

# Die Conodontengattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert

## Teil II

von H. Kozur<sup>\*)</sup>

### SUMMARY

The Gondolella problem is discussed in some detail. The genera Neogondolella MOSHER 1968 are younger synonyms of Gondolella STAUFFER & PLUMMER 1932.

Some species of Metapolygnathus are described. Some remarks to the chronology of the Upper Triassic are given.

---

\*) Anschrift des Verfassers: Dipl. Geol. Dr. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Die Arbeit: "Die Conodontengattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert" mußte aus drucktechnischen Gründen in drei Teile untergliedert werden. Die Beschreibung der neuen Art, sowie die stratigraphischen Schlußfolgerungen und die Tafeln wurden im Teil I (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 11, 1972 a) veröffentlicht. Alle Angaben zu den Tafeln beziehen sich auf diese Arbeit.

In der Trias treten mehrfach Homöomorphien zwischen Conodonten der verschiedensten Entwicklungsreihen auf, welche die taxonomische Bearbeitung erschweren und bei Nichtbeachtung zu stratigraphischen Fehleinstufungen führen können. Bei den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Entwicklungsreihen sind die Homöomorphien mitunter so stark, daß die End- oder Zwischenformen einzelner Entwicklungsreihen sich fast völlig gleichen. Die verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen den einzelnen Arten der Gattung Metapolygnathus wurden bisher vielfach falsch gedeutet bzw. waren überhaupt nicht bekannt, wodurch die an sich hohe stratigraphische Bedeutung dieser Gattung stark herabgemindert wurde.

Im Unterschied zu solchen Homöomorphien wie zwischen Celsigondolella watznaueri watznaueri und Pollognathus sequens (beide Formen können sich mitunter weitgehend ähneln), wo die Ausgangsformen verschiedenen Gattungen angehören (Gondolella haslachensis bzw. Pseudozarkodina tortilis), lassen sich die Metapolygnathus-Reihen auf eine Gattung und über unterschiedliche Zwischenformen vermutlich sogar auf eine Art (Gondolella mombergensis) zurückführen. Die Ähnlichkeiten in den Entwicklungstrends, die hier zu den oftmals weitgehenden Homöomorphien führen, lassen sich auf gleiches Erbgut zurückführen; alle Arten können daher in einer Gattung belassen werden. Man muß sich ohnehin von der Vorstellung lösen, daß die Entwicklung einer neuen Gattung immer nur auf eine Art der Vorläufergattung zurückgeht und die Entstehung der Arten erst im Verband der neuen Gattung erfolgt. Dies würde zu einer permanent explosiven Radiation in der Entwicklung des Tierreichs führen. Vielmehr kann man feststellen, daß oftmals eine neue Gattung durch gleichlaufende oder sehr ähnliche phylogenetische bzw. phylomorphogenetische Tendenzen innerhalb einer Gruppe von Arten der Vorläufergattung entsteht. Solche Beispiele lassen sich u. a. bei den Ostracoden, die in dieser Hinsicht sehr gut erforscht sind, mehrfach erkennen.

Bevor auf die einzelnen phylomorphogenetischen Reihen innerhalb der Gattung Metapolygnathus eingegangen wird, sollen zunächst im taxonomischen Teil einige Emendationen von Arten und Gattungen durchgeführt und Synonyma im Art- und Gattungsbereich bei Gondolella und Metapolygnathus erläutert werden. Eine Revision der Gattung Metapolygnathus erfolgte bereits im Teil I dieser Arbeit.

## I. Taxonomischer Teil

### 1.) Die Stellung der Gattungen Gondolella, Neogondolella, Paragondolella und Metapolygnathus

Die triassischen Gondolellen werden in jüngster Zeit meist zu den Gattungen Neogondolella BENDER & STOPPEL 1965 (Typusart: Gondolella mombergensis TATGE) und Paragondolella MOSHER 1968 (Typusart: Paragondolella excelsa MOSHER) gestellt. Bei KOZUR & MOSTLER (1971 a) wurde nachgewiesen, daß Paragondolella ein Synonym von Gondolella ist (siehe dort). Ein Teil der Autoren (u. a. SWEET) stellt alle permischen und triassischen Gondolellen zu Neogondolella (ausgenommen die wenigen Paragondolella-Arten der Mittel- und Obertrias). Diese Autoren gehen von einer karbonisch/permischen Krise in der Entwicklung der Conodonten aus, die durch das Aussterben zahlreicher paläozoischer Elemente im Karbon/Perm-Grenzbereich dokumentiert ist. Nach Ansicht dieser Autoren überschreitet die Gattung Gondolella die Karbon/Perm-Grenze nicht und die permischen sowie triassischen Formen (die nach diesen Autoren eine Einheit bilden) haben sich im basalen Perm neu entwickelt und sind lediglich homöomorph zu Gondolella. Neuere amerikanische und japanische Arbeiten zeigen, daß an der Karbon/Perm-Grenze trotz des starken Einschnittes in den Conodontenfaunen eine kontinuierliche Entwicklung der Gondolellen erfolgte. Bei CLARK & BEHNKEN (1971) wurde nachgewiesen, daß sogar Gondolella bella im unteren Wolfcampian vorkommt. Nach CLARK & MOSHER (1966) ist die Typusart von Gondolella - G. elegantula STAUFFER & PLUMMER - ein Synonym von G. bella (besser wäre es in diesem Falle wohl gewesen, die gleichzeitig aufgestellte G. bella als Synonym von G. elegantula aufzufassen). Es liegt also bei den Gondolellen eine völlig kontinuierliche Entwicklung im Oberkarbon und Perm vor, da unmittelbar über dem Horizont mit Idiognathus ellisoni und Gondolella bella (dieser Horizont sollte wohl noch besser ins oberste Karbon gestellt werden, wodurch die Karbon/Perm-Grenze dann an einen starken Schnitt in den Conodontenfaunen zu liegen käme, der wohl offensichtlich auch mit dem Schnitt in den Ammoniten-Faunen zusammenfällt) der Horizont mit Gondolella biselli folgt. Es ist also nicht einmal eine stratigraphische Lücke zwischen dem letzten Vorkommen von Gondolella und dem ersten Vorkommen von Neogondolella vorhanden und CLARK (1972) leitet auch folgerichtig die Gattung Neogondolella unmittelbar von der Gattung Gondolella ab. Die permischen Gondolellen sind also unzweifelhaft aus den karbonischen hervorgegangen und stellen keine iterative Neuentwicklung aus einer anderen Gattung dar.

Ein anderer Teil der Autoren (u. a. CLARK; 1972 stellte er den überwiegenden Teil der permischen Gondolellen ebenfalls zu Neogondolella) beläßt die permischen Gondolellen bei dieser Gattung und zählt nur die triassischen zu Neogondolella. Diese "Abgrenzung" ist noch unverständlicher, da

die kontinuierliche Entwicklung der Gondolellen an der Perm/Trias-Grenze allgemein bekannt ist und bisher von niemandem bezweifelt wurde.

Schließlich geht BENDER (u. a. 1970) von der Vorstellung aus, daß sich Gondolella mombergensis im Anis aus "Spathognathodus" homeri entwickelt habe (über Neogondolella aegaea), weshalb er die Gattung Neogondolella einführte. Alle permischen und untertriassischen Gondolellen beläßt er folgerichtig bei Gondolella.

Die "Abgrenzung" von Gondolella und Neogondolella ist also ein Musterbeispiel für "stratigraphische Taxonomie". Die meisten Autoren gehen von einer fiktiven, also nicht durch Übergangsformen belegten Neuentstehung der Gattung Neogondolella aus, wobei der Zeitraum für die Neuentstehung zwischen basalem Perm und basalem Anis schwankt und die darunter vorkommenden Arten bei der Gattung Gondolella belassen werden. Lediglich BENDER (1970) bemühte sich, eine Neuentstehung des Formenkreises um Gondolella mombergensis aus "Spathognathodus" nachzuweisen. Allerdings entspricht die von ihm als Neogondolella mombergensis bezeichnete Form einer frühen Gondolella excelsa (MOSHER). Es könnte dann also, wenn überhaupt, nur der Formenkreis um Gondolella excelsa (als Paragondolella sensu MOSHER 1968 bzw. Metapolygnathus emend. sensu MOSHER 1973) von "Spathognathodus" bzw. Neospathodus abstammen, während sich G. mombergensis lückenlos an untertriassische Formen anschließt, die wiederum lückenlose Verbindungen zu permischen (und damit also auch zu karbonischen) Formen aufweisen. Da aber Paragondolella, wie KOZUR & MOSTLER 1971 a) nachwies, in der Formtaxonomie nicht von Gondolella unterschieden werden kann, hätte eine eventuelle mögliche Abstammung dieser Gruppe von Neospathodus für die bisher übliche Formtaxonomie keinerlei Bedeutung (siehe auch Ausführungen zur Homöomorphie von Conodonten-Formgattungen bei KOZUR & MOSTLER 1971 a). Bedeutung hätte eine solche Abstammung dagegen für die Gattung "Neospathodus" (Synonym von Celsigondolella, siehe unten), die man dann nur als plattformlose Gondolellen ansehen könnte. Man begibt sich hier jedoch sehr schnell in den Bereich der Hypothesen, denn eine Neuentstehung plattformtragender Gondolellen aus plattformlosen "Neospathodus"-Arten ist bisher noch nicht exakt nachgewiesen worden. Mir sind aus den entsprechenden stratigraphischen Bereichen weder Übergangsformen zwischen "Neospathodus" homeri und Gondolella timorensis, noch zwischen Gondolella aegaea (BENDER 1970) und Gondolella excelsa (MOSHER 1968) bekannt und auch BENDER (1970) bildet nur Formen ab, die einen beträchtlichen Unterschied zwischen seiner Neogondolella mombergensis und N. aegaea zeigen, d. h. der Übergang zwischen beiden Arten wird auch von BENDER nicht mit Zwischenformen belegt. Bei der typischen Gondolella timorensis mit sehr schmaler Plattform läßt sich beim heutigen Kenntnisstand eine Abstammung von "Neospathodus" homeri weder beweisen noch exakt widerlegen. Allerdings sind die typischen Vertreter von Gondolella

timorensis wesentlich länger als N. homeri und weisen viel mehr Zähne auf der Carina auf. Überdies ähneln sie vielmehr einer neuen Gondolellenart mit ähnlich schmaler Plattform aus dem unteren Jakutian als "Neospathodus" homeri, doch liegen auch zu dieser Art bisher keine eindeutigen Übergangsformen vor. Andererseits geht diese Gondolellenart fließend aus Gondolellen mit breiter Plattform hervor, so daß Gondolella timorensis wohl eher durch Plattformreduktion entstanden ist, wie schon NOGAMI (1968) vermutete als durch Neubildung einer Plattform bei "Neospathodus" homeri. Da die Jugendformen von Gondolellen mit schmaler Plattform keine Plattform aufweisen (und zwar nicht nur bei den frühesten ontogenetischen Stadien wie bei den übrigen Gondolellen) sind sie natürlich "Neospathodus"-Arten mit ähnlicher Carina außerordentlich ähnlich, so daß auf diese Weise eine iterative Entstehung von Gondolellen aus "Neospathodus" vorgetäuscht werden kann. Während also einerseits keine Übergangsformen zwischen Gondolella aegaea und G. excelsa bekannt ist und die Herkunft von G. timorensis noch ungeklärt ist (wobei die Abstammung von typischen Gondolellen wahrscheinlicher ist), sind andererseits Übergangsformen zwischen G. mombergensis, G. excelsa und G. navicula im Pelson häufig anzutreffen, wobei die Übergänge so fließend sind, daß die Zuordnung zu einer der drei Arten oft große Mühe macht und vielfach recht willkürlich erscheint. Die auf der vermuteten Neuentwicklung der Gondolella excelsa-Gruppe aus Neospathodus beruhende Gattung Paragondolella ist damit ein Synonym von Gondolella (MOSHER 1968 kannte selbstverständlich die Ergebnisse von BENDER 1970 noch nicht, so daß er die Neuentstehung von Paragondolella aus "Neospathodus" wegen der plattformlosen frühen Jugendformen bei der Paragondolella-Gruppe nur vermutete, vgl. hierzu auch Ausführungen bei KOZUR & MOSTLER 1971 a). Überraschend ist vor allem die Tatsache, daß die Gattung Paragondolella von den meisten Autoren kritiklos übernommen wurde. Wenn die Gattung "Paragondolella" dennoch einige geringe Unterschiede zu primitiveren Vertretern der Gattung Gondolella zeigt ("Epigondolella-Ontogenie", vgl. hierzu MOSHER 1973, S. 163), dann liegt das nicht an der vermuteten und in Wirklichkeit nicht existierenden Abstammung von "Neospathodus", sondern an dem Übergangscharakter dieser Gruppe zur Gattung Metapolygnathus. Es bliebe nun noch die Frage zu untersuchen, ob die karbonische Gondolella, die ein Teil des Multielements Illinella sein soll, in der Multielement-Taxonomie (ME-Taxonomie) von den permischen und triassischen Gondolellen abgetrennt werden kann, die höchstwahrscheinlich ein Element ohne Zahnreihen-Conodonten bilden (dieses durchaus gewichtige Argument führt vor allem SWEET, einer der führenden Erforscher der ME-Taxonomie, an). Dazu muß bemerkt werden, daß der Apparat mit Gondolella, "Lonchodina" (= Prioniodina (Cypridodella)) und "Lonchodus" etwas zweifelhaft ist. Darüber hinaus liegen von permischen und triassischen Gondolellen noch keine Apparate-Funde vor. Der Objektivität wegen muß man daher sowohl bei den karbonischen als auch bei den permischen und triassischen Gondolellen eine ME-Taxonomie nach statistischen Untersuchun-

gen der auftretenden Einzelemente vornehmen. Dabei gelangt man in allen drei Systemen zu den gleichen Erkenntnissen: Wenn das Auftreten der Gondolellen überhaupt in sichtbaren Zusammenhang mit dem Auftreten von bestimmten Zahnreihen-Conodonten gebracht werden kann, dann handelt es sich vom Oberkarbon bis zur Trias um die gleichen Formgattungen (Metaprioniodus, Hibbardella und vor allem Prioniodina (Cypridodella) und Pseudozarkodina). Von dieser Warte aus gesehen gibt es also keinerlei Hinweise dafür, daß man in der ME-Taxonomie die oberkarbonischen und die permisch-triassischen Gondolellen in zwei verschiedene Gattungen stellen muß. Darüber hinaus mehren sich die Anzeichen dafür, daß man die Gondolellen als Einzelement-Gattung betrachten muß (SWEET 1970, KOZUR & MOSTLER 1971). Das gilt sowohl für die karbonischen als auch die permischen und triassischen Formen. Ob dies stimmt oder nur durch einen Fehler der bisher angewandten Verfahren der ME-Taxonomie vorgetäuscht wird, spielt für die hier zur Diskussion stehende Problematik keine Rolle, denn dieser Fehler würde ja gleichermaßen die karbonischen, permischen und triassischen Gondolellen betreffen. Die eigenen Untersuchungen bestätigen nur die schon von anderen Forschern gemachten Erfahrungen. So schreibt z. B. CLARK (1972): "If the western United States data is based on normal associated elements and RHODES observations on Pennsylvanian assemblages are valid, the conclusion appears to be that the early-Permian (nach meiner Ansicht oberstes Karbon) platform genera (Gondolella, Neogondolella, Idiognathodus, etc.) were single element species". Es ist nicht entscheidend, ob dieses basale Perm der westlichen Vereinigten Staaten wirklich schon zum Perm zu stellen ist, oder noch zum obersten Karbon gehört. Die Gondolellen sind auf jeden Fall karbonische Typen (G. bella, sehr nahe verwandt oder identisch mit der Typusart von Gondolella). Auch BASEMANN (1973) beschreibt karbonische Gondolellen unter "disjunct unassigned elements". Die wenigen Zahnreihen-Conodonten, die er nicht Multielementen zuordnen konnte, gehören zu Prioniodina (Cypridodella) und Metaprioniodus, so daß sich auch hier das gleiche Bild ergibt, wie im Perm und in der Trias. Auf die hier aufgeworfenen Probleme der ME-Taxonomie soll in einer separaten Arbeit ausführlich eingegangen werden. Das Argument, daß man Gondolella von Neogondolella trennen müsse, weil die erstere eine Multielement-Gattung, die letztere dagegen eine Einzelement-Gattung sei, kann nach den vorliegenden Ergebnissen nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Es bliebe nun noch die Frage zu klären, ob sich die karbonischen Gondolellen in ihrer Form so deutlich von den permischen und triassischen unterscheiden, daß eine Trennung in zwei Gattungen gerechtfertigt wäre. Bei SWEET (1970 freundliche, briefliche Mitteilung) werden folgende Merkmale aufgeführt, die ausschließlich für karbonische Gondolellen typisch sein sollen: Glatte Oberfläche, meist schwach bis deutlich entwickelte Querrippen auf der Plattform, kräftiger Hauptzahn, keine Ausdehnung der Plattform hinter dem Hauptzahn, hoher, schmaler "Kiel" mit sehr deutlicher

Basalgrube. Dieses Merkmal kann man aber durchaus auch bei permischen und triassischen Gondolellen antreffen, so daß nach diesen Kriterien im Perm und in der Trias sowohl die Gattungen Gondolella als auch Neogondolella, meist jedoch Übergangsformen zwischen beiden vorkommen würden. Da die oben aufgeführten Merkmale mannigfaltig iterativ entstehen und wieder abgebaut werden, können sie nicht zur Trennung in zwei Formgattungen herangezogen werden. Kleinere, evolutiv bedingte Unterschiede, wie sie sowohl zwischen den permischen und den karbonischen als auch innerhalb der permischen oder triassischen Gondolellen bestehen, sind nicht so groß, daß man hier die Aufspaltung in zwei oder gar mehrere Gattungen vornehmen müßte.

Nach den obigen Ausführungen besteht also weder im Hinblick auf die Formtaxonomie noch im Hinblick auf die ME-Taxonomie eine Veranlassung, für die permischen und (oder) triassischen Gondolellen die Bezeichnung Neogondolella zu verwenden.

Die Synonymie der Gattung Gondolella wurde hier so ausführlich behandelt, weil diese Gattung die Vorläuferform für alle Metapolygnathus-Entwicklungsreihen stellt.

