Magyar Birodalom és a szomszéd országok területének földtani térképe. — 1: 900.000. Budapest 1922.
- LOCZY, L. jun.: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. — Z. Bulgar. Geol. Ges., 11. Jg. 1939, Sofia 1940.
- LUPU, M.: Quelques considerations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Metallifères. — Carp.-balk. Ass. VII. Congr. Sofia, Reports Part I, pp. 287—292, Sofia 1965.
- MAHEL, M.: A központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. — Földt. Int. Evk., 49, k. 1 f, pp. 33—53, Budapest 1961.

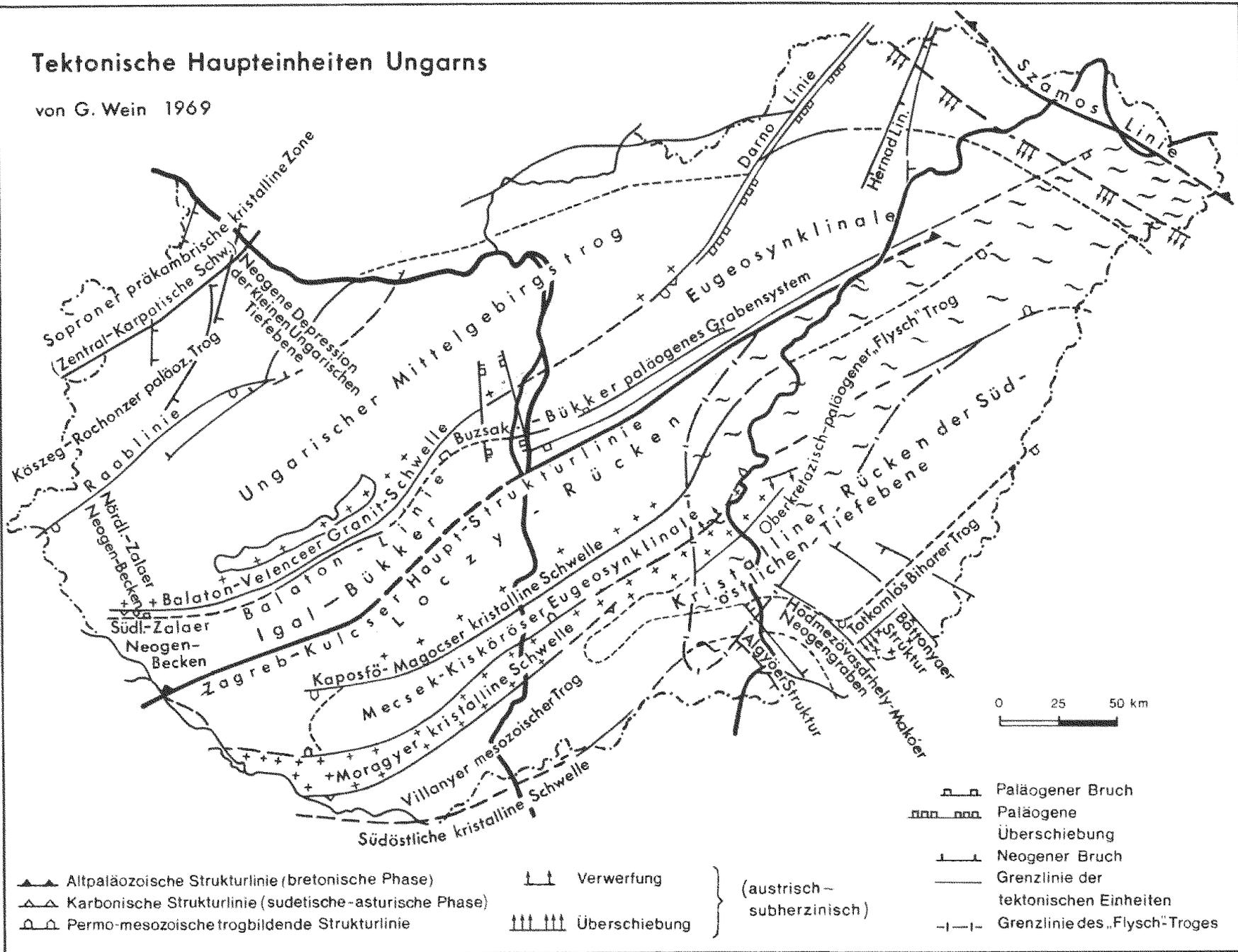
- MEDWENITSCH, W. & SIKOSEK, B.: Abriß der Geologie und Tektonik Jugoslawiens. — Carp.-Balk. Geol. Ass. VII. Congr. Sofia, Part I, pp. 293—303, Sofia 1965.
- METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark, 1:300.000. — Graz 1957.
- MIKNIČIĆ, V.: Geolska karta F. N. R. Jugoslavije, 1:500.000. — Beograd 1953.
- MITUCH, E.: A III. nemzetközi földrengekutató vonal mentén végzett magyar-szovjet közös szeizmikus mérés eredményei. — Geof. Közl., 17, k. 4 sz, pp. 7—11, Budapest 1968.
- MOLDVAY, L.: The manifestations of quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol., 9, pp. 49—55, Budapest 1965.
- MRAZEC, L. & MACOVEI, G.: Carta Geologique de la Republique Populaire Roumaine, 1:500.000.— Bukarest.
- MUZILJEVIĆ, R.: Rezultati geofizickih ispitivanja u cilju istrazivanja nafte u Vojvodini. — Vesnik za primenjenu geofiziku, 2, k. 2 f, Beograd 1961.
- NIKOLIĆ, D. & KEMENCI, R.: Geological and petrographical composition of the neogene Base in Vojvodina. — Ref. v. Savet. Dev. I. geol., pp. 157, Beograd 1962.
- ORAVECZ, J.: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl., 94, k. 1 f, pp. 3—9, Budapest 1964.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B. A., pp. 274—283, Wien 1960.
- PANTÓ, G.: Mezozoós magmatizmus Magyarországon. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f, pp. 785—799, Budapest 1961.
- : A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. — Földt. Int. Evi Jel. az 1963, évről, pp. 227—241, Budapest 1965.
- PANTÓ, G., KOVÁCH, A. et al.: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in northeastern Hungary. — Acta Geol., 11, 1—3, pp. 279—287, Budapest 1967.