Die Gattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 wurde bereits im Teil I dieser Arbeit emendiert, wobei Epigondolella MOSHER 1968, Tardogondolella BENDER 1970 und Ancyrogondolella BUDUROV 1972 als Synonyma zu Metapolygnathus gestellt wurden (Begründung siehe dort). MOSHER (1973) emendierte die Gattung Metapolygnathus so, daß sie mit der Gattung Paragondolella identisch ist und verwendete sie in diesem Umfang. Metapolygnathus communisti, die Typusart von Metapolygnathus, ist zweifelsohne eine Übergangsform zwischen den hochentwickeltesten triassischen Gondolellen (Typ Paragondolella MOSHER) und der Metapolygnathus-Gruppe sensu KOZUR (= Epigondolella sensu MOSHER 1968), genau so, wie auch Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV eine solche Übergangsform repräsentiert. Der Holotypus von Metapolygnathus communisti HAYASHI 1968 zeigt folgende Merkmalskombination: Annähernd glatter Rand, bis nahe zur Mitte nach vorn verlegte Basalgrube, reduzierte Plattform, in der Seitenansicht charakteristische "Epigondolella-Biegung" und Epigondolella-Ontogenie (vgl. MOSHER 1973, S. 163). Bei Gondolella polygnathiformis findet sich folgende Merkmalskombination: Glatter Plattformrand, in der Seitenansicht charakteristische "Gondolella-Biegung" (Hinterende deutlich nach unten gebogen), eine im hinteren Drittel liegende bis terminale Basalgrube, Plattformreduktion, "Epigondolella-Ontogenie". Bei Metapolygnathus communisti stehen also einem "altertümlichen" Gondolellen-Merkmal (annähernd glatter Plattformrand; es soll hier unberücksichtigt bleiben, daß auch Gondolellen häufig einen gezähnelten Rand aufweisen, z. B. G. milleri) 4 Merkmale gegenüber, wie sie für Epigondolella in der Fassung bei MOSHER (1968) charakteristisch sind. Da die Zähnelung der

Plattform und die Vorverlegung der Basalgrube sowie das erstmalige Auftreten des "Epigondolella-Seitenumriß" (nicht nach unten gebogenes Hinterende) nicht immer synchron einsetzen, treten bei M. communisti auch Formen mit weniger weit nach vorn verlagelter Basalgrube und leicht gezähneltem Plattformrand (nur an der Umbiegungsstelle des reduzierten in den nicht reduzierten Plattformrandes) auf, bei denen ein "Epigondolella-" oder "Gondolella"-Seitenumriß auftritt. Bei diesen Formen verhalten sich die "Gondolella-Merkmale" zu den "Epigondolella-Merkmalen" wie 1:4 bzw. 2:3. Stets überwiegen also die "Epigondolella-Merkmale". Bei Gondolella polygnathiformis dagegen stehen 3 "Gondolella-Merkmalen" zwei "Epigondolella-Merkmale" (Plattformreduktion und "Epigondolella-Ontogenie") gegenüber. Bei Gondolella excelsa ist das Verhältnis sogar 4:1. Metapolygnathus communisti kann also nicht mit der Paragondolella-Gruppe in einer Gattung zusammengefaßt werden, sondern nur mit der Epigondolella-Gruppe. Als Kompromiß zwischen den Auffassungen von MOSHER (1973) und KOZUR (1972) würde sich anbieten, alle Epigondolella-n mit glattem Plattformrand (Metapolygnathus communisti, M. truempyi, M. hungaricus, M. angustus, M. parvus, M. japonicus, M. linguiformis) zur Gattung Metapolygnathus zusammenzufassen und zur Gattung Epigondolella nur Formen mit gezähneltem Plattformrand zu stellen. Dabei würde allerdings die Typusart eine Übergangsform zu Epigondolella sein, da sie oftmals einen schwach gezähnelten bzw. beknöteten Plattformrand aufweist. In dieser engeren Fassung müßten dann allerdings auch Formen wie Epigondolella bidentata als selbständige Gattungen abgetrennt werden. Eine solche enge Formgattungsfassung würde aber nur dazu führen, daß die einzelnen Formgattungen im wesentlichen aus Übergangsformen bestehen. Eine Gattung Metapolygnathus im Übergangsbereich zwischen Gondolella und Epigondolella würde die Zahl der Übergangsformen nicht vermindern, sondern verdoppeln, weil dadurch sowohl Übergangsformen zwischen Gondolella und Metapolygnathus als auch zwischen Metapolygnathus und Epigondolella entstehen würden. Aus diesem Grunde werden unter den plattformtragenden Gondolellacea der Trias nur 3 Gattungen akzeptiert: Gondolella STAUFFER & PLUMMER 1932 (Synonyma: Neogondolella BENDER & STOPPEL 1965, Paragondolella MOSHER 1968), Metapolygnathus HAYASHI 1968 emend. KOZUR 1972 (Synonyma: Epigondolella MOSHER 1968, Tardogondolella BENDER 1970, Ancyrogondolella BUDUROV 1972, Carinella BUDUROV 1973) und Pseudofurnishius van den BOOGAARD 1966. Die Grenze zwischen Gondolella und Metapolygnathus wird dabei so gelegt, daß alle Formen bei denen die "Gondolella-Merkmale" überwiegen, noch zu Gondolella, anderenfalls zu Metapolygnathus gestellt werden (z. B. Metapolygnathus angustus: Plattformrand glatt, starke Plattformreduktion, Basalgrube stark nach vorn verlagert, "Epigondolella-Ontogenie"; Gondolella excelsa: Plattformrand glatt, Plattform nicht reduziert, Basalgrube nicht nach vorn verlagert, "Epigondolella-Ontogenie").

Wie schon im Teil I aufgezeigt wurde, verläuft die Entwicklung von Gondo-



lella in Metapolygnathus in mehreren Reihen, die sich aber alle auf eine Ausgangsgruppe (Gondolella mombergensis-Gruppe) zurückführen lassen. Es wurde auch ausführlich dargelegt, warum die Metapolygnathus-Arten der verschiedenen Entwicklungsreihen in eine einzige Gattung gehören.

In letzter Zeit ist es in der Triasconodonten-Forschung zu einer gewissen Modeerscheinung geworden, daß man Gattungen allein auf Grund von vermuteten phylogenetischen Beziehungen aufstellt. So stellte BUDUROV (1973) die neue Gattung Carinella mit der Typusart Polygnathus mungoensis auf und leitete diese Form nicht von "Paragondolella-Epigondolella" sondern von Gladigondolella ab. Wenn diese Vermutung richtig wäre, hätte Carinella zweifelsohne Gültigkeit, wenngleich sie sich der Form nach auch nicht von Metapolygnathus emend. unterscheidet. Man kann jedoch in den ausgezeichneten Profilen der Trias des Balatonhochlandes (Ungarn) leicht nachweisen, daß hier eine Entwicklung Gondolella acuta - G. transitata - Metapolygnathus truempyi - M. hungaricus - M. mungoensis - M. diebeli stattfindet (vgl. auch Taf. 1, und 2 im Teil I der Arbeit). Die Entwicklung von M. hungaricus in M. mungoensis kann man z. B. in den oberen 3, 5 m des roten Tridentinus-Kalkes im Profil Felsöors studieren, wo reichlich Übergangsformen auftreten. Im untersten Teil des roten Tridentinus-Kalkes der gleichen Lokalität läßt sich der Übergang von Gondolella acuta in G. transitata lückenlos nachweisen. Übergangsformen zwischen G. transitata (= Neogondolella excentrica BUDUROV & STEFANOV 1972) und M. truempyi sind nicht nur aus den Profilen des Balatonhochlandes bekannt und zwischen M. truempyi und M. hungaricus bestehen so enge Beziehungen und fließende Übergänge, daß eine Abgrenzung mitunter schwierig wird. Damit ist die Gattung Carinella hinfällig. Interessant ist die Fassung der Gattung Carinella aber insoferne, als auch BUDUROV Formen mit glatten und mit gezähneltem Plattformrand in einer Gattung zusammenfaßt, so daß die Gattung Carinella in ihrem Umfang genau der Gattung Metapolygnathus in ihrer bei KOZUR (1972 a) emendierten Fassung entspricht.

Zu welchen Mißdeutungen solche nur auf der vermuteten unterschiedlichen Abstammung beruhenden Gattungen hinsichtlich der supragenerischen Taxonomie führen können, zeigt die Arbeit von CLARK (1972). CLARK zählte Gondolella, Gladigondolella und Neogondolella als einzige Vertreter zu den Gondolellacea. Wie BENDER (1970) nachwies, liegt eine lückenlose Entwicklungsreihe von "Ozarkodina" turgida - "Ozarkodina" fisticulata - Gladigondolella carinata (die Selbständigkeit dieser Art gegenüber Gl. tethydis ist zweifelhaft) zu Gladigondolella tethydis, der Typusart von Gladigondolella, vor, was wir in zahlreichen Profilen in Asien bestätigen konnten (BUDUROV 1973 gibt an, daß sich nach BENDER 1970 Gl. carinata aus Gl. tethydis entwickelt hat, was aber wohl auf einem Übersetzungsfehler beruhen dürfte). Dabei beginnt Gl. tethydis bereits in der oberen Untertrias und Gl. carinata ist ganz auf die Untertrias beschränkt. BUDUROV (1973) zweifelt das untertriassische Alter von Gladigondolella tethydis aus Timor

an und korreliert die betreffenden Schichten mit dem "Hydasp" (= Unteranis, die Bezeichnung Hydasp sollte fallen gelassen werden) der Balkanhalbinsel. Sowohl die untertriassischen Formen auf Timor als auch die tiefsten Vorkommen auf der Insel Chios gehören jedoch zur Untertrias, da Gladigondolella tethydis in der asiatischen Faunenprovinz bereits in der Keyserlingites subrobustus-Zone allgemein verbreitet ist. Sofern die Korrelierung der Schichten bei BUDUROV (1973) richtig ist, müßten Teile des Unteranis der Balkanhalbinsel zum oberen Olenek gehören.

Unabhängig von diesen stratigraphischen Problemen ist die Zuordnung von Gladigondolella zu den Gondolellacea bei CLARK (1972) falsch; sie beruht auf der unrichtigen Annahme, daß sich Gladigondolella aus Gondolella entwickelt.

Die "Ellisoniacea" sensu CLARK sind wie die Gattung Ellisonia eine polyphyletische Gruppe, auf die in einer separaten Arbeit eingegangen werden muß. Nichtsdestoweniger handelt es sich dabei durchweg um Zahnreihenconodonten, von denen ein Teil Multielementebildet. CLARK leitet die Gattung "Neospathodus" von dieser Gruppe ab. Wie schon im Teil I dargelegt wurde, entwickelte sich die Gattung "Neospathodus" durch Plattformreduktionen aus Gondolella. Diese Abspaltung erfolgte in der Unter- und Mitteltrias in mehreren Reihen iterativ. Sowohl bei "Neospathodus" dieneri SWEET 1970 als auch bei "N." spathi SWEET 1970 sind Übergangsformen zu Gondolella bekannt. So entwickelt sich z. B. "N." spathi in einer lückenlos belegten Entwicklungsreihe aus Gondolella elongata (SWEET 1970). "Neospathodus" kummeli SWEET 1970 und Gondolella timorensis NOGAMI 1968 haben noch schmale, stark reduzierte Plattformen und sollten daher besser zu Gondolella gestellt bzw. bei dieser Gattung belassen werden. Alle weiteren "Neospathodus"-Arten (die jüngste Form ist "N." kockeli aus dem Pelson, alle jüngeren Arten gehören zu anderen Gattungen, vgl. Teil I dieser Arbeit) ließen sich von den oben genannten "Neospathodus"-Arten ableiten, wenngleich auch weitere iterative Entwicklungen aus Gondolella nicht ausgeschlossen werden können. Ein drittes eindruckvolles Beispiel für die Entwicklung plattformloser Formen aus der Gattung Gondolella ist die Entwicklungsreihe Gondolella haslachensis - Celsigondolella watznaueri im Ladin des germanischen Beckens. Es ist fraglich, ob die plattformlosen Abkömmlinge der Gattung Gondolella in der natürlichen Systematik der Conodontenträger überhaupt Gattungsrang beanspruchen können. Sicherlich ist es aber nicht berechtigt, für jede iterativ entstandene plattformlose Gondolella eine neue Gattung einzuführen. Aus diesem Grunde schließe ich mich der Auffassung von DRUCE (1973) an, der die Gattung Neospathodus MOSHER (Juli 1968) als jüngeres Synonym zu Celsigondolella KOZUR (Februar 1968) stellt. Die permische Gruppe um "Spathognathodus" divergens BENDER & STOPPEL 1965 gehört allerdings nicht zu Celsigondolella. Wollte man die Gattungen Celsigondolella und Neospathodus nebeneinander bestehen lassen, so müßte man auch

die iterativ entstandenen Arten innerhalb der Gattung Neospathodus als eigene Gattungen aushalten und überdies z. B. bei der Gattung Metapolygnathus mindestens 4 verschiedene Gattungen aufstellen, weil innerhalb dieser Gattung 6 verschiedene phylomorphogenetische Reihen existieren, die sich auf 4 verschiedene Gondolella-Arten zurückführen lassen. Dies würde aber zu einer unnötigen Belastung des taxonomischen Systems führen und überdies ließen sich diese verschiedenen Gattungen dann durch keine Formdiagnosen definitiv voneinander trennen. Nach diesen Ausführungen haben die Neospathodacea keine Berechtigung und sind ein Synonym der Gondolellacea. Wenn schon Celsigondolella (= Neospathodus) eindeutig zu den Gondolellacea gehört, dann gilt das erst recht für die von CLARK zu den Neospathodacea gestellten Gattungen "Paragondolella" und "Epigondolella", die entweder direkt zu Gondolella gehören oder sich von dieser Gattung ableiten. Die Gattung Parachirognathus, die CLARK ebenfalls von "Neospathodus" ableitet, entwickelt sich dagegen direkt aus Zahnreihen conodonten, die CLARK in seine "Ellisoniacea" stellt.

## 2. Beschreibungen und Revisionen

Es erfolgt hier nur eine Diskussion bzw. Beschreibung derjenigen Arten, deren Umfang nicht klar ist oder hier geändert wird.

### Gattung Gondolella STAUFFER & PLUMMER 1932

Typusart: Gondolella elegantula STAUFFER & PLUMMER 1932

Synonyma: Neogondolella BENDER & STOPPEL 1965

Paragondolella MOSHER 1968

### Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV 1965

Taf. 3, Fig. 3-6 (Tafeln wurden im Teil I ausgedruckt!)

Bemerkungen: Die Art wird hier auf diejenigen Formen beschränkt, deren Plattform als schmale Fortsetzung bis nahe an das Vorderende reicht, wobei der nicht verschmälerte Teil mehr als die Hälfte der Gesamtlänge des Conodonten umfaßt. Etwas vor oder in der Mitte nimmt die Höhe der Plattform stark ab, so daß dort in der Seitenansicht ein starkes Abbiegen der Plattform zu beobachten ist.

Vorkommen: Cordevol bis basales Tuval (Tropites dilleri-Zone): sehr häufig, Tropites welleri-Zone: häufig, im oberen Teil mäßig häufig; Klamathites macrolobatus-Zone: sehr selten.

Nach KRYSTYN (1973) ist G. polygnathiformis bereits im Oberladin häufig. Ganz offensichtlich zählte er jedoch auch G. navicula HUCKRIEDE 1958 zu dieser Art, wie die auf Taf. 2 bei KRYSTYN (1973) abgebildeten Exemplare zeigen. Im Oberladin kommen lediglich Übergangsformen zwischen G. excelsa und G. polygnathiformis vor.

### Gondolella tadpole HAYASHI 1968

Taf. 3, Fig. 7, 8; Taf. 6, Fig. 1

1968 Gondolella tadpole n. sp. - HAYASHI

1970 Gondolella palata n. sp., z. T. - BENDER

Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von G. polygnathiformis, aus der sie sich entwickelt hat, durch die stark reduzierte Plattform, die meist nur etwas mehr als 1/3 der Gesamtlänge des Conodonten ausmacht. Alle Formen, deren Plattform kürzer als die halbe Länge des Conodonten ist, werden zu G. tadpole gestellt. Hierbei werden die sehr schmalen, niedrigen, oft leistenartigen Plattformrudimente im vorderen Teil des Conodonten nicht mitgerechnet. Bei G. tadpole handelt es sich nicht um Jugendformen von G. polygnathiformis.

BENDER (1970) stellte zu G. palata auch Formen von Metapolygnathus ohne randliche Beknotung der Plattform. Der größte Teil seiner G. palata (einschließlich des Holotypus) gehört aber zu G. tadpole.

Vorkommen: ?Oberstes Cordevol, Jul - Tuval (bis einschließlich zur Klamathites macrolobatus-Zone).

Gattung Metapolygnathus HAYASHI 1968 emend. KOZUR 1972

Typusart: Metapolygnathus communisti HAYASHI 1968

Synonyma: Epigondolella MÖSHER 1968

Tardogondolella BENDER 1970

Ancyrogondolella BUDUROV 1972

Carinella BUDUROV 1973

Metapolygnathus communisti HAYASHI 1968

Taf. 3, Fig. 9

Ergänzung zur Beschreibung bei HAYASHI: Bei primitiven Formen (siehe Taf. 3, Fig. 9) reicht die Plattform bis an das Vorderende der Carina. In der Seitenansicht ist bei M. communisti in oder kurz vor der Mitte ein starker Abfall der Höhe der Plattform zu erkennen, so daß die Plattform im vordersten Drittel auch bei den primitiven Formen in der Seitenansicht nur wie eine Leiste erscheint. Der in der Seitenansicht stark abfallende Bereich ist sowohl bei den primitiven als auch bei den höher entwickelten Formen (zu letzteren gehört der Holotypus bei HAYASHI; bei diesen Formen ist die Plattform im vorderen Drittel des Conodonten als schmale Leiste ausgebildet oder völlig reduziert) mit winzigen Knötchen oder Zähnen besetzt, die auf den unmittelbaren Randbereich beschränkt und an ihrer Basis nicht in Richtung auf die Carina verlängert sind. Diese Randzähnen reichen maximal bis zur Umbiegung in den geraden, breiten, randlich hohen Teil der Plattform.

Vorkommen: Sehr häufig in der Tropites welleri-Zone (Tuval).

Beziehungen: Gondolella polygnathiformis unterscheidet sich durch die endständige Lage der Basalgrube und die fehlenden randlichen Knoten oder Zähnen.

KRYSTYN (1973) betrachtet den Holotypus bei HAYASHI (1968), der eine Übergangsform zu M. nodosus ist, als Synonym von G. polygnathiformis und zieht die Gattung Metapolygnathus ein. Überraschenderweise stellt er

gleichzeitig die weit primitivere Form bei KOZUR (1972 a), die eine Übergangsform zu G. polygnathiformis ist, zu "Epigondolella" nodosa. Er schreibt: "Auch bei "M. communisti" . . . aus der "welleri-Zone" (= Tuval 2) von Silicka Brezova handelt es sich nach meiner Ansicht um E. nodosa, die aus dem höchsten Oberkarn (Tuval 3) stammen muß". Hier überrascht nicht nur die taxonomische Einstufung, sondern auch die Bestimmtheit, mit der KRYSTYN diesen Bereich, der weit unterhalb der styriaca-Lumachelle und unmittelbar unterhalb der dickbankigen Kalke liegt, die an ihrer Basis Discotropites führen, in sein Tuval 3 einstuft, das er mit der Klamathites macrolobatus-Zone korreliert. Nicht nur die Ammoniten und Conodonten, sondern auch die Roveacriniden sprechen für eine Einstufung in die welleri-Zone, wobei deren oberer Teil ausgeschlossen werden kann, wo schon M. nodosus vorkommt, der in dem diskutierten Bereich noch fehlt. Selbst wenn es sich bei dem von KOZUR (1972 a) abgebildeten Exemplar um N. nodosus handeln würde, was keineswegs der Fall ist, dann müßte diese Form noch lange nicht aus dem obersten Karn (Tuval 3) stammen, denn M. nodosus setzt bereits in der welleri-Zone ein, wie das aus den exakten und hinsichtlich der Korrelation mit der modernen Orthochronologie vorbildlichen Arbeiten von MOSHER (1968, 1970) eindeutig hervorgeht.

Metapolygnathus nodosus (HAYASHI 1968)

Taf. 3, Fig. 10, 11; Taf. 4, Fig. 1-3

1968 Gladigondolella abneptis nodosa n. subsp. - HAYASHI

1970 Epigondolella primitia n. sp. - MOSHER

1971 a Tardogondolella nodosa nodosa (HAYASHI) - KOZUR & MOSTLER  
 Bemerkungen: Alle von HAYASHI (Februar 1968) als var. nov. bezeichneten Formen wurden in einer kurzen Mitteilung in der gleichen Zeitschrift vom Juni 1968 in den Rang von Unterarten erhoben und sind daher gültige Taxa. Um Irrtümer zu vermeiden, werden diese Formen hier stets als n. subsp. zitiert.

Der Holotypus bei HAYASHI ist eine hochentwickelte Form, die vor allem in der kerri-Zone aber auch schon in der oberen macrolobatus-Zone weit verbreitet ist. Der von MOSHER unter Epigondolella primitia abgebildete Holotypus ist primitiver. Beträchtlich primitiver sind die von KOZUR & MOSTLER unter Tardogondolella nodosa abgebildeten Exemplare. Bei ihnen ist die Plattform wesentlich schlanker und der nicht reduzierte Teil umfaßt ca. 2/3 der Gesamtlänge der Conodonten. Sie trägt 4-6 Knoten oder flache Randzähne, deren Basis etwas in Richtung auf die Carina verlängert ist. Die bisher vorliegenden etwa 1000 Exemplare lassen noch keine exakte biostatistische Trennung zwischen den primitiven (vor allem in der welleri- und unteren macrolobatus-Zone vorkommenden) und hochentwickelten Formen von M. nodosus zu. Während sich die Endglieder deutlich unterscheiden, ist der Übergangsbereich mit über 50 % aller untersuchten Exemplare belegt. Als Beschreibung von M. nodosus kann die Beschreibung für Epigondolella primitia bei MOSHER (1970, S. 740-741) ver-

wendet werden, die ausführlicher ist als die Beschreibung bei HAYASHI 1968. Es sind aber noch einige Ergänzungen zur Beschreibung bei MOSHER nötig, vor allem um die oben erwähnten primitiven und die sehr hoch entwickelten Formen mit einzubeziehen.

Ergänzungen zur Beschreibung bei MOSHER: Plattform langgestreckt bis oval,  $1/2$  bis  $2/3$  so lang wie die Carina. Der Plattformrand trägt 2-6 Knoten oder kurze Randzähnen, deren Basis in Richtung auf die Carina verlängert ist. Hinterster Randknoten außer bei primitiven Formen mehr oder weniger deutlich in Richtung auf die Carina verlängert, bei besonders hochentwickelten Formen wulstig und ähnlich wie bei M. spatulatus fast bis an die Plattform heranreichend. Gelegentlich ist dies auch schon bei primitiven Formen zu beobachten, wobei dann allerdings die Aufwulstung flacher und damit nicht so auffällig ist. Hinterrand der Plattform meist gerundet, selten abgestumpft.

Vorkommen: Obere welleri-Zone bis kerri-Zone.

Beziehungen: Metapolygnathus communisti HAYASHI 1968 besitzt nur auf dem vordersten, in der Seitenansicht stark abfallenden Teil der Plattform Randknoten oder -zähnen, während dieser Bereich bei M. nodosus meist schon wieder völlig glatt ist und die Randknoten bzw. -zähnen bei dieser Art fast immer auf den geraden, nicht reduzierten Teil der Plattform (außer dem hinteren Drittel) beschränkt sind, zumindest aber hier auch vorkommen.

Metapolygnathus spatulatus pseudodiebeli KOZUR 1972 besitzt eine langgestreckt dreieckige Plattform mit breit abgestumpftem Hinterende. M. spatulatus (HAYASHI 1968) weist eine im hinteren Abschnitt stark verbreiterte, randlich bezahnte Plattform auf, auf der sich meist mehrere Radialrippen befinden.

MOSHER (1973) ist der Meinung, daß E. primitia und Gladigondolella abneptis nodosa HAYASHI nicht identisch sind und führt als Unterschiede das größere Längen/Breiten-Verhältnis bei E. primitia sowie eine seitliche Einschnürung in den mittleren Plattformbereichen an. Diese seitliche Einschnürung kann auch bei sehr schlanken Formen fehlen (vgl. Exemplar auf Taf. 3, Fig. 11), ist also kein diagnostisches Merkmal. Das Längen/Breiten-Verhältnis der Plattform schwankt in weiten Grenzen, selbst innerhalb einer Population. Werte zwischen 1,5 und 3,2 werden erreicht; Werte um 2,0 sind am häufigsten bei hochentwickelten Formen sinken die Werte durchschnittlich etwas ab, liegen aber noch innerhalb der Variationsbreiten weniger hoch entwickelter Formen. Daher ist keine Abtrennung im Artbereich möglich. Der Holotypus von M. nodosus gehört, wie oben ausgeführt, zu diesen hochentwickelten, der Holotypus von E. primitia eher zu den primitiven Typen.

KRYSTYN (1973) betrachtet E. primitia ebenfalls als Synonym von "E." nodosa. Gleichzeitig stellt er aber die hochentwickelten Formen, die im Teil I auf Taf. 3, Fig. 2, 3 abgebildet wurden, zu "E." abneptis (= M. spatulatus). Gerade diese hochentwickelten Formen entsprechen weitgehend dem Holotypus von M. nodosus, der eine sehr hochentwickelte Form im Über-

gangsbereich zu M. spatulatus ist. Wenn KRYSTYN diese Exemplare zu "E." abneptis stellt, dann müsste er auch den Holotypus von M. nodosus zu dieser Art zählen. Anderenfalls ist seine Systematik schwer verständlich.

Metapolygnathus abneptis (HUCKRIEDE 1958) emend.

Taf. 6, Fig. 6-21

Bemerkungen: HUCKRIEDE (1958) stellte alle Metapolygnathus-Arten mit deutlich bezahntem oder beknotetem Plattformrand außer Metapolygnathus mungoensis (DIEBEL 1956) zu Polygnathus abneptis. Später wurde diese "Sammelart" in zahlreiche Arten zerlegt, von denen die folgenden heute noch gültig sind: M. abneptis, M. nodosus, M. posterus, M. bidentatus und M. spatulatus (bei dieser Aufzählung wurden nur die bei HUCKRIEDE unter P. abneptis abgebildeten Formen berücksichtigt). Daher ist eine drastische Emendation von Metapolygnathus abneptis dringend notwendig.

Neue Beschreibung: Die überall etwa gleich breite und vorn ziemlich abrupt abgesetzte Plattform ist etwa 1/3 bis 1/2 so lang wie der gesamte Conodont; ihr Hinterende ist stets abgestumpft. Der Plattformseitenrand weist auf jeder Seite 1-4, meist 2-3 ziemlich hohe, seitlich abgeflachte Zähne auf, die an der Basis stets nur noch in Längsrichtung der Plattform verlängert sind. Der hinterste Abschnitt der Plattform und vor allem der Hinterrand sind stets ungezähnt. Die Carina ist vorn hoch und weist hier mehr oder weniger stark verschmolzene Zähne auf; hinten sind die Zähne niedrig und stehen getrennt. Der Hauptzahn ist deutlich und nur selten endständig; meist folgen noch 1-3 weitere Zähnchen hinter ihm. Die vordere Hälfte bis 2/3 der Carina sind als freies Blatt ausgebildet.

Der "Kiel" setzt stets deutlich vor dem Hinterende der Plattform aus. Die Basalgrube ist meist deutlich nach vorn verlagert, selten auch am Hinterende des Kieles gelegen.

Vorkommen: Klamathites macrolobatus-Zone bis untere Sagenites giebeli-Zone.

Beziehungen: Metapolygnathus parvus KOZUR 1972 unterscheidet sich durch die fehlende Randzählung der Plattform.

Metapolygnathus nodosus (HAYASHI 1968) ist allgemein deutlich größer und besitzt meist mehr Randzähne, die stets niedriger und niemals in Längsrichtung der Plattform, sondern nur in Richtung auf die Carina verlängert sind. Besonders deutlich tritt dies auch bei Ansichten der Unterseite hervor, wo man bei M. abneptis stets die Randzähne deutlich sieht, da sie durch Zerschlitung des Plattformrandes entstehen, während die Unterseite von M. nodosus (außer bei hoch entwickelten Formen) einen glatten Plattformrand zeigt, da die Randzähnchen oder Knoten hier nahe dem Plattformrand aufgesetzt sind. Außerdem treten Randknoten, wie sie bei M. nodosus häufig sind, bei M. abneptis niemals auf.

M. spatulatus (HAYASHI 1968) ist größer, besitzt meist mehr und kürzere Seitenzähne, die in Richtung auf die Carina wulstig oder rippenartig verlängert sind. Außerdem ist der hintere Abschnitt der Plattform bei dieser Art stets deutlich verbreitert.

MOSHER (1968) zählte außer den hier zu M. abneptis gestellten Formen auch noch die hier als M. spatulatus abgetrennten Formen zu Epigondolella abneptis. KRYSTYN (1973) bezeichnete M. abneptis im hier angegebenen Umfang als E. permica und zählte E. abneptis nur die hier als M. spatulatus gestellten Formen. BUDUROV (1972) wiederum führte für M. spatulatus die neue Art und Gattung Ancyrogondolella triangularis ein und verwendete Tardogondolella abneptis etwa im hier aufgezeigten Umfang. BUDUROV, KOZUR und KRYSTYN sind sich offenbar darin einig, daß in der früheren, gegenüber HUCKRIEDE (1958) schon stark reduzierten Fassung von "Polygnathus" abneptis zwei verschiedene Arten zusammengefaßt sind, nur ist deren taxonomische Bewertung verschieden. Auf die Problematik der Ancyrogondolella triangularis bin ich schon im Teil I dieser Arbeit eingegangen. Dieser Name kann auf jeden Fall als jüngeres Synonym verworfen werden. Dagegen ist nicht mit letzter Sicherheit klar, ob der Holotypus von Polygnathus abneptis den hier als M. abneptis oder den bei KRYSTYN als E. abneptis bezeichneten Formen entspricht, da nur eine Seitenansicht abgebildet wurde. In der Größe und vermutlich auch in der Bezahnung entspricht der Holotypus anscheinend dem Formenkreis, der hier als M. abneptis bezeichnet wird, doch kann nur eine detaillierte Neubeschreibung des Holotypus mit der Abbildung der Oberseite Klarheit in diese Angelegenheit bringen. Sollte die Version von KRYSTYN stimmen, dann müßte M. spatulatus sensu KOZUR in M. abneptis umbenannt werden und entsprechend M. abneptis der hier verwendeten Fassung als M. permicus oder M. echinatus bezeichnet werden. Für die hier vorgelegte Fassung der Arten und die aufgezeigten phylogenetischen Beziehungen sind diese Probleme ohne Bedeutung. M. abneptis (= E. permica sensu KRYSTYN) stammt nicht von M. nodosus ab, wie KRYSTYN (1973) glaubt, sondern gehört zu der Entwicklungsreihe G. tadpole-M. parvus - M. abneptis echinatus - M. abneptis abneptis (= E. permica sensu KRYSTYN) - M. bidentatus - Parvigondolella andrusovi.

Es können folgende drei Unterarten ausgehalten werden:

Metapolygnathus abneptis echinatus (HAYASHI 1968)

Taf. 6, Fig. 6-9

1968 Gladigondolella abneptis echinatus n. subsp. - HAYASHI

Beschreibung: Mit den Artmerkmalen. Zähne im vorderen Teil der Carina nur mäßig verschmolzen. Die 1-3 Randzähne der Plattform sind seitlich stark komprimiert. Ihre Höhe ist bei den Adulten geringer als der halbe Abstand zwischen ihren Spitzen und der Berührungslinie von Plattform und Carina.

Vorkommen: Häufig in der Klamathites macrolobatus-Zone.

Beziehungen: Die Form vermittelt zwischen Metapolygnathus parvus KOZUR und M. abneptis abneptis (HUCKRIEDE). Die Abgrenzung gegen die erstgenannte Art erfolgt mit dem Einsetzen der Plattformbezahnung. Die Abgrenzung gegen M. abneptis abneptis ist schwieriger und ziemlich will-



kürlich. Sie wird hier so vorgenommen, daß alle adulten Formen, bei denen die Höhe der Randzähne mehr als die Hälfte des Abstandes zwischen den Randzahnspitzen und der Berührungslinie von Carina und Plattform ausmacht, zu M. abneptis abneptis gestellt werden. Außerdem sind die Zähne im vorderen Teil der Carina bei M. abneptis echinatus weniger hoch verschmolzen als bei M. abneptis abneptis.

Metapolygnathus abneptis abneptis (HAYASHI 1968)

Taf. , Fig.

1958 Polygnathus abneptis n. sp. , z. T. - HUCKRIEDE

1968 Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE), Z. T. - MOSHER

1971 Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE), z. T. - MOCK

1973 Epigondolella permica (HAYASHI) - KRYSTYN

non! 1968 Gladigondolella abneptis (HUCKRIEDE) - HAYASHI

non! 1968 Gladigondolella abneptis (HUCKRIEDE) - NOGAMI

non! 1970 Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE) - BENDER

non! 1973 Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE) - KRYSTYN

Beschreibung: Mit den Artmerkmalen. Randzähne stets lang (mehr als die Hälfte des Abstandes von ihrer Spitze bis zur Berührungslinie von Carina und Plattform). Vorderer Teil der Plattform hoch verschmolzen.

Vorkommen: Obere Klamathites macrolobatus-Zone (selten), Mojsisovicsites kerri-Zone bis untere Sagenites giebeli-Zone.

Beziehungen: Siehe unter M. abneptis und M. abneptis echinatus.

Metapolygnathus abneptis permicus (HAYASHI 1968)

Taf. , Fig.

1968 Gladigondolella abneptis permica n. subsp. - HAYASHI

Bemerkungen: Die Stellung dieser Form ist z. Z. noch nicht geklärt. Vermutlich handelt es sich um einen Metapolygnathus abneptis mit eingeschnürter Plattform, ähnlich wie dies bei vielen Gondolellen auftritt (ohne daß man diesem Merkmal bei den Gondolellen taxonomische Bedeutung zusprechen kann). Hinterende niemals völlig abgestumpft; meist zu einer in der Lage variierenden und im allgemeinen nicht sehr deutlichen Spitze ausgezogen, ähnlich wie bei M. posterus hayashii (KOZUR & MOSTLER).

Vorkommen: Mojsisovicsites kerri-Zone.

Metapolygnathus spatulatus (HAYASHI 1968) emend.

1968 Gladigondolella abneptis spatulatus n. subsp. - HAYASHI

1968 Gladigondolella abneptis (HUCKRIEDE) - NOGAMI, nur das auf Taf. 8, Fig. 6a-c abgebildete Exemplare

1970 Tardogondolella abneptis (HUCKRIEDE); z. T. - BENDER

1971 Tardogondolella diebeli n. sp. z. T. KOZUR & MOSTLER, nur das auf Taf. 2, Fig. 3 abgebildete Exemplar

1972 Ancyrogondolella triangularis n. gen. n. sp. - BUDUROV

Neue Beschreibung: Großwüchsige Vertreter der Gattung Metapoly-

gnathus mit folgenden Merkmalen: Die Plattform umfaßt reichlich 1/3 bis 2/3 Gesamtlänge der Conodonten. Das hintere Drittel der Plattform ist stets sehr breit, am Hinterende abgeplattet, wobei die Ränder mitunter breit gerundet sein können. Vor diesem besonders breiten hinteren Abschnitt der Plattform liegt meist ein wesentlich schmalerer Bereich, der sich von vorn nach hinten verbreitert und gegen den breiten hinteren Teil der Plattform mehr oder weniger deutlich abgesetzt ist. Bei stratigraphisch älteren Formen ist die Plattform langgestreckt-dreieckig und nimmt von hinten nach vorn nur allmählich an Breite ab, ohne daß dabei das hintere Drittel gegen die übrige Plattform abgesetzt ist. Mindestens das vordere Drittel und maximal reichlich die Hälfte der Carina sind als freies Blatt ausgebildet. Hier sind höchstens noch schmale leistenartige, bei stratigraphisch älteren Formen aber dennoch recht deutliche Rudimente der Plattform anzutreffen.

Die Carina ist vorn sehr hoch und die Zähne sind hier stark verschmolzen; hinten ist sie niedrig und weist einzelne kleine, im Querschnitt rundliche bis breitovale, getrennt stehende Zähnchen auf. Der Hauptzahn ist allgemein endständig, niedrig, aber etwas breiter als die davor liegenden Zähnchen. Er ist beträchtlich vom Hinterrand der Plattform entfernt.

Auf der vorderen Hälfte bis reichlich 2/3 der Plattform (der rudimentäre vordere Teil ist hier ausgenommen) sind große Randknoten oder flache Randzähne vorhanden, die in Richtung auf die Carina wulstig oder rippenartig verlängert sind. Besonders auffällig ist die wulstartige Verlängerung bei dem hintersten dieser Randknoten, wo sie bis nahe an die Carina heranreicht (im Bereich 1-2 Zähnchen vor dem Hauptzahn). Der hinterste Teil der Plattform kann glatt oder randlich beknotet bzw. gezähnt sein. Auch diese Randzähne bzw. -knoten können in Richtung auf die Carina rippenartig verlängert sein. Da die Carina beträchtlich vor dem Hinterende der Plattform aussetzt, entstehen auf diese Weise auf dem hintersten Abschnitt der Plattform radialstrahlige Rippen. Sehr selten ist die Plattform bis auf diesen radial berippten hinteren Bereich und den davor liegenden Bereich mit dem großen, wulstigen Randknoten reduziert. Weitaus häufiger sind etwas schwächere Reduktionen der Plattform.