- PAPP, F. & REICHERT, R.: A morágyvidéki gránitok. — Földt. Közl., 59, k., pp. 35—41, Budapest 1929.
- PATRULIUS, D.: Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunas jurassiques des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique. — Comptes Rendus et Memoires. Colloque du Jurassique, pp. 519—525, Luxembourg 1962.
- PÁLFY, M. & ROZLOZSNIK, P.: A Bihar és Béli hegység földtani viszonyai. I. — Geol. Hung., ser. Pal' VIII., Budapest 1938.
- PÁVAI V. F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl., 60, k. pp. 7—33, Budapest 1930.
- PETKO Č, K.: La carte tectonique de la RFP de Jugoslavie. — Bull. cl. d. sci. math. et nat., N. S., No. 9, 32, Beograd 1963.
- PÉCSI, M.: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. — Geof. Közl., 8, k., 1—2 f, Budapest 1959.
- PÉCSI, M. et al.: A dunai Alföld. — Budapest 1967.
- POLCZ, I., BAGI, R. et al.: Komplex kutatás záró művelete (szeizmikus mérés) és értelmezése Tiszakécske-Kunszentmárton környékén. — Geof. Int. 1967, évi jel., pp. 19—35, Budapest 1968.
- POSGAY, K.: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. — Geof. Közl., 16, k. 4 sz, pp. 1—118, Budapest 1967.
- PRINZ, Gy.: Magyarország földrajza. — Tud. Gyűjt. Pécs 1922.
- RADOCZ, Gy.: A Bükk hegység környéki helvétii képződmények mélyföldtani térképe, 1:100.000. — Budapest 1965.
- RAFAELLI, P.: Metamorphism of Paleozoic pelitic schists of Ravna Gora (Papuk mountain — Croatia). — Geolski Vjesnik, Svez 18, Brog 1, pp. 61—111, Zagreb 1965.
- RAKUSZ, Gy. & STRAUZ, L.: A Villányi hegység földtana. — Földt. Int. Evk., 41, k. 2 f, pp. 3—27, Budapest 1953.
- RENNER, J. & SZILÁRD, J.: Gravity Network of Hungary. — Acta Techn. Acad. Sd. Hung., ser. Geol., 1, fasc. 4, p. 365, Budapest 1959.
- RENNER, J. & STEGENA, L.: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. — Geof. Közl. 14, k. 1—4 sz, pp. 103—114, Budapest 1966.
- ROZLOZSNIK, P.: A Bihar hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. — Mat. Term. Tud. Ert., 55, pp. 46—74, Budapest 1937.
- SAGHY, Gy., VÁNDOR, B. & VARGA, I.: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. — Földt. Közl., 97, k. 2 f, pp. 160—166, Budapest 1967.
- SCHAEFFER, V.: A magyar közbülső tömeg kérdéséhez. — Geof. Közl., 9, k. 1—2 sz, Budapest 1958.