Der "Kiel" ist am Hinterende mehr oder weniger deutlich gegabelt. Die Basalgrube liegt vor der Gabelung. Davor ist eine deutliche Basalfurche zu erkennen.

Vorkommen: Selten von der Klamathites macrolobatus-Zone bis zur Mojsisovicsites kerri-Zone; häufig von der Malayites dawsoni bis zur Himavatites columbianus-Zone, seltener in der Sagenites giebeli-Zone.

Beziehungen: HAYASHI (1968) stellte alle zuvor zu Polygnathus abnep-tis gezählten Formen mit radialstrahligen Rippen auf dem hinteren Be-

reich der Plattform zu Gladigondolella abneptis spatulata. Genau den gleichen Umfang gab BUDUROV (1972) seiner neuen Gattung Ancyrogondolella mit der einzigen Art Ancyrogondolella triangularis. Daher ist Ancyrogondolella triangularis ein Synonym von Metapolygnathus spatulatus (= Gladigondolella abneptis spatulata HAYASHI 1968). Der Holotypus bei HAYASHI ist aber eine extreme Form, wo nur noch der hintere breite Teil der Plattform sowie der davor liegende Bereich mit dem wulstigen Randknoten, der bis nahe an die Carina verlängert ist, erhalten sind und die Plattform kurz davor ziemlich abrupt aussetzt. In der tethyalen Trias Europas wurden solche Formen bisher nur sehr selten gefunden (3 Exemplare auf ca. 1000 Formen von M. spatulatus), und zwar aus dem Alaun/Sevat-Grenzbereich, was aber bei der großen Seltenheit dieser Formen nicht viel besagen will. In den gleichen Proben traten alle Übergänge zu Formen auf, die noch eine deutliche, randlich beknottete Plattform vor dem radialberippten hinteren Abschnitt aufweisen. Solche Übergangsformen sind auch schon im tieferen Mittelnor z. T. häufig und sind desgleichen auch in unternorischen Proben anzutreffen. Aus diesem Grunde scheint es sich bei den Formen mit starker Plattformreduktion nur um die extremen Vertreter einer intraspezifischen Variationsreihe zu handeln. Sollten diese Formen aber tatsächlich (im Unterschied zu den Übergangsformen) auf den Alaun/Sevat-Grenzbereich und das basale Sevat beschränkt sein, dann könnten sie als eigene Unterart von den weitaus häufigeren und typischen Formen mit nicht oder nur wenig reduzierter Plattform abgetrennt werden, die dann die Bezeichnung M. spatulatus tragen würden. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand ist aber nicht zu entscheiden, ob hier eine starke Variabilität der Plattform innerhalb einer Unterart oder ein phylomorphogenetischer Trend zur Plattformreduktion vorliegt. Nur die karnischen Formen können derzeit als eigene Unterart abgetrennt werden (Metapolygnathus spatulatus pseudodiebeli KOZUR 1972). Auch die Formen, bei denen alle Randknoten oder -zähnen im hinteren Abschnitt der Plattform durch radialstrahlige Rippen mit dem Hinterende der Carina verbunden sind (Ancyrogondolella triangularis sensu BUDUROV) stellen nur extreme Formen einer Variationsreihe dar, deren weitaus häufiger Vertreter nur einzelne Radialrippen bzw. lediglich die randliche Bezahnung des hintersten Abschnittes der Plattform einschließlich ihres Hinterrandes aufweisen. Das andere Extrem sind Formen, bei denen das hintere Drittel der Plattform völlig glatt ist und auch keine Randzähne aufweist. Man könnte sie eventuell als Übergangsformen zu M. spatulatus pseudodiebeli auffassen. Dem widerspricht allerdings die Tatsache, daß diese Formen im Mittelnor häufiger als im Unternor sind. Man muß also bei M. spatulatus mit einer beträchtlichen Variabilität rechnen, die sowohl die Größe als auch die Skulptur der Plattform betrifft. Dabei sind die verschiedenen Skulpturvarianten taxonomisch und stratigraphisch nicht, die Reduktion der Plattform vermutlich nicht auszuwerten.

Die radialstrahligen Rippen auf dem hinteren Abschnitt der Plattform, die

bei vielen Vertretern von M. spatulatus spatulatus auftreten, veranlaßten BUDUROV(1972) die neue Gattung Ancyrogondolella mit der einzigen Art Ancyrogondolella triangularis aufzustellen. Auf die Synonymie dieser Art mit M. spatulatus (sei es nun im Art- oder im Unterartbereich) wurde bereits oben hingewiesen. Als Gattungsmerkmal ist die radiale Berippung des hinteren Abschnittes der Plattform aber gänzlich ungeeignet, und das nicht nur, weil dieses Merkmal nicht einmal innerhalb einer Art und selbst innerhalb einer Unterart fest fixiert ist.

Metapolygnathus spatulatus spatulatus (HAYASHI 1968) emend.

Taf. 4, Fig. 4, 6-8, Taf. 5, Fig. 1-4

Bemerkungen: Zu dieser Art gehört ein großer Teil der bisher zu Epigondolella (Polygnathus, Gladigondolella, Tardogondolella) abneptis gestellten Formen. Meist wurden diese als typische Epigondolella abneptis beschrieben, während der eigentliche Metapolygnathus abneptis oftmals als Jungendform angesehen wurde.

Neue Beschreibung: Plattformumriß angenähert triangular. Etwa in der Mitte der Plattform ist in der Aufsicht ein deutlicher Knick in der Umrißlinie zu erkennen, der einen hinteren stark verbreiterten Teil, von einem vorderen deutlich schmaleren Teil der Plattform trennt. Nur selten ist der Knick in der Umrißlinie fast völlig verwischt. Der schmalere Teil der Plattform trägt auf jeder Seite 3-4 wulstige Knoten oder kurze Zähne, die von vorn nach hinten immer stärker in Richtung auf die Carina verlängert sind. Unmittelbar an der Knickstelle befindet sich eine besonders große Aufwulstung, die etwas vor dem Hauptzahn (1-2 Zähne davor) fast bis an die Carina heranreicht. Diese Aufwulstung ist unmittelbar am Plattformrand deutlich abgeflacht oder erreicht diesen Rand überhaupt nicht, so daß sie gegenüber den davor liegenden Randknoten oft in Richtung auf die Carina versetzt erscheint. Der hinterste Abschnitt der Plattform ist sehr selten völlig glatt. Etwas häufiger sind Formen, bei denen von allen randlichen Zähnen der Knoten dieses Bereichs Rippen in Richtung auf den ziemlich weit vom Hinterende der Plattform entfernten Hauptzahn verlaufen, wodurch der Eindruck einer regelmäßigen radialstrahligen Berippung des hinteren Plattformabschnittes entsteht. Weitaus am häufigsten sind Übergangsformen zwischen diesen beiden Extremen, bei denen der hintere Plattformabschnitt zwar randlich beknotet oder bezahnt ist, von diesen Randknoten oder Zähnen aber nur ein Teil in Richtung auf den Hauptzahn rippen- oder wulstigartig verlängert ist. Häufig treten auch Formen auf, bei denen zwar Randknoten oder -zähne, aber keine Rippen auf der Plattform auftreten. Zwischen allen diesen Ausbildungen treten im gesamten Lebensbereich von M. spatulatus spatulatus fließende Übergänge auf. Irgendwelche taxonomische oder stratigraphische Bedeutung haben diese verschiedenen Ausbildungen daher nicht.

Sehr selten ist der schmale Teil der Plattform fast vollständig reduziert, so daß die Plattform dann nur aus dem radialberippten hinteren Teil sowie dem kurz davor liegenden Bereich mit der kräftigen, bis nahe an die Cari-

na reichenden Aufwulstung besteht; kurz davor setzt dann die Plattform ziemlich abrupt aus. Der Holotypus bei HAYASHI (1968) gehört zu diesem Formenkreis (siehe auch Diskussion bei M. spatulatus).

Die übrigen Merkmale sind aus der Artbeschreibung zu entnehmen.

Vorkommen: Malayites dawsoni-Zone (von der Basis an) bis basale Sagenites giebeli-Zone.

Beziehungen: Siehe unter der Art.

KRYSTYN (1973) leitete E. abneptis sensu KRYSTYN (= M. spatulatus spatulatus HAYASHI emend. = Ancyrogondolella triangularis BUDUROV 1972) von E. permica HAYASHI sensu KRYSTYN (= M. abneptis) ab. Diese Art gehört jedoch in eine andere Entwicklungsreihe und M. spatulatus spatulatus entwickelt sich über M. spatulatus pseudodiebeli aus M. nodosus. Dieser Entwicklungsweg wurde auch bei BUDUROV (1972) aufgezeigt, wobei er noch, wie KOZUR & MOSTLER (1971 a), M. spatulatus pseudodiebeli zu Tardogondolella diebeli stellte.

#### Metapolygnathus spatulatus pseudodiebeli KOZUR 1972

Taf. 4, Fig. 5

Bemerkungen: KRYSTYN (1973, S. 139) stellte das von KOZUR & MOSTLER (1971) irrtümlich zur Tardogondolella diebeli gestellte und im Teil I dieser Arbeit als Holotypus für M. spatulatus pseudodiebeli ausgewählte Exemplar zu E. nodosa. Diese Form ist jedoch viel höher entwickelt als selbst die hochentwickelten Exemplare von M. nodosus, die KRYSTYN (1973) zu E. abneptis (= M. spatulatus spatulatus) stellt. Aus diesem Grunde ist die Zuordnung bei KRYSTYN völlig unverständlich, vor allem im Hinblick auf seine Fassung der Art M. nodosus, zu der er einerseits nur die primitiven Vertreter von M. nodosus stellt und zu der er andererseits auch M. spatulatus pseudodiebeli rechnet, die sich aus den hochentwickelten Vertretern von M. nodosus ableiten läßt, die er wiederum zu M. spatulatus spatulatus (= E. abneptis sensu KRYSTYN) rechnet, der sich aus M. spatulatus pseudodiebeli ableiten läßt, wie das KOZUR (1972 a) und BUDUROV (1972) unabhängig voneinander aufzeigen.

#### Metapolygnathus mosheri(KOZUR & MOSTLER 1971)

Taf. 7, Fig. 20, 21

1971 a Tardogondolella mosheri n. sp. - KOZUR & MOSTLER

Bemerkungen: Frühe Vertreter dieser Art (vgl. die oben angegebenen Abb. aus Teil I dieser Arbeit) besitzen ähnlich niedrige Seitenzähne wie die unmittelbare Vorläuferform Metapolygnathus multidentatus (MOSHER 1970). Dadurch lassen sich diese Formen (zusätzlich zu den bei KOZUR & MOSTLER 1971 a angegebenen Unterschieden) deutlich von gleichalten frühen Formen von M. bidentatus unterscheiden, die wie ihre Vorläuferform M. posterus schon recht lange Seitenzähne besitzen.

MOSHER (1973, S. 160) ist der Auffassung, daß M. mosheri innerhalb der Variationsbreite seiner E. bidentata liegt, und die bei KOZUR & MOSTLER angegebenen Unterscheidungsmerkmale zwischen M. bidentatus und M.

mosheri-nur verschiedene ontogenetische Stadien betreffen. Sofern man die Vorläuferformen der beiden Arten nicht kennt, kann man tatsächlich annehmen, daß es sich um eine Art mit großer Variationsbreite handelt, doch sind die unterscheidenden Merkmale zwischen beiden Arten schon in den beiden Vorläuferarten M. posterus und M. multidentatus fixiert, die sich wesentlich mehr unterscheiden, als M. mosheri und M. bidentatus. Überdies tritt die Verlagerung der Basalgrube nur während der Ontogenese von M. mosheri auf, während bei M. bidentatus auch die adulten Formen eine wesentlich weiter hinten liegende Basalgrube und einen wesentlich kürzeren hinteren Teil der Carina aufweisen. Das tritt vor allem in Populationen deutlich hervor, in denen nur M. bidentatus auftritt, wie das im Sevat von Europa häufig der Fall ist. Die Jugendformen von M. mosheri sind aus diesem Grunde kaum von M. bidentatus zu trennen, allerdings sind die Zähne der Carina im vorderen Abschnitt allgemein etwas höher. Derartige Homöomorphien treten innerhalb der Gattung Metapolygnathus sehr häufig auf. M. misiki, die Endform der mostleri-Entwicklungsreihe, die sich im oberen Cordevol von M. mostleri abspaltet, ähnelt M. mosheri noch weit mehr als M. bidentatus. Sie unterscheidet sich im allgemeinen dadurch, daß der hinterste Zahn deutlicher hervortritt und untrennbar mit dem Hinterende der Carina verschmolzen ist. Trotzdem gibt es zahlreiche Exemplare, wo eine perfekte Übereinstimmung vorliegt (auch bei den adulten Formen). Wären M. misiki und M. mosheri gleichaltrig und kämen in einer Probe vor, wären sie nicht definitiv zu trennen. Direkte verwandtschaftliche Beziehungen zwischen den beiden Arten bestehen jedoch nicht, sondern es handelt sich um die Endglieder zweier unabhängiger Entwicklungsreihen, von denen M. misiki im obersten Cordevol und basalen Jul, M. mosheri dagegen im unteren und mittleren Sevat vorkommt. Beide Formen sind durch zahlreiche Übergangsformen mit ihren Vorläuferarten M. mostleri bzw. M. multidentatus verbunden.

#### Metapolygnathus diebeli (KOZUR & MOSTLER 1971)

Taf. 2, Fig. 5-6

1971 a Tardogondolella diebeli n. sp. - KOZUR & MOSTLER

Bemerkungen: Das bei KOZUR & MOSTLER 1971 a, Taf. 2, Fig. 3 zu Tardogondolella diebeli gestellte Exemplar gehört nicht zu dieser Art, sondern zu M. spatulatus pseudodiebeli KOZUR 1972. Dadurch wird das Vorkommen von M. diebeli auf das Cordevol beschränkt, wie das erstmalig im Teil I dieser Arbeit dargelegt wurde und auch von KRYSTYN (1973) bestätigt wurde. Die von BUDUROV (1972) zu M. Tardogondolella diebeli gestellten Formen gehören ebenfalls zu M. spatulatus pseudodiebeli.

#### Metapolygnathus mostleri KOZUR 1972

Taf. 2, Fig. 8, 9

1971 a Tardogondolella mungoensis catalana (HIRSCH 1966) - KOZUR & MOSTLER

1972 Epigondolella mostleri KOZUR n. sp. - KOZUR & MOCK

1973 Epigondolella mungoensis catalana (HIRSCH) - KRYSTYN

Bemerkungen: Zu dieser Art gehört auch ein Teil der unter Epigondolella mungoensis beschriebenen kleinwüchsigen Formen aus Nordamerika und Asien.

KOZUR & MOSTLER haben in der Vortragsfassung zum Triassymposium in Innsbruck "Gondolella" catalana HIRSCH 1966 einen völlig neuen Umfang gegeben und als Unterart zu "Epigondolella" mungoensis gestellt. Als typische Formen von "Epigondolella" mungoensis catalana der revidierten Fassung sahen sie Formen an, die mit Metapolygnathus mungoensis überhaupt nicht verwandt sind, sondern, wie bei KOZUR & MOCK (1972), KOZUR (1972 a) und KOZUR & MOCK (1973) festgestellt wurde, zu der Entwicklungslinie Metapolygnathus japonicus ciernensis - M. japonicus japonicus - M. mostleri - M. misiki gehören. Diese Formen wurden von KOZUR (in KOZUR & MOCK 1972) als Metapolygnathus mostleri beschrieben.

KRYSTYN (1973) führte genau die gleiche falsche Revision von Gondolella catalana durch, erkannte auch, daß die an sich völlig abweichende Formen aus dem tethyalen Cordevol (M. mostleri) als Unterart zu "Epigondolella" mungoensis catalana zu stellen seien und bestimmte deren Reichweite in der Hallstätter Obertrias an Hand eines Exemplars auch "exakt" mit gesamten Cordevol. M. mostleri kommt im oberen Cordevol nicht mehr vor und wird hier durch die Nachläuferform M. misiki vertreten.

Metapolygnathus misiki KOZUR & MOCK 1973

Bemerkungen: Diese Art wurde im Teil I der Arbeit noch nicht aufgeführt. Es handelt sich um Endglied der mostleri-Entwicklungsreihe. M. misiki besitzt wie M. bidentatus und M. mosheri nur noch zwei lange Lateralzähne und eine stark reduzierte, leistenartige Plattform, die gelegentlich auch schon völlig fehlen kann. Die Wiederholungen in der Entwicklung der Gattung Metapolygnathus (M. misiki ist vielfach von dem wesentlich jüngeren M. mosheri nicht zu unterscheiden) zeigt einen gemeinsamen Trend an, der allen Entwicklungslinien der Gattung Metapolygnathus innewohnt.

Inzwischen wurde diese Art auch in der asiatischen Trias nachgewiesen.

Metapolygnathus mungoensis (DIEBEL 1956)

Taf. 2, Fig. 1-4

Bemerkungen: KOZUR & MOSTLER (1971 a, b) erkannten erstmalig, daß M. mungoensis bis zum Cordevol reicht und sie nahmen an, daß diese Art an der Obergrenze des Cordevol erlischt. Neuere Untersuchungen (KOZUR 1973 c) haben aber gezeigt, daß M. mungoensis im oberen Cordevol nicht mehr vorkommt. Dem steht die Reichweitenangabe dieser Art bei KRYSTYN 1973, Abb. 6) gegenüber, der sein Vorkommen bis zur Obergrenze des Cordevol für erwiesen hält. Da KRYSTYN vorgibt, erstmals eine Korrelation der Reichweiten der obertriassischen Plattformconodonten mit der modernen Orthochronologie vorzunehmen, könnte

der Eindruck entstehen, daß diese Art tatsächlich bis zur Cordevol-Obergrenze reicht. KRYSTYN lag aber nur ein Exemplar aus sicherem Cordevol und eines aus unsicherem Cordevol vor, womit sich keine Reichweitenangabe erzielen läßt. Seine Angaben zur oberen Reichweite von M. mungoensis stellen also keine Neueinstufung dar, wie man es nach der fehlenden Quellenangabe und seiner Bemerkungen über die Erstmaligkeit der exakten stratigraphischen Einstufung der obertriassischen Plattformconodonten annehmen könnte.

Die Angabe KRYSTYN's, daß E. mungoensis in den Alpen sehr selten ist, muß auf die Nordalpen beschränkt werden, da diese Art in der dinarischen Faunenprovinz durchaus nicht selten ist. In der westmediterrannordafrikanischen Trias bildet M. mungoensis nur selten das dominierende Faunenelement, wie KRYSTYN glaubt; meist dominiert hier die Gattung Pseudofurnishius ganz eindeutig.

#### Metapolygnathus multidentatus (MOSHER 1970)

Bemerkungen: M. multidentatus schließt sich nicht an "E." postera an, wie KRYSTYN annimmt, sondern gehört zu der völlig unabhängigen Entwicklungslinie M. angustus - M. multidentatus - M. mosheri (vgl. Teil I und ausführliche Erläuterungen im Teil III der vorliegenden Arbeit).

#### Metapolygnathus posterus (KOZUR & MOSTLER 1971)

Taf. 6, Fig. 22-25

Bemerkungen: Die Diagnose und Abgrenzung der Art bei KOZUR & MOSTLER ist durchaus berechtigt. Die Angaben KRYSTYN's (1973, S. 141) zur angeblich falschen und willkürlichen Definition der Art bei KOZUR & MOSTLER, die zu falschen phylogenetischen Schlüssen führen sollte, sind hinfällig, weil KRYSTYN zwei verschiedene Arten zu M. posterus stellt, die miteinander nichts zu tun haben und verschiedene Entwicklungslinien repräsentieren. So gehört z. B. das bei KRYSTYN (1973, Taf. 5, Fig. 6) abgebildete Exemplar zu M. zapfei KOZUR 1973. Diese Art paßt natürlich nicht in die ursprüngliche Definition von M. posterus bei KOZUR & MOSTLER, was aber auch nicht verwunderlich ist, da es sich um eine abweichende Art handelt.

Zu M. zapfei gehört auch die im Teil I der vorliegenden Arbeit unter Metapolygnathus n. sp. auf Taf. 7, Fig. 1 abgebildete Form sowie wahrscheinlich die auf Taf. 7, Fig. 2 unter M. aff. posterus abgebildete Form.

### 3.) Einige Bemerkungen zur Conodontenchronologie der Obertrias

Die phylomorphogenetischen Entwicklungen innerhalb der Gattung Metapolygnathus sind von entscheidender Bedeutung für die Conodontenchronologie der Obertrias. Durch die Arbeiten von MOSHER (1968 a, b, 1970), SWEET u. a. (1971), KOZUR (1972 a, b), KOZUR & MOCK (1972) und KOZUR & MOSTLER (1971 a, b, 1972) wurde die Conodontenchronologie der Obertrias und die stratigraphische Reichweite der hier auftretenden



Plattformconodonten geklärt. Dabei wurde die Bedeutung der Conodonten für die weltweite Korrelation mariner Triassedimente klar herausgestellt. Mit einer Verspätung von 1-3 Jahren gegenüber diesen Arbeiten versucht KRYSTYN (1973) noch einmal, "eine exakte Grundlage für die Einstufung der zahlreichen bestehenden Conodontenzonen und -subzonen . . . zu schaffen" (KRYSTYN 1973, S. 133) und "auf der Basis der neuen Ammonitenabfolge die tatsächlichen Reichweiten der verschiedenen "Zonen"-Conodonten darzustellen" (KRYSTYN 1973, S. 114). Leider sieht dabei KRYSTYN (1973) nicht die Grenzen seines Vorhabens, auf Grund von viel zu wenigen Proben aus den stark kondensierten und tektonisch komplizierten Hallstätter Kalken des Salzkammergutes die Index-Conodonten neu einzuordnen. Der gleiche Fehler war ihm bereits 1970 unterlaufen, als er an Hand weniger Proben und einer völlig veralteten Orthostratigraphie "die stratigraphische Fehlbewertung verschiedener Triasconodonten" revidierte und "für den Zeitraum Karn/Nor . . . eine korrigierte Verbreitungstabelle der häufigeren Conodonten" KRYSTYN 1970, S. 497) vorlegte und dabei zu so falschen Einstufungen kam, daß diese Arbeit hinsichtlich der stratigraphischen Verwertbarkeit der Conodonten selbst gegenüber der großartigen, taxonomisch orientierten Grundlagenarbeit von HUCK-RIEDE (1958) einen Rückschritt bedeutet, und er seine eigene Arbeit 1973 nicht einmal zitierte, obwohl sie sich mit der gleichen Themenstellung im gleichen Untersuchungsgebiet befaßte (nach meinem Hinweis zur Korrekturfahne noch als Fußnote eingefügt). Schon die Arbeit KRYSTYN (1970) war nicht frei von spekulativen Verbreitungsangaben einiger Conodonten. So läßt sich z. B. durch die Fehleinstufung der styriaca-Lumachelle in das Jul nicht erklären, daß "Epigondolella" abneptis im Jul "in einem ganz schmalen Bereich mit G. tethydis zusammen vorzukommen" scheint (KRYSTYN 1970, S. 499). Dennoch sind diese Fehleinstufungen nicht so ernst zu bewerten, wie jene aus der Arbeit KRYSTYN (1973), da sich KRYSTYN (1970) durchaus noch den Grenzen seines Vorhabens bewußt war, mit Hilfe von wenigen Proben aus der sedimentologisch und tektonisch komplizierten Obertrias der Hallstätterkalke des Salzkammergutes die stratigraphischen Reichweiten wichtiger Conodonten-Arten zu revidieren und dies auch in seiner Arbeit vermerkt hat. Gegenüber den oben zitierten Arbeiten bringt die "exakte Neueinstufung" der Leitconodonten durch KRYSTYN (1973) nichts Neues und enthält sogar eine ganze Reihe von Fehleinstufungen, die sich in diesen Arbeiten nicht finden.

TOZER (1965, 1967, 1971) gelang es, alle die jahrzehntelang dogmatisch übernommenen Fehlinterpretationen (meist durch komplizierte sedimentologische und tektonische Situation bedingt) in der Obertrias der Hallstätter Kalke des Salzkammergutes auf Grund seiner gründlichen und umfassenden Ammoniten-Studien an unkondensierten Profilen Nordamerikas und an anderen Stellen der Welt zu klären und alle obertriassischen Standardzonen Nordamerikas auch in der Hallstätter Obertrias nachzuweisen. KRYSTYN (1973) konnte die zuerst von TOZER auf Grund der Ammonitenfaunen und anschließend von KOZUR (1972 a, b) auf Grund der Mikrofaunen

und anschließend von KOZUR (1972 a, b) auf Grund der Mikrofaunen in der Hallstätter Obertrias nachgewiesenen nordamerikanischen Standardzonen ein weiteres Mal bestätigen. Während jedoch KOZUR (1972 a, 1973 a, b, c und in Druck) vom Tuval bis zum Rhät die von TOZER aufgezeigte Ammonitenabfolge bis ins Detail bestätigen konnte und alle Zonen TOZERs auch an Hand der Conodontenfaunen in Europa nachwies, stellte KRYSTYN (1973) beträchtliche Abweichungen in der Reichweite vieler leitender Ammonitengattungen gegenüber den Angaben bei TOZER fest. Wie KOZUR (1973 c) nachwies, beruht dies jedoch nicht auf Fehlern in der obertriasischen Standardgliederung TOZERs, sondern es gelang KRYSTYN vielfach nicht, selbst einfache sedimentologische und tektonische Komplikationen zu erkennen. Seine auf weitgehende Nichtbeachtung tektonischer und sedimentologischer Komplikationen, verschwindend geringer Probenzahl, leichtfertigen Einstufungen und Prekonzeptionen beruhenden Fehleinstufungen in allen von ihm untersuchten Profilen der Hallstätter Obertrias (vgl. KOZUR 1973 c und in Druck) stehen im Widerspruch zu der von KRYSTYN mehrfach betonten besonders großen Exaktheit seiner Arbeit gegenüber denjenigen anderer Autoren (speziell MOSTLER und KOZUR & MOSTLER), denen er ungenügende feldgeologische Daten und Unkenntnis der modernen Orthochronologie vorwirft (dies, obwohl z. B. das Probenmaterial MOSHERs von SILBERLING und TOZER eingestuft worden war). Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß KRYSTYN (1973) nicht in einem einzigen Falle die von MOSHER (1970), KOZUR & MOCK (1972), KOZUR & MOSTLER (1972) und KOZUR (1972 a) festgestellten Reichweiten der leitenden Conodontenarten revidiert, die jeweils an der modernen Orthochronologie geeicht wurden und bei weitem nicht jene detaillierte Conodontenzonierung vorlegt, wie sie bei KOZUR (1972 a) zusammenfassend dargelegt wurde, obwohl auch diese Zonierung noch verbesserungsbedürftig ist. Gerade durch die von KRYSTYN (1973) immer wieder hervorgehobene besondere Exaktheit seiner Arbeit können die in ihr enthaltenen zahllosen Fehleinstufungen zu schwerwiegenden Verwirrungen in der Obertriasstratigraphie führen. Wenn KRYSTYN z. B. Mischfaunen einzelner Bänke, die 2-5 Ammonitenzonen umfassen, immer nur mit einer Ammonitenzone TOZERs korreliert (vgl. diesbezügliche Ausführungen bei KOZUR 1973 c), dann entstehen dadurch für viele entscheidend wichtige leitende Ammonitengattungen der Obertrias, die nach den wirklich beispielhaft exakten Arbeiten TOZERs nur auf eine oder höchstens zwei Zonen beschränkt sind, künstliche "Reichweiten", die 3-5 Ammonitenzonen umfassen. Man kann es als einen sehr glücklichen Umstand bezeichnen, daß TOZER (1971) die Reichweite der triassischen Ammoniten vor der Arbeit KRYSTYN (1973) auf Grund seiner exakten Studien an sedimentologisch und tektonisch unkomplizierten Sedimentfolgen festgestellt hat und so der Arbeit von KRYSTYN (1973) nicht nur bei den Conodonten sondern auch bei den Ammoniten als Sekundärarbeit keine über den Rahmen der Hallstätter Obertrias hinausgehende Bedeutung zukommt. Andernfalls hätten die Fehleinstufungen vieler leitender Ammonitengattungen in einzelne

Zonen TOZERS, sofern sie Eingang in die Weltliteratur gefunden hätten, die Obertriasstratigraphie im Bereich Oberkarn bis Unternor möglicherweise für Jahrzehnte auf das schwerste belastet, gerade weil alle Angaben bei KRYSTYN in so absoluter Form als besonders exakt hingestellt wurden und die z. T. abgelegenen Profile nicht von jedermann nachgeprüft werden können. Im folgenden sollen einige Details der obertriassischen Conodontenchronologie diskutiert werden.

Aus dem linken Teil des Steinbruchs, am N-Hang des Feuerkogels (Abb. bei KRYSTYN 1973) unmittelbar unterhalb einer Lumachelle mit Halobia austriaca stammt die Conodontenprobe Ö-16. Die entsprechenden Schichten wurden von KRYSTYN während der Exkursion zum Trias-Symposium in Wien in die subbullatus-Zone eingestuft. Diese Einstufung kann mit Hilfe von Conodonten weiter präzisiert werden, da es sich eindeutig um obere welleri-Zone handelt. Neben dem reichlich vorkommenden M. communiti finden sich weit seltener G. polygnathiformis und vereinzelt primitive Vertreter von M. nodosus. Diese Probe ist deshalb von Interesse, weil KRYSTYN (1973, S. 127) M. nodosus erst an der Basis seines Anatropites-Bereichs einsetzen läßt. Dies ist in zweierlei Hinsicht von Bedeutung. Einerseits zeigt es an, auf welcher ungenügender Probenzahl KRYSTYNs "exakte Einstufung der Zonenconodonten in die moderne Orthochronologie" beruht, daß er nicht einmal das Vorkommen von M. nodosus in den von ihm selbst in die subbullatus-Zone (von KRYSTYN mit der welleri-Zone gleichgesetzt) bemerkt hat. Andererseits zeigt die Definition der Basis des Anatropites-Bereichs mit dem Einsetzen von M. nodosus bei KRYSTYN an, daß dieser Bereich mindestens noch die obere welleri-Zone stets mit erfaßt hat, wodurch sich außer der falschen sedimentologisch-tektonischen Einschätzung des Profils am Feuerkogel (vgl. KOZUR 1973 c) erklärt, weshalb im Anatropites-Bereich so viele Leitformen der welleri-Zone auftreten. Übrigens bildet schon MOSHER (1968 a) damals noch unter Gondolella polygnathiformis, Metapolygnathiformis nodosus (MOSHER 1968 a, Taf. 118, Fig. 13, 16) aus der welleri-Zone von Nordamerika ab. Da KRYSTYN (1973) dieses Exemplar zurecht in seiner Synonymieliste von M. nodosus aufführt, ist völlig unverständlich warum er dann auf S. 134 unter der dilleri- und subbullatus-Zone schreibt: "Tuvalische Proben, in denen Gondolella polygnathiformis allein vorkommt, gehören in eine dieser beiden Zonen. Eine genauere Untergliederung des relativ großen Zeitraumes ist derzeit nicht möglich". Auf der Basis einer modernen Conodontentaxonomie ist dies durchaus möglich (vgl. Teil I dieser Arbeit). Ebenso unverständlich ist, wenn KRYSTYN (1973, S. 134) schreibt: "Anatropites-Bereich. Die Untergrenze kann durch das Einsetzen von Epigondolella nodosa festgelegt werden, welche zusammen mit Gondolella polygnathiformis typisch für den gesamten Zeitabschnitt ist". Abgesehen davon, daß sich an Hand von wenigen Proben aus dem Anatropites-Bereich KRYSTYNs (z. B. Bank B 15) nachweisen läßt, daß hierin auch Schichten des höheren Unternor ohne M. nodosus und G. polygnathiformis enthalten

sind, überschneidet sich der Anatropites-Bereich schon laut Definition bei KRYSTYN mit seiner subbullatus-Zone. Wenn KRYSTYN also vorgibt "eine exakte Grundlage für die Einstufung der zahlreichen bestehenden Conodontenzonen und -subzonen (vgl. KOZUR & MOSTLER 1972) zu schaffen" dann kann er doch nicht erst seine Ammoniten-Zonen auf der Basis eben dieser Conodontenzonierung, die er als völlig falsch hinstellt, eichen, und dann die auf der Basis der schon bestehenden Korrelierung der Conodontenchronologie mit der modernen Orthochronologie (MOSHER 1970, KOZUR & MOSTLER 1971 a, b, 1972, KOZUR & MOCK 1972, KOZUR 1972 a) in der Hallstätter Obertrias von ihm ausgeschiedenen Ammoniten-"Zonen" als Grundlage für die exakte Einstufung der obertriassischen Conodonten verwenden (Kreisschluß!). Auf der Basis von Ammoniten-"Zonen", die Zonenleitgattungen von 2-5 Ammonitenzonen TOZERs enthalten, ist keine exakte Einstufung der Conodonten möglich, abgesehen davon, daß die Einstufung KRYSTYNs nicht einmal gegenüber den Arbeiten von MOSHER (1970) und KOZUR & MOSTLER (1971 a, b) Fortschritte enthalten, die inzwischen bei KOZUR & MOSTLER, KOZUR & MOCK und KOZUR schon ganz entscheidend ergänzt worden sind, und zwar im wesentlichen schon 1972.

Wie aus der Arbeit von KOZUR (1973 c) und eigentlich schon aus dem oben diskutierten Beispiel des Feuerkogel hervorgeht, kann man die Arbeit von KRYSTYN auf Grund der ihr zugrunde liegenden ungenügenden feldgeologischen Daten und der verschwindend geringen Probenzahl (aus dem Profil am N-Hang des Feuerkogels lagen KRYSTYN nur 5 Conodontenproben vor, aus den wenigen anderen Profilen, die KRYSTYN untersuchte, sind es noch weniger Proben), sowie der daraus resultierenden Fehlbeurteilung vieler sedimentologischer und tektonischer Gegebenheiten allenfalls als eine Übersichtsbumusterung ansehen; für den Bereich von der dilleri-Zone bis zur magnus-Zone schafft sie selbst für die Stratigraphie der Hallstätter Obertrias mehr Verwirrung als Klarheit. In ihren wirklich fundierten neuen Ergebnissen geht die Arbeit von KRYSTYN (1973) nur unwesentlich über die Stratotypenarbeiten von KRYSTYN & SCHLAGER (1971) und KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER (1971) hinaus. Diese Arbeiten brachten durch die erstmals veröffentlichten Neuaufsammlungen und die Aufzeigung der mannigfaltigen tektonischen und sedimentologischen Komplikationen außerordentlich interessante, weit über den Rahmen der Hallstätter Obertrias hinausgehende Ergebnisse, deren wissenschaftlicher Wert noch dadurch erhöht wurde, daß alle vorschnellen Korrelierungen mit der internationalen Triasgliederung vermieden wurden und die sedimentologisch-tektonischen Ursachen für so manche frühere Fehleinstufung aufgezeigt wurde, nachdem TOZER dies schon an Hand von paläontologischen Daten aufzeigen konnte. Ohne wesentliche fundamentierte Neuerkenntnisse zu bringen, bedeutet die Arbeit von KRYSTYN (1973) gegenüber den beiden oben aufgeführten Arbeiten methodisch einen beträchtlichen Rückschlag. Ohne wesentliche Ergänzungen übernimmt KRYSTYN (1973)

die in den beiden obigen Arbeiten aufgeführten Ergebnisse (was aus den Proben- und Faunenlisten eindeutig hervorgeht), aber er korreliert nun erstmals auch die Faunen des Bereiches vom basalen Tuval bis zum unteren Mittelnor mit der modernen Orthochronologie TOZERS. Dabei läßt KRYSTYN (1973) bezeichnenderweise diejenigen Proben in seinen Verzeichnissen aus, die nicht in sein vorgefaßtes stratigraphisch-tektonisches Konzept passen. So führt KRYSTYN (1973) die Ammonitenfauna von Bank B 14 des oben diskutierten Aufschlusses nicht mehr an. Die Bank führt nach KRYSTYN & SCHLAGER (1971) im basalen Teil mit Anatomites und Margarites (= Hoplotropites) zwei Leitformen der welleri-Zone, zu denen sich mit Malayites (dawsoni-Zone) und Juvavites (magnus-Zone) zwei Leitgattungen des oberen Unternors bzw. des unteren Mittelnors gesellen. Im oberen Teil der Bank wurden durch KRYSTYN & SCHLAGER (1971) dagegen mit Ausnahme von Stenarcestes (Nor) und Tropiceltites (kerri-Zone) überwiegend tuvalische Leitformen nachgewiesen (z. B. die Gattungen Anatomites, Tropites, Hypocladiscites). Diese Fauna ist selbst nach der modernen Orthochronologie i. S. KRYSTYNs als älter zu bewerten als die Fauna aus dem basalen Teil der Bank. Das aber widerspricht der vorgefaßten tektonischen Konzeption KRYSTYNs hinsichtlich dieses Aufschlusses, nach der der obere Teil der Bänke jünger sein muß als der untere und daher wurden die entsprechenden Proben nicht mehr aufgeführt. Bei KRYSTYN & SCHÖLLNBERGER (1972, S. 104) führt KRYSTYN aus der Bank B 2 des Feuerkogels (nach KRYSTYN paulckei-Zone, nach Ammoniten und Conodonten: ?welleri-Zone, macrolobatus- bis magnus-Zone, vgl. KOZUR 1973 c) auch "Epigondolella" nodosa an, wie auch aus der Bank B 4. Wegen der starken sedimentologischen Komplikationen in dieser Bank kommt M. nodosus hier tatsächlich zusammen mit Formen des höheren Unternor vor. Wenn KRYSTYN, wie er vorgibt, wirklich die "Bank-Faunen" nach Ammoniten in eine der Zonen TOZERS eingestuft hätte und auf dieser Basis die Conodontenchronologie nach KRYSTYN beruhen würde, dann hätte er doch gerade hier MOSHER und KOZUR & MOSTLER revidieren müssen. Statt dessen verschweigt er 1973 das Vorkommen von M. nodosus in seiner paulckei-Fauna, um die Ergebnisse MOSHERs sowie die zu diesem Zeitpunkt unpublizierten Ergebnisse von KOZUR & MOSTLER unzitiert übernehmen zu können, die gleichen Ergebnisse, die er als so schlecht hinstellt, daß er schreibt, sie unberücksichtigt lassen zu können. Wie schon im Teil I der vorliegenden Arbeit festgestellt wurde, fehlt M. bidentatus bereits im oberen Sevat. Diese Feststellung trifft schon HUCKRIEDE (1958) hinsichtlich seiner Art Polygnathus abneptis, die in ihrer ursprünglichen Fassung M. bidentatus mit einschloß. KRYSTYN (1973) gibt dagegen an, daß M. bidentatus von der Basis bis zur Obergrenze des Sevats vorkommt. Dies ist umso bemerkenswerter, als KRYSTYN die Himavatites columbianus-Zone, seinen Haloriten-Horizont und die Argosirenites argonautae-Zone zum Mittelnor stellt und die Sevatobergrenze mit dem Aussetzen von Rhabdoceras suessi definiert und damit auch die unteren und mittleren Kössener Schichten zum Sevat stellt. Es fragt sich, wo