- SCHEFFER, V. & KANTÁS, K.: A Dunántul regionális geofizikája. — Földt. Közl., 79, k., pp. 327, Budapest 1949.
- SCHMIDT, E. R.: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. — Geotekt. Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart 1956.
- : Geomechanika. — Budapest 1957.
- SCHRÉTER, Z.: A Bükk-hegység geológiája. — Besz. a Földt. Int. Vitaül. Munk., 5, k. 7 f, pp. 378—411, Budapest 1943.
- SENES, J.: Az üledékképződéssel egyidejű kéregmozgások időbeli helyzete a szedimentációs ciklusban. — Földt. Kut., 7, évf., 2—3, sz, pp. 36—41, Budapest 1964.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951.
- SIKOSEK, B.: Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. — Recueil des Trav. de l'Ist. de Geol. „Iovan Zujovic“, 10, p. 259, Beograd 1958.
- STEGENA, L.: The structure of the earth's crust in Hungary. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f, pp. 413—431, Budapest 1964.
- SZALAI, T.: A Kárpátok geotektonikai szintézise. — Geof. Közl., 7, k. 2, sz., pp. 111—146, Budapest 1958.
- : Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. — Geof. Közl., 9, k. 3—4, pp. 166—185, Budapest 1961.
- : Aufbau und Tektonik des Ostalpin- und Karpatenblockes. — Acta Geol. Hung., 10, k., Budapest 1966.
- SZANTNER, F. & SZABÓ, E.: Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. — Földt. Közl., 92, k. 4 f., pp. 416—451, Budapest 1962.
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: Magmamechanismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — Acta Geol., 10, k., pp. 371—395, 3—4 f., Budapest 1966.
- SZADECZKY-KARDOSS, E., BUBICS, I. et al.: Metamorphose in Ungarn. — Acta Geol., 11, k. 1—3 f., pp. 49—58, Budapest 1967.
- SZADECZKY-KARDOSS, E., JUHÁSZ, A. et al.: Der sog. ophiolitische Magmatismus in Ungarn. — Acta Geol., 11, k. 1—3 f., pp. 71—76, Budapest 1967.
- SZEBÉNYI, L.: Rétegtömörülés és szerkezetalakulás. — Földt. Közl., 85, k. 4 f., Budapest 1955.
- SZEMENKO, N. P.: O vozrasznoj metamorfizma porod Rahovszkogo massziva. — Materialü Karpato-Balkanszkaj Geologiceszkaj Asszociacii IV. Sz" ezd Kiev—Lvov 1958. Akad. Nauk. U. Sz. Sz. R. 1, pp. 188—189, Kiev 1960.
- SZENTES, F.: Kárpáti hegyrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl., 79, k., pp. 89—92, Budapest 1949.
- : Magyarország hegység szerkezeti térképe. — Földt. Int. Evi Jel. az 1957—1958, évről., pp. 7—12, Budapest 1961 a.
- : A magyarországi mezozoós kéregmozgások. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f., pp. 741—745, Budapest 1961 b.
- SZEPESHÁZY, K.: A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza középső és déli részén. — Földt. Int. Evi Jel. az 1966, évről., pp. 257—289, Budapest 1967.
- : A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. (Im Druck). — Vorgetragen in Ung. Geol. Ges., Budapest 1971.
- SZÉKYNÉ-FUX, V.: Adatok a Dunántul Medence harmadkori vulkánosságához. — Földt. Közl., 87, k. 1 f., Budapest 1957.
- SZÉNÁS, Gy. et al.: A Mecsek- és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. — Geof. Int. Evk. 1 k., Budapest 1964.
- SZÖTS, E.: Magyarország eocén/paleogén/képződményei. — Geol. Hung., ser. Geol., 9, k., pp. 1—320, Budapest 1956.
- TELEGDI-RÓTH, K.: Magyarország geológiája. — Budapest 1929.
- : Adatok az Eszaki Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozoós fejlődéstörténetéhez. — Mat. és Term. tud. Ert., 52, k., pp. 205—305, Budapest 1964.
- TKACSUK, L. G. & GURZSIJ, D. V.: Rakovszkij krisztallicsenkij massziv/Karpatu/. — Inszt. Geol. Polezmüh Iszkopaemüh Akad. Nauk. U. R. Sz. R., p. 126, 1957.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, pp. 3—62, Wien 1959.
- : Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, pp. 103—133, Wien 1965.
- : Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch., 21, k., pp. 1—156, Stuttgart 1966.