KRYSTYN diese Reichweite von Metapolygnathus bidentatus geeicht hat. KOZUR (1973 a) stellte die Himavatites columbianus-Zone zum unteren Sevat und verzeichnete von hier und aus der gleichaltrigen Argosirenites argonautae-Zone der Typuslokalität das Einsetzen von M. bidentatus. Obwohl KRYSTYN die Argosirenites argonautae-Zone und den "Haloriten-Horizont" zum Mittelnor stellt, läßt er "E." bidentata erst an der Basis seines Sevats (= Basis der Rhabdoceras suessi-Zone) beginnen und das trotz der Angabe bei KRYSTYN & SCHÖLLNBERGER (1972), daß in der Argosirenites argonautae-Zone "E." cf. bidentata vorkommt. Aus Proben der Typuslokalität der Argosirenites argonautae-Zone konnte ich ebenfalls M. bidentatus gewinnen und so die Angaben von KRYSTYN & SCHÖLLNBERGER bestätigen. Bei der Grenzziehung zwischen Alaun und Sevat nach KRYSTYN (1973) hätte er aber dann M. bidentatus schon im oberen Mittelnor beginnen lassen müssen. Noch unverständlicher sind die Angaben KRYSTYNs zur oberen Reichweite von M. bidentatus. Da ich die unteren und mittleren Kössener Schichten entsprechend der Priorität ins Unterrhät stelle (vgl. KOZUR 1973 b) würde die Reichweitenangabe bei KRYSTYN (1973) bedeuten, daß M. bidentatus bis zum oberen Unterrhät d. h. bis an die Untergrenze der Choristoceras marshi-Zone reicht. Zumindest in Europa ist dies jedoch nicht der Fall. Weder in den mittleren oder unteren Kössener Schichten (Unterrhät) noch in dem darunter folgenden obersten Sevat (Cochloceras suessi-Zone sensu KOZUR 1973 b) läßt sich M. bidentatus nachweisen und KRYSTYN (in KRYSTYN & SCHÖLLNBERGER 1972) führt selbst zwei eindeutig obersevatische Proben an, in denen M. bidentatus schon fehlt. Es ist dies eine Conodontenfauna mit "Spathognathodus" hernsteini ohne M. bidentatus aus oberrheinischen Graukalken mit Cochloceras und Metasibirites unterhalb der Rossmoosalm und eine Conodontenfauna aus Hallstätter Kalken mit Rhabdoceras suessi, Monotis salinaria u. a. Makrofossilien vom Großen Donnerkogel, die ebenfalls "Spathognathodus" hernsteini u. a. Conodonten, aber nicht mehr M. bidentatus führt. Wohl in der Erkenntnis der materialmäßig ungenügenden Basis seiner Arbeit negiert KRYSTYN (1973) hier wie in vielen anderen Fällen seine eigenen Ergebnisse und übernimmt lieber die Angaben aus der Literatur. Da KRYSTYN (1973) vorgibt, daß seine Ergebnisse auf einer erstmaligen exakten Eichung der Reichweiten der obertriassischen Plattformconodonten beruhen, könnte man annehmen, daß er die obere Reichweite von M. bidentatus gegenüber den Angaben bei HUCKRIEDE (1958), KOZUR (1972 a), KOZUR & MOCK (1972) und KOZUR & MOSTLER (1972) an Hand einer neuen Korrelation mit den Ammonitenfaunen ganz entscheidend revidiert hätte und daß damit die von diesen Autoren eingeführten drei obersten Conodontenzonen der tethyalen Trias Europas hinfällig wären. Dieser Eindruck entsteht umso mehr, als KRYSTYN nicht zitiert, daß er hier entgegen seinen eigenen Erfahrungen die Angaben von MOSHER (1970) übernimmt. Es fragt sich, wie sich dieses Vorgehen mit seiner Äußerung verbinden läßt: "Zweck dieses Kapitels ist es, ... eine exakte Grundlage für die Einstufung zahlreicher bestehender

Conodontenzonen und -subzonen . . . zu schaffen" (KRYSTYN, 1973, S. 133). Die Angaben MOSHERs hinsichtlich der Reichweite von E. bidentatus gelten für Nordamerika, wo teilweise deutlich abweichende Reichweiten einzelner Metapolygnathus-Arten gegenüber der eurasiatischen Tethys auftreten und daher nicht ausgeschlossen werden kann, daß M. bidentatus hier bis unmittelbar unterhalb der Choristoceras marshi-Zone reicht. Möglich ist allerdings auch, daß MOSHER die obersten Partien der Rhabcoderas suessi-Zone wegen ungünstiger Fazies nicht beprobt hat.

Oberhalb des letzten Vorkommens von Metapolygnathus bidentatus folgen in der eurasiatischen Tethys noch drei weitere Conodonten-Zonen, die obersevatische Parvigondolella andrusovi- und Misikella hernsteini-Zone, sowie die (unter)rhätische Misikella posthernsteini-Zone. Sehr interessant ist die Tatsache, daß in der posthernsteini-Zone von Malý Mlynský vrch (Slowakischer Karst) noch eine Metapolygnathus-Art mit breiter Plattform vorkommt (M. slovakensis), die sich am ehesten von M. nodosus oder M. spatulatus ableiten läßt. Dies zeigt, daß Metapolygnathus-Arten mit breiter Plattform außerhalb der europäischen Tethys (wohl im pazifischen Ozean) noch vorkamen, als sie in Europa bereits ausgestorben waren und dann im Unterrhät aus diesem Gebiet erneut in die europäische Tethys einwanderten (vgl. in diesem Zusammenhang auch obige Ausführungen zur oberen Reichweite von M. bidentatus). Die Fundschicht von M. slovakensis wurde ursprünglich ins oberste Sevat eingestuft, gehört aber nach der Revision der Sevat/Rhät-Grenze durch KOZUR (1973 b) zum Unterrhät.

#### Literaturverzeichnis:

- BASEMANN, J. F. : Missourian (Upper Pennsylvanian) conodonts of north-eastern Kansas. - J. Paleont. , 47, (4), Lawrence 1973
- BENDER, H. : Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodonten-chronologie der mediterranen Trias. - Ann. geol. Pays Helleniques, 19, Athen 1967
- BENDER, H. & D. STÖPPEL: Perm-Conodonten. - Geol. Jb. , 82, Hannover 1965
- Van den BOOGARD, M. : Post-Carboniferous conodonts from south eastern Spain. - K. Nederl. Akad. Wetensch. , Proc. , ser. B. , 69 (5), 1966
- BUDUROV, K. : Ancyrogondolella triangularis gen. et sp. n. (Conodonta). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. , 21, Innsbruck 1972
- BUDUROV, K. : Evolution der triassischen Plattform-Conodonten. - Bull. geol. inst. ser. paleont. , 22, 1973 a
- BUDUROV, K. J. : Carinella n. gen. und Revision der Gattung Gladigondolella (Conodonta). - Dokl. Bolg. akad. nauk, 26 (6), 1973 b
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV: Gattung Gondolella aus der Trias Bulga-

- riens. - Trav. geol. Bulgarie, ser. paleont., 7, Sofia 1965
- BUDUROV, K. & S. STEFANOV: Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der mittleren Trias Bulgariens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Innsbruck 1972
- CLARK, D. L.: Early Permian crisis and its bearing on Permo-Triassic conodont taxonomy. - Geologica et Palaeontologica, SB 1, Marburg 1972
- CLARK, D. L. & F. H. BEHNKEN: Conodonts and biostratigraphy of the Permian. In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol. soc. America, Mem. 127 (1971)
- CLARK, D. L. & L. C. MOSHER: Stratigraphic, geographic, and evolutionary development of the conodont genus Gondolella. - J. Paleont., 40, Menasha 1966
- DIEBEL, K.: Conodonten in der Oberkreide von Kamerun. - Geologie, 5, Berlin 1956
- DRUCE, E. C.: Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. - Geol. soc. America, spec. paper, 141 (1973)
- HAYASHI, S.: The permian conodonts in chert of the Aoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth sci., 22 (2), Tokyo 1968
- HAYASHI, S.: Redescription of the new forms proposed in "The Permian conodonts in chert of the Aoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth sci., 22 (6), Tokyo 1968
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., 32, Stuttgart 1958
- KOZUR, H.: Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. - Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. - Geologie, 17 (8), Berlin 1968 a. Teil II: Zahnreihenconodonten. - Geologie, 17 (9), Berlin 1968 b.
- KOZUR, H.: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (11), Innsbruck 1972 a
- KOZUR, H.: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Innsbruck 1972 b.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (1), Innsbruck 1973 a
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (3), Innsbruck 1973 b
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (4), Innsbruck 1973 c
- KOZUR, H. & R. MOCK: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und



- ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (4), Innsbruck 1972
- KOZUR, H. & R. MÖCK: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (2), Innsbruck 1973
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (4), Innsbruck 1971 a
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn) . - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (10), Innsbruck 1971
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Innsbruck 1972
- KRYSTYN, L.: Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). - Verh. geol. B. A., Jg. 1970 (3), Wien 1970
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias. - Verh. geol. B. A., Jg. 1973 (1), Wien 1973
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & W. SCHLAGER: Der Stratotypus des Nor. - Ann. inst. geol. publ. Hungar., 54 (2), Budapest 1971
- KRYSTYN, L. & W. SCHLAGER: Der Stratotypus des Tuval. - Ann. inst. geol. publ. Hungar., 54 (2), Budapest 1971
- MOSHER, L. C.: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., 42 (4) Menasha 1968 a
- MOSHER, L. C.: Evolution of Triassic platform conodonts. - J. Paleont., 42 (4), Menasha 1968 b
- MOSHER, L. C.: New conodont species as Triassic guide fossils. - J. Paleont., 44 (4), 1970
- MOSHER, L. C.: Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands. - Geol. Surv. Canada, Bull., 222, Ottawa 1973
- NOGAMI, Y.: Trias-Conodonten von Timor, Malaysia und Japan (Paleontological study of Portuguese Timor, 5). - Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Geol. Min., Kyoto 1968
- SWEET, W. C.: Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan. - In: KUMMEL, B. & C. TEICHERT: Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. - Kansas 1970
- SWEET, W. C. u. a.: Conodont biostratigraphy of the Triassic. - In: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol. Soc. America, mem., 127, (1971)
- TOZER, E. T.: Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River Foothills, British Columbia, and their bearing on the classification of the Norian stage. - Can. J. earth sci., 2, (1965)
- TOZER, E. T.: A standard for Triassic time. - Geol. Surv. Canada, bull.,

156, Ottawa 1967

TOZER, E. T.: Triassic time and ammonoids: problems and proposals. -  
Canadian J. earth sci., 8 (8), 1971

"Protosaccate" Strukturen, ein  
weitverbreitetes Pollenmerkmal zur  
frühen und mittleren Gymnospermenzeit

von Bernhard W. Scheuring<sup>+</sup>)

Zusammenfassung

Ausgehend von lichtmikroskopischen Beobachtungen an *Triadispora obscura* (SCHEURING 1970: Taf. 15) wurden die "Saccus"-Feinstrukturen von *Lueckisporites*, *Lunatisporites* und *Ovalipollis* näher untersucht und verglichen. Unter dem EM zeigt sich, daß *Lueckisporites* und *Ovalipollis* keine echten Luftsäcke im Sinne der *Saccites* ERDTMAN besitzen. Ihre den Säcken der recenten Pinaceen entsprechenden Organe sind vielmehr mit einem komplex verzweigten System von endosexinösen Exinenelementen gefüllt.

Lichtmikroskopische Untersuchungen an anderen wichtigen Mikroflorenelementen lassen den Schluß zu, daß solche "protosaccat" genannte Strukturen zur frühen und mittleren Gymnospermenzeit eine sehr weite Verbreitung gefunden haben.

Die Möglichkeiten einer phylogenetischen und teleologischen Deutung protosaccater Strukturen werden diskutiert, und ihre Bedeutung für die Taxonomie wird durch die Schaffung eines Turmas "*Protosaccites*", sowie der dazugehörenden Unterabteilungen, unterstrichen.

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dr. B. Scheuring, Botanisches Institut der Universität, Schönbeinstraße 6, CH-4056 Basel, Schweiz

## Summary

The "saccate" ultra-structures of *Lueckisporites*, *Lunatisporites* and *Ovalipollis* have been examined and compared with one-another as a result of previous investigations of such structures on *Triadispora obscura* (SCHEURING 1970: Taf. 15).

EM micrographs show that *Lueckisporites* and *Ovalipollis* do not possess real bladders in the sense of the *Saccites* ERDTMAN. In these forms the structures corresponding to the bladders of recent *Pinaceae* are filled with a complex, ramifying system of endosexinous exine elements. The term "Protosacci" resp. "protosaccate" is proposed for these structures.

Light microscopical comparison with other important permo-triassic forms leads to the conclusion that protosaccate structures were very wide-spread during the early and middle age of gymnosperms.

The possible phylogenetic and teleological interpretation of these structures, which seem to have survived in the podocarpacean Genus *Dacrydium* (ERDTMAN 1957, 1965), is discussed and their importance for taxonomy is stressed by the description of a new turma "Protosaccites".

## Inhalt

1. Einleitung
2. Die Feinstrukturen von *Lueckisporites*, *Lunatisporites* und *Ovalipollis*
  - 2.1. *Lueckisporites virkkiae* POT. & KL. emend. KLAUS 1963
  - 2.2. *Lunatisporites noviaulensis mollis* SCHEURING 1970
  - 2.3. *Ovalipollis* KRUTZSCH emend. SCHEURING 1970
  - 2.4. Weitere protosaccate Mikroflorenelemente aus der Permo-Trias
3. Diskussion
4. Taxonomische Konsequenzen
5. Ausblick

## 1. Einleitung

Es gibt nur wenige Phänomene in der Perm-Trias-Palynologie, die weltweit so einhellig interpretiert werden wie die sogenannten "Luftsäcke" der bekanntesten Pollenformen. Überblickt man die Literatur, dann muß man feststellen, daß praktisch alle bisherigen Autoren Formgattungen wie *Lueckisporites*, *Triadispora*, *Ovalipollis* u.a. ohne große Bedenken bei den *Saccites* ERDTMAN 1947 eingeteilt haben.

Die *saccites* aber sind dadurch definiert, daß sie von der Intexine losgelöste, aufgeblähte, hohle Ektexinenbereiche besitzen (POTONIE 1958; Synopsis II: 36), also Luftsäcke entsprechend den Verhältnissen bei gewissen recenten Pinaceen.

In den Jahren 1965-1968, beim Studium der Mikroflora aus dem Schweizer Keuper, fiel mir aber auf, daß an den "Säcken" ausgesprochen wichtiger Florenelemente etwas nicht stimmen kann: Beim Hoch- und Tiefdrehen unter dem stärksten Objektiv zeigte sich nämlich an Formen der Gattungen *Triadispora*, *Ovalipollis*, *Parillinites*, *Infernopollenites* und *Podosporites*, daß die Saccusinfrastruktur nicht in ein hohles Saccus-Lumen hineinzuragen scheint, wie dies bei den echt saccaten, recenten Gattungen *Pinus*, *Abies*, *Picea* etc. der Fall ist. Die Saccusinfrastruktur scheint sich in den besagten Fällen vielmehr durchgehend auf die Intexine abzustützen, wodurch die "Säcke" den Eindruck von schweren, kompliziert strukturierten Exinenlappen vermitteln. (Vergl. SCHEURING 1970: 60; Taf. 2, Fig. 8; Taf. 6, Fig. 31; Taf. 7, Fig. 34; Taf. 13, Fig. 79-83; insbesondere Taf. 15, Fig. 98-99).

Die Bedeutung dieser Beobachtungen für morphologische, taxonomische und phylogenetische Fragen liegt auf der Hand: Ganz abgesehen von stratigraphischen sprechen viele anatomische Gründe dafür, daß man den Ursprung der sich in der oberen Trias entfaltenden *Pinales* im Bereiche der *Voltziales* (sowie der vermittelnden *Ullmanniaceen*, *Swedenborgiaceen* etc.) zu suchen hat (ZIMMERMANN 1959: 426 u.f.). Innerhalb der recenten *Pinales* aber findet man sowohl echt saccate Pollenformen, als auch - bei *Dacrydium* - solche, die an den Sachverhalt von *Triadispora obscura* SCHEURING (1970: Taf. 15) erinnern (ERDTMAN 1957, 1965).

Es stellte sich also die Frage, wie diese lichtmikroskopisch erkennbaren Strukturen permotriadischer Florenelemente tatsächlich aussehen, welche paläogeographische und stratigraphische Verbreitung sie fanden, und natürlich, welchen Mutterpflanzen sie zugeordnet werden müssen. Läßt sich der hohle Saccusbauplan, der bei den recenten Pinaceen und Podocarpaceen so weit verbreitet ist, auf Strukturen zurückführen, die jenen von *Triadispora*, *Ovalipollis* oder *Parillinites* gleichen?

Das nähere Studium coniferoider Pollenformen aus der Zeit, in der die *Voltziales* s.l. ihre größte Verbreitung gefunden

hatten, schien einen wichtigen Ansatzpunkt zur Beantwortung solcher Fragen zu ergeben. Im Jahre 1969 hatte ich während eines Studienaufenthaltes am British Museum (NH), London, die Gelegenheit, ein paar wichtige Pollenformen aus der Permo-Trias elektronenmikroskopisch zu untersuchen. Erste Ergebnisse aus diesen Studien wurden von Dr. J. M. Pettitt und mir an der Ausstellung des Europäischen Mikropaläontologen-Kongresses 1969 in London gezeigt. Die Publikation der Befunde hat sich aus verschiedenen Gründen verzögert. Die fortwährende Mißachtung solcher Strukturen in der Literatur zeigt aber, daß die vorliegenden Resultate an Aktualität und Bedeutung nichts eingebüßt haben.

Diese Studie ist deshalb als Anstoß für dringliche weitere Untersuchungen gedacht, die vielleicht einmal helfen, Konvergenzerscheinungen als solche zu erkennen und morphologische und systematische Fragen zu lösen. Es ist möglich, daß sie sogar einmal zur Beantwortung der Frage beitragen können, ob überhaupt und wo von struktureller auf natürlich-phylogenetische Verwandtschaft geschlossen werden kann. Für die Bewältigung dieser letztgenannten Problemstellung wird es aber erforderlich sein, eine Technik für orientierte Schnitte durch Einzelkörner zu entwickeln.

## 2. Die Feinstrukturen von *Lueckisporites*, *Lunatisporites* und *Ovalipollis*

### 2.1. *Lueckisporites virkkiae* POT. & KL. emend. KLAUS 1963 (Taf. 1)

Material: Ober-Perm von Hilton Beck, Westmoreland, England; aufgesammelt durch Hilda Stoneley (STONELEY 1956). Das von Hilton Beck stammende Material enthält eine reiche, relativ gut erhaltene Mikroflora mit Vertretern der Gattungen *Lueckisporites* POT. & KL. emend. KLAUS 1963 (dominant), *Lunatisporites* LESCHIK emend. SCHEURING 1970 (häufig), *Limitisporites* LESCHIK emend. KLAUS 1963 (weniger häufig), *Klausipollenites* JANSONIUS (weniger häufig), *Vittatina* LUBER emend. WILSON 1962 (selten). Es ist außerdem reich an Ullmanniaceen-Blättern, die von STONELEY 1956 in einer eigenen Gattung "*Hiltonia*" untergebracht worden sind, sowie an unbestimmbaren Samen und an 2-3 mm langen, lanzettlich geformten Pollensäcken, die *Lueckisporites virkkiae* enthalten. Dies mag, zusammen mit den Befunden von J. CLEMENT-WESTERHOF (Rev. of Paleobotany and Palynology, im Druck) als Indiz gedeutet werden, daß *Lueckisporites* von einer Ullmanniacee dispergiert worden ist.

### Bisheriger Kenntnisstand

*Lueckisporites* ist bisher von allen Autoren als "saccat" im Sinne der Saccites ERDTMAN 1947 beschrieben worden. In neuerer Zeit haben sich besonders zwei Autoren mit der Morphologie dieser stratigraphisch und paläobotanisch außerordentlich

wichtigen Formgattung befaßt:

KLAUS (1963: 300 u.f.) veröffentlichte eine sehr klare, gut fundierte Umschreibung der Gattung *Lueckisporites* und hat durch eindruckliche Zeichnungen räumlich erhaltener Pollenkörner den Befund mancher raster-elektronenmikroskopischer Untersuchungen schon vorweggenommen. Er beschreibt zwar das Saccus-Retikulum von *L. virkkiae* als radialstrahlig, legt diesem Merkmal aber keine besondere Bedeutung bei. VISSCHER (1971: 32 u.f.) beschreibt die Formen um *Lueckisporites* ebenfalls als bisacat, stellt aber fest, daß jene Individuen, die gestaltlich *L. parvus* KLAUS 1963 nahestehen, reduzierte "subsaccate" Strukturen zeigen, d.h. keine echte Saccus-Aufblähung mehr besitzen. Der evolutionäre Trend innerhalb der *Lueckisporites*-Gruppe könne als Tendenz zur fortschreitenden Saccusreduktion beschrieben werden, und mit einem Hinweis auf die Untersuchungen von J. DOYLE und seiner Schule (l.c.p. 29) deutet er an, daß die Saccusreduktion parallel zur Unterdrückung des Pollinationstropfens fortgeschritten sein könnte. Er vergißt aber, daß auch *Abies* und *Cedrus* keinen Pollinationstropfen mehr ausscheiden, trotzdem aber noch gut entwickelte, keineswegs reduzierte Luftsäcke besitzen. In diesem Lichte erscheinen simple funktionalistische Deutungsversuche solcher reduziert-saccater Strukturen noch etwas verfrüht.

Taxonomisch von Interesse - auch für die vorliegende Studie - ist die Tatsache, daß POTONIE (1958-70; Synopsis III-VI) Formen der Gattung *Lunatisporites* LESCHIK emend. SCHEURING 1970 in *Lueckisporites* vereinigt sehen möchte, weil beide Gattungen bloß durch eine unterschiedliche Zahl von Ektexinenstreifen auf der Proximalhemisphäre unterschieden werden könnten. Eine Zusammenfassung der bisher verfügbaren morphologischen und stratigraphischen Argumente, die gegen ein derartiges Verfahren sprechen, findet man in der Arbeit von SCHEURING (1970).

REM- (rasterelektronenmikroskopische) und TEM- (transmission-elektronenmikroskopische) Untersuchungsergebnisse

Die REM-Bilder von *Lueckisporites virkkiae* (Taf. 1, Fig. 2-9) zeigen, daß KLAUS 1963 die äußere Morphologie solcher Formen prinzipiell richtig gedeutet hat: Zwei bohnenförmige Ektexinenstreifen bedecken die Proximalhemisphäre in Längsrichtung, während am Proximalpol in dem dazwischen verlaufenden Spalt eine trilete, dilete oder monolete Intexinenmarke sichtbar wird. Form und Lage der Säcke zeigen keine Besonderheit. Auf der Distalseite (Taf. 1, Fig. 4, 9) zeigt sich deutlich, wie die "Säcke" mit Winkelbildung am Zentralkörper ansetzen.

Anmerkung: Schon bei mittlerer und erst recht bei starker Vergrößerung (Taf. 1, Fig. 3) zeigt sich, daß die Exinen mancher dieser im Lichtmikroskop als "gut erhalten" taxierbaren Pollenkörner starke Korrosionserscheinungen aufweisen. Diese Tatsache deckt die Gefahren des heute so oft und gerne verwendeten Stereoscans auf und ruft in Erinnerung, daß nur ganz

außerordentlich gut erhaltenes Material für Detailuntersuchungen an Oberflächen herangezogen werden sollte. Verfährt man nicht so, dann wird sich bald eine Flut von Informationen einstellen, von denen sich nicht sagen läßt, ob sie auf primären oder auf sekundären Merkmalen beruhen.

Ultradünnschnitte unter dem Transmissions-Elektronenmikroskop ergeben einen für den bisherigen Bearbeitungsstand (s.o.) überraschenden Befund: Auf Fig. 1 (Taf. 1), welche einen leicht schiefen Schnitt durch die Longitudinalachse eines Individuums von *L. virkkiae* zeigt, erkennt man die zusammengepreßte Intexine an ihrer dunklen Färbung. Die Ektexine scheint in drei Teile aufgliederbar zu sein. Eine innere, kompakte Schicht liegt direkt auf dem Zentralkörper auf und mag die sogenannte Fußschicht repräsentieren. Darüber folgt eine spongid strukturierte d.h. in einzelne Hohlräume von variabler Form und Größe aufgelöste, mittlere Ektexinenschicht (Endosexine; "structure infratectale alvéolaire" von VAN CAMPO 1971: 2071), die gegen außen von einem Tectum abgeschlossen wird. Das Tectum scheint im Querschnitt lokale Perforationen aufzuweisen (Pfeile).

Von größtem Interesse aber ist die Tatsache, daß der "Saccus" ("S") komplett mit den spongid strukturierten Exinenelementen der mittleren Sexine gefüllt ist. Er ist also nicht hohl im Sinne der recenten Pinaceen, weshalb die Zuteilung solcher Formen zu den *Saccites* ERDTMAN, oder ihre Bezeichnung als "saccat" mit Sicherheit als falsch taxiert werden muß.

Ich möchte solche Strukturen als "protosaccat" bezeichnen, um anzudeuten, daß sie - wie wir im Folgenden noch sehen werden - zur frühen und mittleren Gymnospermenzeit (also in der Permotrias) quantitativ und qualitativ eine riesige Verbreitung gefunden haben, und daß sie zumindest stratigraphisch - möglicherweise auch phylogenetisch - dem modernen, hohlen Saccus der recenten Pinaceen vorangegangen sind. Auf das noch frühere Erscheinen moderner Saccusformen (cf. z.B. MILLAY & TAYLOR 1970) soll in der Diskussion (p.15) näher eingegangen werden.

Solche Strukturen sind nicht subsaccat im Sinne von VISSCHER 1971, weil sie ja primär sind. Das heißt, daß sie auch bei den frühen, betont protosaccaten Formen um *Lueckisporites virkkiae* vorkommen. Man kann sie also nicht - wie sich das VISSCHER von subsaccaten Strukturen vorstellt - als ein Übergangsstadium interpretieren, das sich von echten, hohlen Säcken ableitet und über weitere Reduktionsstadien schließlich zur gänzlichen Unterdrückung saccater Strukturen führen soll. Sie sind auch nicht "tulat" im Sinne von POCOCK & JANSONIUS 1969, weil sie mit großer Sicherheit den Säcken der modernen Pinaceen homolog sind, was aus ihrer Lage, Form und alveolären Struktur hervorgeht. Ob sie eine analoge Funktion versahen, ist wiederum eine andere Frage (p.15).



Es ist im übrigen nicht uninteressant, daß ganz ähnlich aussehende, spongide Exinenstrukturen, wie man sie im Protosaccus von *L. virkkiae* beobachtet, auch in den Ektexinen wichtiger *Primofilices* (*Archaeopteris jacksoni*), bei den Medullosen (*Schopfpollenites*), bei den Cordaiten (*Florinites*) und sogar bei recenten Lycopsiden (*Selaginella pulcherrima*) vorkommen (PETTITT 1966). Im letztgenannten Falle werden sie allerdings von KEMPF (1970) als perinöse Bildungen interpretiert.

2.2. *Lunatisporites noviaulensis mollis* SCHEURING 1970  
(Taf. 2; Taf. 3, Fig. 1-3; Taf. 5, Fig. 1-2)

Material: Obere Meridekalke, Meride, Kanton Tessin, Schweiz;  
Cordevol (U. Karn)

Für die Untersuchung des Pollens vom *Lunatisporites noviaulensis*-Typ wurde Material von Hilton Beck verwendet, obwohl solche Formen dort auch in größeren Mengen auftreten. Das Schweizer Material aus den Oberen Meridekalken wurde vorgezogen, weil in diesen Schichten eine Mikroflora von außergewöhnlich guter Erhaltung sichergestellt werden konnte. Da die Oberen Meridekalke gut 30-40 Mio. Jahre jünger sind als die Ablagerungen von Hilton Beck, können unsere Ergebnisse nicht ohne Vorbehalte auf die ganze vertikale Verbreitung dieser Formen übertragen werden. Die Art (biologisch gesehen waren es wahrscheinlich mehrere Arten) kann in ihrem kaum vorstellbar großen Lebensabschnitt manche Differenzierungen entwickelt haben, die unter Umständen - im Lichtmikroskop - gar nicht auf den ersten Blick erkennbar sind. Permische Material muß also noch zusätzlich untersucht werden, will man sich vergewissern, daß unsere Resultate für den ganzen stratigraphischen Bereich der Art Gültigkeit haben.

Bisheriger Kenntnisstand

Auch Pollenkörner dieses Typs sind bisher einhellig bei den Saccites ERDTMAN eingeteilt worden. In unzähligen Arbeiten und unter unzähligen Gattungs- und Artbezeichnungen kann man kaum unterscheidbare Formen vom Typ *Lunatisporites noviaulensis* wiedererkennen, wobei vor allem die riesige, vom Perm bis ins Unter-Karn (Cordevol) reichende vertikale und die weltweite laterale Verbreitung ins Auge springt. *Lueckisporites* dagegen ist zwar auch weltweit, aber nur aus dem Perm bekannt. Trotzdem man in der Literatur keine übereinstimmende Auffassung über die Bedeutung, die Zahl, die Form und die Infrastruktur der proximalen Ektexinestreifen feststellen kann, behandelten die meisten Autoren *Lunatisporites* bisher als eine eigene, von *Lueckisporites* getrennte taxonomische Einheit.

## REM- und TEM-Untersuchungsergebnisse

Rasterelektronenmikroskopische Bilder (Taf. 2, Fig. 2-5; Taf. 5, Fig. 1-2) zeigen deutlich, daß die äußeren Äquator-nahen Ektexinenstreifen weiter nichts als proximo-laterale Saccusverbindungen sind. Die zwei anderen, näher beim Proximalpol gelegenen Längsstreifen können an den Enden mehr oder weniger deutlich vereinigt sein und dadurch ein zusammenhängendes, ovales Ektexinenband bilden (Taf. 2, Fig. 5). In vielen Fällen enden sie aber auch frei (Taf. 2, Fig. 3). Dieses Merkmal scheint, wie die Durchsicht Hunderter von Individuen ergeben hat, auf natürlicher Variabilität und nicht auf spezifischen Eigenschaften zu beruhen. Die Art zeigt sich besonders in der Streifenausbildung sehr variationsfreudig. Sowohl im Bereich der Streifen, als auch im Bereich der dazwischen frei sichtbaren Intexine erscheint die Oberflächenstruktur bei starker Vergrößerung unregelmäßig, körnig und rau. Im Streifenbereich erinnert sie an die Oberflächenstrukturen, die schon 1955 von MÜHLETHALER mit Hilfe der Kohlefilmmethode an *Pinus nigra* demonstriert worden sind.

Der Querschnitt durch das Longitudinalende eines solchen Pollenkornes (Taf. 2, Fig. 1, S) beweist, daß *Lunatisporites noviaulensis* einen echten hohlen Saccus besitzt. Dieser Befund kann auch lichtmikroskopisch nachgewiesen werden (Taf. 3, Fig. 2, S). Ektexine und Intexine zeigen im Schnitt die gleiche Pigmentierung; und die Infrastruktur der Streifen ist identisch mit jener der Sacci. Im Gegensatz zur Innenfläche der Intexine ist die nach außen gerichtete Oberfläche rau, gewellt und unregelmäßig strukturiert. Dies mag mit der Auflage einer sexinösen Fuß-Schicht auf dem Korpus zusammenhängen, die sich aber wegen der übereinstimmenden Elektronendichte im Schnitt optisch nicht abhebt.

Wie bei *Lueckisporites* scheint das Tectum auch bei *Lunatisporites* stellenweise Perforationen aufzuweisen (Pfeile). Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen von Erdtman und Thorsson (ERDTMAN 1957: 3) an recentem Gymnospermenmaterial und scheint u.a. für das Austrocknen des Ektexinenbereichs während der Pollination bedeutsam zu sein.

Der Nachweis echter, hohler Säcke bei *L. noviaulensis mollis* rechtfertigt die Zuteilung solcher Formen zu den *Saccites* ERDTMAN und zeigt andererseits, daß sie gegenüber *Lueckisporites* eine sehr unterschiedliche, evoluiertere Organisationsstufe darstellen. Wenn es noch eines weiteren Beweises zur Rechtfertigung ihrer taxonomischen Trennung bedurft hätte, dann wäre dieser hiemit erbracht.

2.3. *Ovalipollis* KRUTZSCH emend. SCHEURING 1970  
(Taf. 3, Fig. 4-10; Taf. 4)

Material: Schilfsandstein (Mittlerer Keuper) von Neuwelt bei Basel, Schweiz. Obere Meridekalke, Meride, Kanton Tessin, Schweiz; Cordevol (U. Karn)

Bisheriger Kenntnisstand

Auch *Ovalipollis* ist bisher in fast allen Publikationen als bisaccate Pollenform mit allerdings stark reduzierten Luftsäcken beschrieben worden. Die sichelförmig über den Zentralkörper hinausragenden Ektexinen-Aufblähungen an den Corpuslängsenden hat man dabei als "Säcke" interpretiert - nicht nur wegen ihrer subterminalen Lage und wegen ihrer Form, sondern auch wegen ihrer infraretikulaten Strukturen, die deutlich an moderne Luftsäcke erinnern.

Einzig STAPLIN, POCOCK & JANSONIUS (1967: 303) widersprachen dieser Auffassung, indem sie die Keimfurche von *Ovalipollis* als "deutlich cycadoiden Distal-Sulcus" beschrieben. Und in der Gattungsemendierung von POCOCK & JANSONIUS (1969: 158 u.f.) wird klar, daß diese Autoren den Längsschlitz auf dem Zentralkörper als Distalsulcus interpretieren. Da nun die sichelförmigen "Säcke" an den Sulcusenden aufgebläht erscheinen, und nicht - wie bei echt saccaten Formen - an den Sulcusseiten, kann es sich nach der Meinung von Pocock und Jansonius auch nicht um Organe handeln, die den Säcken homolog sind. Es handle sich vielmehr um Polster-artige, pseudosaccate Strukturen, für welche sie den neuen Begriff "tula" schaffen. Nach dieser Interpretation liegen die zwei kleineren, lateralen Tenuitates, die parallel zum Hauptschlitz verlaufen, auf der Proximalseite, weil sie sich auf der dem Sulcus gegenüberliegenden Hemisphäre befinden.

SCHEURING (1970: 24-39) kam aufgrund seiner Studien an einem außerordentlich reichen und guterhaltenen Material zu einer völlig anderen Interpretation dieser Formen: Er fand morphologische Übergänge zwischen *Ovalipollis* und "illinitoiden" Pollenkörnern, bei denen der Korpus weniger längsgestreckt, die "Säcke" aber stärker entwickelt und deutlicher subterminal angesetzt sind (l.c.p. 30, Abb.4; Taf. 1-8). Bei diesen Zwischenformen, die er entweder *Parillinites* nennt oder noch zu *Ovalipollis* stellt (z.B. *O. notabilis*, *O. molestus*, *O. ludens*), kann man oft deutlich sehen, daß der Längsschlitz (also der Distalsulcus im Sinne von POCOCK & JANSONIUS 1969) einen Knick, eine dilete Form zeigt. Manchmal ist sogar noch die Andeutung eines dritten Strahls vorhanden (l.c. Taf. 3, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 18), der nicht nur an die ursprünglich triletten Vorfahren erinnert, sondern auch eindeutig die Proximalseite als jene mit dem Längsschlitz definiert.