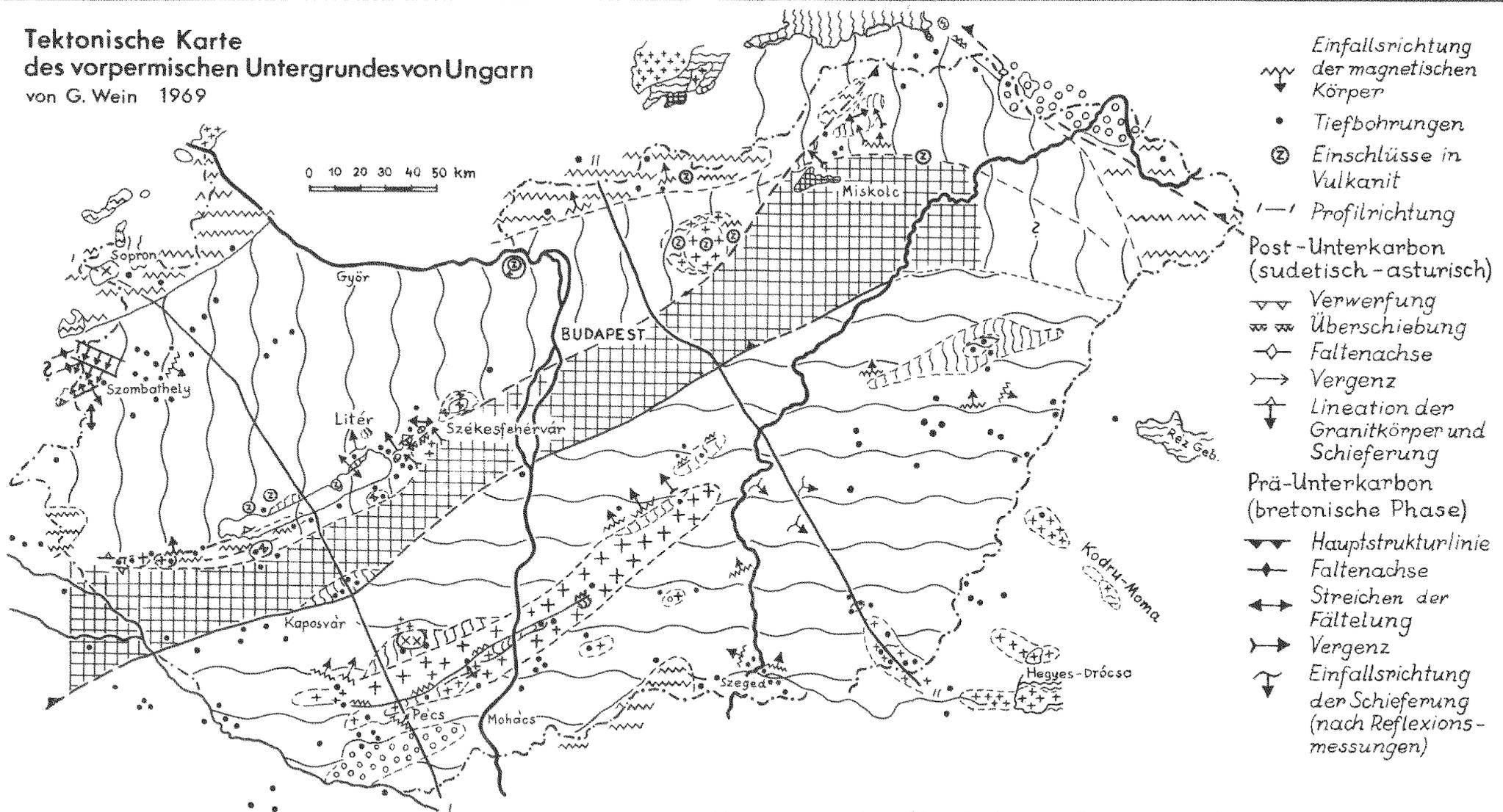
- VADÁSZ, E.: A Mecsekhegység. A Magyar Tájak földtani leírása. — I. Budapest 1935.
- : Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — M. T. A. Müsz. Tud. Oszt. Közl., 14, k. 1—2 sz., pp. 217—248, Budapest 1954.
- VARRÓK, K.: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. — Földt. Int. Evi Jel. az 1960, évről., pp. 7—20, Budapest 1963.
- VASS, D., MARKOVÁ, M. & FUSAN, O.: Dependence of the development of tertiary Basins in the inner side of the West Carpathian Arch upon the structure of the substratum. — Geol. Prace, Zapr. 44—45, pp. 137—147, Bratislava 1968.
- VENDL, A.: A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyi. — Földt. Int. Evk., 22, k., Budapest 1914.
- VENDL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. Teil I. Die kristallinen Schiefer. — Mitt. d. Berg- u. hüttenm. Abt. d. Kg-ung. Hochschule f. Berg- u. Forstwesen 1929, pp. 225—291; II. Teil. Die Sedimentgesteine des Neogen und Quartär. — Erdészeti Kísérletek, 1930, pp. 1—74, és 267—354, Sopron 1930.
- : Über die Beziehungen des kristallinen Unterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, pp. 281—293, Wien 1960.
- VYALOV, O. S., BUROV, V. S. & MURAVETSKY, V. N.: Kárpátalja. — Dokl. A. N. SSSR., 150, 874, 1963.
- WEGMANN, C. E.: Stockwerkstektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. — Stille Festschrift, 1956.
- WEIN, Gy.: Földtani szelvény az Ung mentén. — Besz. a M. kir., Földt. Int. Vitaül. Munk., 5 k., Budapest 1943.
- : A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Evk., 49, k. 3 f., pp. 759—768, Budapest 1961.
- : The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. — Acta Geol., 8, k. 1—4 f., pp. 347—355, Budapest 1964.
- : Az „Eszaki Pikkely“ / Mecsek-hegység/ földtani felépítése. — Földt. Int. Evi Jel. az 1964, évről., Budapest 1965.
- : Délkelet-Dunántul hegyszerszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — Földt. Közl., 97, k. 3 f., pp. 286—293, Budapest 1967.
- : Die Tektonik von Südosttransdanubien. — Jb. Geol. B. A., 111, pp. 91—113, Wien 1968.
- : Tectonic review of the neogene-covered Areas of Hungary. — Acta Geol., 13, k., pp. 399—436, Budapest 1969.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- ZAPFE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, H. 2, Wien 1964.

Tektonische Haupteinheiten Ungarns

von G. Wein 1969



**Tektonische Karte
des vorpermischen Untergrundes von Ungarn**
von G. Wein 1969



- ↘ Einfallrichtung der magnetischen Körper
- Tiefbohrungen
- ⊙ Einschlüsse in Vulkanit
- /— Profilrichtung
- Post-Unterkarbon (sudetisch-asturisch)
- ▽▽ Verwerfung
- ≡≡ Überschiebung
- ◇ Faltenachse
- ↘ Vergenz
- ↑ Lineation der Granitkörper und Schieferung
- Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)
- ▼ Hauptstrukturlinie
- ◆ Faltenachse
- ↔ Streichen der Fältelung
- ↘ Vergenz
- ↘ Einfallrichtung der Schieferung (nach Reflexionsmessungen)

Karbonischer Strukturbau (Region de Plissement)

- ⊙⊙ Kontinentales Oberkarbon
- ⊙⊙⊙ Marines Karbon
- ⊕⊕ Metamorphite mit Aplit Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern, Kontaktgesteine (Karbon)
- ⊕⊕⊕ Granit von Velence (Oberkarbon)
- ⊕⊕ Granitisierte Gesteine (Unterkarbon)

Altpaläozoischer Strukturbau (Region de Plissement)

- ▨ Epimetamorphes Altpaläozoikum
- ▨ Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium - Altpaläozoikum)

Präkambrischer Strukturbau (Mehrere Regions de Plissement)

- ⊗⊗ Granit von Sopron und Szalatnak (Präkambrium - Kambrium?)
- ▨ Epi- und mesozonale kristalline Gesteine (Präkambrium)

Tektonische Karte des prä-oberkretazischen Untergrundes von Ungarn

von G. Wein 1969

0 10 20 30 40 50km



Mesozoikum (hauptsächlich austrische-subherzynische Phase)

- ↔ Verwerfung
- ↗ Überkippte Antiklinale
- ≡ Überschiebung
- ↑ Faltenachse
- × Synklinale
- Vergenz
- Mesozoische Hauptverwerfungslinie

- Post-Unterkarbon (sudetisch und asturisch)
- ↔ Verwerfung
 - ≡ Überschiebung
 - ↑ Faltenachse
 - Vergenz
 - ↑ Lineation der Granitkörper und der Schieferung

- Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)
- ↔ Hauptstrukturlinie
 - ↑ Faltenachse
 - ↔ Streichen der Fältelung
 - Vergenz
 - ↗ Einfallsrichtung der Schieferung (Nach Reflexionsmessungen)
 - ↗ Einfallsrichtung der magnetischen Körper
 - Tiefbohrungen
 - Profilrichtung

Mesozoischer Strukturbaue (Tektonische Etage)

- IV {
 - ▲▲ Diabas, Spyllit, Gabbro (Cenoman-Turon?)
 - ▽▽ Basische Alkalivulkanite (Unterkreide)
- Mesozoikum
 - Mesozoikum von Tótkomlós-Bihar (Perm-Unterkreide)
 - Mesozoikum von Villány (lückenhaft Perm-Unterkreide)
- IV {
 - Mesozoikum von Mecsek (Perm-Unterkreide-Cenoman)
 - Mesozoikum des Ungarischen Mittelgebirges (Perm-Unterkreide-Cenoman)
 - Oberkarbon-Perm-Trias (marin) Ausbildung von Bükk
 - Terrestisches Perm
 - ×× Quarzporphyr (Unterperm)

Karbonischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- II {
 - Kontinentales Oberkarbon
 - Marines Karbon
 - Metamorphite mit Aplit, Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern Kontaktgesteine (Karbon)
- III {
 - Granit von Velence (Oberkarbon)
 - Granitisierte Gesteine (Unterkarbon)

Altpaläozoischer Strukturbaue (Region de Plissement)

- II {
 - Epimetamorphes Altpaläozoikum
 - Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium-Altpaläozoikum)

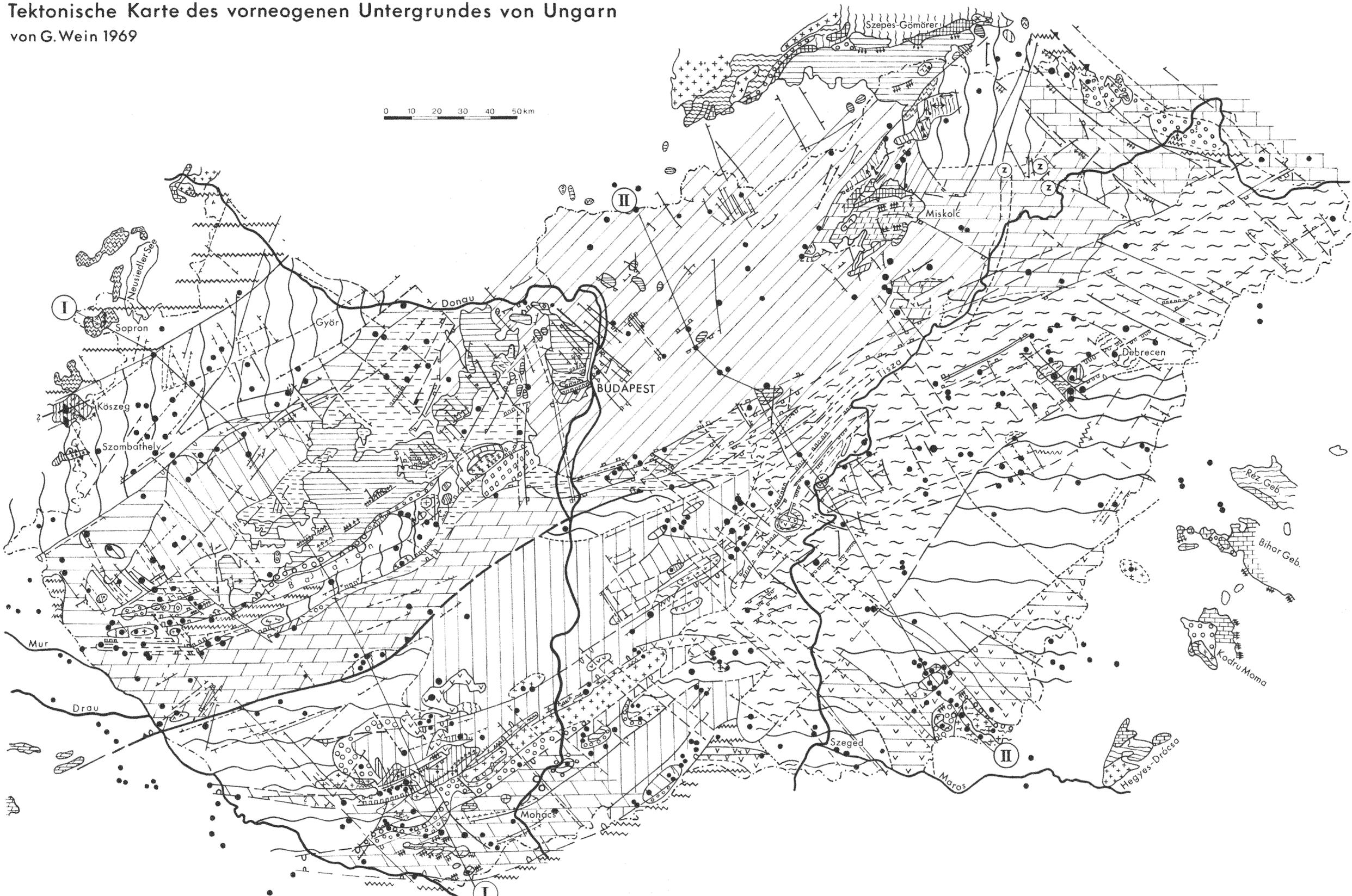
Präkambrischer Strukturbaue (Mehrere Regions de Plissement)

- I {
 - Granit von Sopron und Szolnok (Präkambrium-Kambrium?)
 - Epi- und mesozonales Kristallin (Präkambrium)

Tektonische Karte des vorneogenen Untergrundes von Ungarn

von G. Wein 1969

0 10 20 30 40 50 km



- | | | | | | | | |
|---|--|--|---|--|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Epikontinentale Ausbildung Flyschfazies Vulkanite Epikontinentale Ausbildung (Senon) Flyschfazies (Senon) Junge Granite (Oberkreide-Paläogen?) | <p>A Oligozän</p> <p>B Eozän</p> <p>C Oberkreide</p> | <p> Diabas, Spyllit, Gabbro (Cenoman-Turon?)</p> <p> Basische Alkalivulkanite (Unterkreide)</p> <p> Mesozoikum</p> <p> Mesozoikum von Tótkomlós-Bihar (Perm-Unterkreide)</p> <p> Mesozoikum von Villány (Lückenhaft Perm-Unterkreide)</p> <p> Mesozoikum von Mecsek (Perm-Unterkreide-Cenoman)</p> <p> Mesozoikum des Ungarischen Mittelgebirges (Perm-Unterkreide-Cenoman)</p> <p> Oberkarbon-Perm-Trias (marin) Ausbildung von Bükk</p> <p> Terrestrisches Perm</p> <p> Quarzporphyr (Unterperm)</p> | <p> Kontinentales Oberkarbon</p> <p> Marines Karbon</p> <p> Metamorphite mit Aplit, Granitporphyr, Quarzporphyr-Adern, Kontaklgesteine (Karbon)</p> <p> Granit von Velence (Oberkarbon)</p> <p> Granitisierte Gesteine (Unterkarbon)</p> <p> Epimetamorphes Altpaläozoikum</p> <p> Polymetamorphe Gesteine (Präkambrium-Altpaläozoikum)</p> <p> Granit von Sopron u. Szarlatnak (Präkambrium-Kambrium?)</p> <p> Epi- und mesozonales Kristallin (Präkambrium)</p> | <p>III. Karbonischer Strukturbau (Region de plissement)</p> <p>II. Altpaläozoischer Strukturbau (Region de plissement)</p> <p>I. Präkambrischer Strukturbau (Mehrere „Regions de plissement“)</p> | <p>V. Oberkreidisch-paläogener Strukturbau (Tektonische Etage)</p> <p>IV. Mesozoischer Strukturbau (Tektonische Etage)</p> | <p>Miozän Pliozän</p> <ul style="list-style-type: none"> Verwerfung Überschiebung Vergenz Verwerfung Überschiebung Vergenz Verwerfung Blattverschiebung Überschiebung Vergenz Verwerfung Überschiebung Überkippte Antiklinale Faltenachse Synklinale Vergenz Mesozoische Hauptverwerfungslinien | <p>Post-Unterkarbonisiderisch (bretonische Phase) und asturisch</p> <ul style="list-style-type: none"> Verwerfung Überschiebung Faltenachse Vergenz Lineation der Granitkörper und Schieferung <p>Prä-Unterkarbon (bretonische Phase)</p> <ul style="list-style-type: none"> Hauptstrukturlinie Faltenachse Streichen der Fältelung Vergenz der Fältelung Einfallsrichtung der Schieferung (nach Reflexionsmessungen) Einfallsrichtung der magnetischen Körper Tiefbohrungen Profilschnitt |
|---|--|--|---|--|--|---|--|