Scheurings Material widerlegt also die Theorie, daß der Längsschlitz einem Distalsulcus homolog sei. Es bestätigt aber, daß sich die Lateraltenuitates auf der dem Schlitz gegenüberliegen-

den Sporensseite befinden. SCHEURING (l.c.p. 60) ist mit Pocock und Jansonius auch darüber einverstanden, daß die Saccusorganisation von *Ovalipollis* nicht mit jener der recenten Pinaceen übereinstimmt. Man kann diese Strukturen aber trotzdem nicht "tulae" nennen, weil ihre Lage nicht um 90° verdreht ist, sondern mit jener der Sacci von Pinus oder der Protosacci von *Lueckisporites* prinzipiell übereinstimmt.

Was die botanische Affinität von *Ovalipollis* betrifft, so äußern POCOCK & JANSONIUS (1969: 161) die Ansicht, daß dieser Pollen wahrscheinlich von einer Pteridosperme dispergiert worden sei. Er repräsentiere möglicherweise ein Zwischenglied zwischen den Pteridospermen und den Podocarpaceen. SCHEURING (1970: 24) hält die Zugehörigkeit zu einer coniferalen - eventuell vortzialen - Mutterpflanze für viel wahrscheinlicher, was durch die neuesten Untersuchungen von GRAUVOGEL-STAMM & GRAUVOGEL (1973: 108) bestätigt wird. Diese Autoren fanden *Parillinites*-ähnliche Formen in situ in der männlichen Fruktifikation *Masculostrobis acuminatus*, welche im Bau an den Zapfen von *Ullmannia frumentaria*, sowie von recenten Araucariaceen erinnert.

#### REM- und TEM-Untersuchungsergebnisse

Makellos erhaltene Exemplare von *Ovalipollis* zeigen weder primäre Lippenbildungen, noch abgerundete Enden am Longitudinal-schlitz (Taf. 3, Fig. 9, 10). Solche Merkmale können zwar häufig beobachtet werden, sie stellen sich aber regelmäßig als sekundäre, kompressionsbedingte Faltungen und Eindellungen heraus. Im Gegensatz zu den rauhen Oberflächenstrukturen im "Saccus"-Bereich ist die Ektexine des proximalen Zentralkörpers glatt.

An Formen, die *O. notabilis* SCHEURING 1970 nahestehen (Taf. 3, Fig. 10), läßt sich der dilete Charakter des proximalen Längsschlitzes und die stärkere Ausbildung und distale Neigung der "Sacci" gut nachweisen. Demgegenüber ist bei *O. ovalis* die proximale Marke meist monolet ausgebildet (Taf. 3, Fig. 9; Taf. 4, Fig. 3-7) und die Absetzung und Neigung der stark reduzierten "Sacci" gegen die Distalseite zu ist weniger deutlich entwickelt. Die Distalneigung der rudimentären "Sacci" läßt sich trotzdem gut erkennen, wenn - wie an dem in Fig. 11, Taf. 4 abgebildeten Exemplar - das Korn stark zusammengepreßt worden ist, und die Distalseite dadurch ins Korpusinnere eingedellt erscheint. Auf dieser Abbildung ist auch die sub-äquatoriale Lage und die Ausbildung der Lateraltenuitates gut sichtbar (Taf. 4, Fig. 13).

Bevor die Technik für orientierte Schnitte durch Einzelkörner entwickelt worden ist, läßt sich noch nicht sagen, ob die Ektexine auch proximolaterale Verdünnungen aufweist. Manche Körner erwecken den Eindruck, als wären die Lateraltenuitates auch proximal schwach ausgebildet.

Ultradünnschnitte durch Individuen von *Ovalipollis ovalis* (Taf. 3, Fig. 4, 8) ergeben außerordentlich komplizierte Strukturen im Bereich der Sexine:

Die "Sacci" können mit einem äußerst feinwandigen, dreidimensionalen Netzwerk von Exinenelementen erfüllt sein, die im Schnitt ein ziemlich homogenes, polygonales Muster ergeben (Taf. 3, Fig. 4). Gegen außen, d.h. gegen das relativ dickwandige Tectum (T) zu, scheinen sich die Maschen stellenweise auszuweiten. Das Tectum selber ist variabel dick und erscheint gegen das Polleninnere zu gezähnt, weil zahlreiche Alveolen bis knapp unter die Oberfläche reichen. Perforationen durch das Tectum sind an verschiedenen Stellen (Pfeil) schräg angeschnitten worden.

Das in Taf. 4, Fig. 1 abgebildete Individuum ist an seinem eingedellten Longitudinalende schleifend geschnitten worden. Wegen der Eindellung (analog dem in Fig. 11, Taf. 4 abgebildeten Sachverhalt) erscheint der Protosaccus nur teilweise (klammerförmig) getroffen. Der Schnitt ist auch an mehreren Stellen gefaltet und gerissen, so daß er keine verlässliche Information über die Ausbildung des Monoletums ergibt.

Im tangential geschnittenen "Saccus"-Bereich (S/t, Taf. 4, Fig. 1) zeigt sich deutlich ein relativ grobwandiges labyrinthartig verbundenes Alveolensystem, das sich klar von jenem in Fig. 4 (Taf. 3) unterscheidet. Dort, wo das Innere des Saccus quergetroffen ist (S/i), weiten sich die Alveolen-Lumina aus, ergeben aber immer noch ein imperfektes Retikulum-Muster.

Die Feinstrukturen scheinen demnach innerhalb der Gattung spezifische Abwandlungen erfahren zu haben. Im Korpus-Bereich zeigt sich je nach Schnittwinkel und Ort, wo das Korn getroffen worden ist, daß die Elemente der Mesexine radial ausgerichtet (Punkt A), oder beinahe ganz reduziert (Punkt B: Nähe der Lateraltenuitates?) sein können. Dieser Sachverhalt läßt sich mitunter auch unter dem Lichtmikroskop erkennen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß auch *Ovalipollis* - analog den Verhältnissen bei *Lueckisporites* - protosaccate Strukturen aufweist. Diese sind allerdings im Vergleich zu *Lueckisporites* hoch evoluiert. *Ovalipollis* kann also nicht zu den *Saccites* ERDTMAN gerechnet werden, was in Anbetracht der stratigraphischen und der paläogeographischen Bedeutung dieses Formenkreises von größter Wichtigkeit ist (Die Verbreitung der Gattung beschränkt sich nämlich nicht nur auf die Nordhemisphäre. Solche Formen sind sogar schon auf Madagaskar gefunden worden (frdl. Mitteilung von Dr. S. Jardiné)). Unser Befund ist vor allem auch deshalb von Interesse, weil die *Ovalipollis*-Gruppe über *Parillinites*-Formen (SCHEURING 1970: Abb. 4; GRAUVOGEL-STAMM & GRAUVOGEL 1973: 108) mögliche ptylogenetische Beziehungen zu den Ullmanniaceen - und damit indirekt zum Formenkreis *Lueckisporites/Jugasporites* - erkennen läßt.

#### 2.4. Weitere protosaccate Mikroflorenelemente aus der Permo-Trias:

(Taf. 5, Fig. 3-9)

Schon eingangs (p. 3) wurde darauf hingewiesen, daß protosaccate Strukturen auch in anderen Formgattungen beobachtet werden können.

Zuerst wurden sie an Vertretern der Gattung *Triadispora* entdeckt (SCHEURING 1970: Taf. 15, Fig. 98-99). Diese Gattung hat in der Unter- und Mitteltrias qualitativ und quantitativ eine Bedeutung erreicht, mit der sich nur wenige andere Florenelemente messen können - etwa *Lueckisporites* im Zechstein, oder *Classopollis* im Jura-/Kreidebereich.

Eine lichtmikroskopische Überprüfung ergab, daß protosaccate Verhältnisse innerhalb der Gattung *Triadispora* häufiger erkannt werden können, als ursprünglich vermutet worden ist (Taf. 5, Fig. 3-8). Es bleibt noch zu untersuchen, ob sie nicht für die ganze *Triadispora*-Gruppe charakteristisch sind.

Protosacci sind aber auch an vielen anderen Keuperformen zu erkennen - z.B. an Vertretern von *Parillinites*, *Infernopollenites* und *Podosporites* - und unser südalpines Material aus den Oberen Meridekalken legt nahe, daß solche Strukturen sogar in *Jugasporites*, *Strotersporites* und mehreren monosaccaten Formgruppen verbreitet waren (SCHEURING; in Vorbereitung). Falls sich dieser Befund bestätigt, steht fest, daß die frühe und die mittlere Gymnospermenzeit von coniferoiden Florenelementen dominiert worden ist, die protosaccate Strukturen ausgebildet haben.

### 3. Diskussion

Die bisherigen Informationen aus elektronen- und lichtmikroskopischen Untersuchungen lassen vermuten, daß *Lueckisporites*, *Jugasporites*, *Strotersporites*, *Triadispora*, *Ovalipollis*, der parillinitoide Formenkreis, *Guttulapollenites*, *Hexasaccites*, *Infernopollenites*, *Podosporites*, *Polarisaccites*, *Parvisaccites* und mehrere wichtige "monosaccate" Formgruppen protosaccate - und nicht echtsaccate - Strukturen entwickelt haben.

Es gibt Indizien, daß diese Aufzählung - bildlich gesprochen - nur die Spitze eines Eisberges zu erkennen gibt.

Es sei hier ausdrücklich betont, daß noch sehr viele elektronenmikroskopische Studien nötig sind, um das Ausmaß und die Bedeutung protosaccater Strukturen vollumfänglich erkennbar zu machen. Es wird hier auch nicht behauptet, alle Spezien der oben aufgeführten Formgattungen seien protosaccat gewesen. Es liegt im Wesen des künstlichen Unterteilungssystems und in den objektiven und subjektiven Grenzen lichtmikroskopischer Bearbeitungen, daß ein Taxon - z.B. eine Formgattung - sehr unter-

schiedlich strukturierte oder heterogene Individuen beinhalten kann.

Was sich meines Erachtens aber jetzt schon deutlich abzeichnet, ist, daß die Protosacci in der frühen und mittleren Gymnospermenzeit sowohl stratigraphisch, als auch paläogeographisch eine riesige - möglicherweise sogar dominante - Verbreitung gefunden haben. Paläobotanisch sind solche Strukturen im Bereich der Voltziaceen und der Ullmanniaceen anzusiedeln, die in dem zur Frage stehenden Zeitraum auch die mit Abstand bedeutendsten Lieferanten von Makrofossilien auf der heutigen Nordhemisphäre gewesen sind.

Ähnliche Strukturen haben sich bei gewissen Podocarpaceen (z.B. in der Gattung *Dacrydium*) bis auf den heutigen Tag erhalten (ERDTMAN 1957) und sind auch schon beispielsweise in der Unterkreide (COUPER 1958: Taf. 29-30) erkannt worden. Sie werden dort allerdings bloß als mesexinöse Verstärkungen im Bereich der Saccusansätze interpretiert.

Es stellt sich nun die Frage,

- ob sich der moderne, hohle Saccusbauplan der recenten Pinaceen von protosaccaten Strukturen abgeleitet hat,
- ob der protosaccate Sachverhalt - phylogenetisch gesehen - der primäre ist, oder ob er selber schon einen abgeleiteten, vielleicht überevoluierten Bauplan darstellt,

und schließlich muß man sich fragen,

- ob man solche Strukturen teleologisch deuten kann - ob man ihnen für den Pollinations- und Befruchtungsablauf eine gewisse "Nützlichkeit" (ZIMMERMANN 1970: 55) zusprechen kann.

Ein solcher Gedanke ist ja naheliegend, weil die protosaccate Strukturen erzeugenden Mutterpflanzen während Dutzenden von Mio. Jahren weltweit eine dominierende Rolle gespielt haben.

Was nun den modernen, hohlen Saccusbauplan betrifft, so bereitet dessen Ableitung von schweren, gefüllten, protosaccaten Strukturen beim jetzigen Kenntnisstand noch Schwierigkeiten. Der Formenkreis um *Lueckisporites* oder um *Ovalipollis* kommt jedenfalls schon wegen der übrigen Besonderheiten dieser Baupläne für eine nähere Urverwandtschaft kaum in Frage. Beide Pollenformen scheinen schon zu ihrer Zeit - zwar sehr erfolgreich, aber doch irgendwie überspezialisiert - in eine Sackgasse gemündet zu haben. Mit der Formspezies *Lunatisporites noviaulensis* sind unter den damaligen Koniferen zwar schon moderne, hohle Sacci entwickelt worden, die sowohl lateral, als auch vertikal eine schier unglaubliche Verbreitung fanden (p. 7), aber auch diese striierten Formen haben die Trias nicht

überdauert.

Es gibt also für eine derartige Ableitung nur sehr vage, indirekte Argumente, die man folgendermaßen zusammenfassen kann:

In der Permo-Trias, der frühen und mittleren Gymnospermenzeit, sind die *Voltziales* s.l. makroskopisch, protosaccate Pollenformen dagegen mikroskopisch die bedeutendsten Florenelemente. Im Laufe der Ober-Trias und des Jura werden die *Voltziales* von den *Pinales* abgelöst, während gleichzeitig die Bedeutung protosaccater Strukturen schwindet und der Anteil echt-saccater, sowie nicht-saccater coniferoider Pollenformen zu dominieren beginnt.

Das Festhalten dieser Koinzidenz ist selbstverständlich kein Beweis, sondern nur ein Indiz für eine mögliche Weiterentwicklung protosaccater Strukturen. Die zeitliche Überlagerung der protosaccaten durch echt-saccate Formen kann ja auch auf Veränderungen in den Konkurrenzverhältnissen schon beisammen lebender Populationen zurückzuführen sein. Es ist denkbar, daß in der Permo-Trias quantitativ unbedeutende Koniferen mit echt-saccaten Strukturen gelebt hatten, als die protosaccaten noch eine Vormachtstellung einnahmen. Durch Veränderungen in den Umweltsverhältnissen können diese dann als Folge sogenannter dynamischer Selektionsprozesse die Protosaccaten verdrängt haben.

Biologisch gesehen ist das Vorkommen protosaccater Verhältnisse innerhalb der recenten Podocarpaceen-Gattung *Dacrydium* von Interesse. Auch die von DICKINSON & BELL (1970) studierte Ontogenie von *Pinus banksiana* ist für unsere Fragestellung insofern interessant, als sie zeigt, daß die Luftsäcke zu einem sehr späten Zeitpunkt, nämlich erst nach der Loslösung aus dem Tetradenverband, sich von der Intexine abzuheben und aufzublähnen beginnen. Kurz bevor dieser Prozeß beginnt, liegen sie mit ihrer Infrastruktur direkt auf dem Zentralkörper auf und erinnern so an den Sachverhalt bei triadischen Protosaccaten.

Wenn nun die von E. HAECKEL (1866) postulierte Biogenetische Grundregel - nämlich, daß sich die Phylogenie in der Ontogenie rekapituliert - auf diesen Fall anwendbar ist, dann könnte man im Protosaccus tatsächlich eine Art Ahnenform des hohlen Saccus sehen. Der Gültigkeitsbereich der Biogenetischen Grundregel ist aber bekanntlich stark umstritten (P. OVERHAGE in: HAAS 1959), und es steht fest, daß ihr Dokumentationswert - wenn überhaupt vorhanden - nur sehr unvollständig oder bruchstückhaft ist. Für die Beurteilung der Pollenontogenie bei den Koniferen ist die Möglichkeit eines zeitweiligen Erscheinens echt "archaischer" Merkmale aber erwähnenswert: UENO 1957 und CRANWELL 1961 haben sowohl bei *Podocarpus* als auch bei *Tsuga* das vorübergehende, manchmal sogar bleibende Zum-Vorschein-Kommen einer triletten Marke am Proximalpol beobachtet.



Hier zeigt sich also im Verlaufe der Ontogenie ein an die pteridophytischen Urahnenn erinnerndes Merkmal, welches z.B. in der Trias bei den coniferoiden, protosaccaten Triadisporen noch im reifen Zustand erkennbar ist.

Ob, resp. inwiefern die permotriadischen Protosacci selber eine abgeleitete Organisationsstufe darstellen, ist mangels Studien an karbonischen Mikroflorenelementen noch ungewiß. PETTITT (1966) gibt zwar eine Abbildung der Exinenfeinstrukturen der cordaitalen Pollenform *Florinites*, aber aus seinen Untersuchungen geht leider nicht hervor, ob *Florinites* einen echten Saccus oder einen Protosaccus besaß. Aus den Arbeiten von MILLAY & EGGERT (1970) und MILLAY & TAYLOR (1970) kann man aber entnehmen, daß schon die Lyginopteridalen außerordentlich hoch evoluierte, modern gebaute Sacci entwickelt hatten. Auch die Cordaiten kannten, wie schon die Untersuchungen Renaults und Florins ergaben, hohle, echt-saccate Strukturen (ZIMMERMANN 1959: Abb. 238; VAN CAMPO 1971: Fig. 9).

Weshalb diese hohlen Saccus-Strukturen aus der Karbonzeit in der nachfolgenden Permo-Trias von protosaccaten, coniferoiden Strukturen verdrängt worden sind, liegt vorderhand noch im Dunkeln. An und für sich sind derartige Phänomene in der Entwicklungsgeschichte der Pflanzen nichts Außergewöhnliches, nämlich, daß gewisse Pflanzengruppen für den allgemeinen Entwicklungsstand ihrer Zeit hoch evoluierte, "moderne" Strukturen herausgebildet haben, die ihren Untergang aber nicht verhindern konnten. Man denke etwa an die schon auf eine primitive Art angiospermiden Caytonialen, oder an jene Bennettiteen, welche Zwitterblüten, Perianthe und wahrscheinlich schon Entomogamie gekannt haben.

Es versteht sich, daß zukünftige elektronenmikroskopische Untersuchungen vermehrt den pteridospermalen und den cordaitalen Pollen, sowie jenen der Walchiaceen zum Gegenstand haben müssen, will man die phylogenetischen Aspekte und die Stellung protosaccater Strukturen genauer kennenlernen.

Was nun die teleologische Deutung solcher Strukturen betrifft, so ist auch hier noch keine abgesicherte Aussage möglich. Nach der Lehrbuchmeinung sind die Luftsäcke der recenten Pinaceen Dispersionsorgane (auf Französisch: "Balonets"), die durch Oberflächenvergrößerung zur Verringerung des spezifischen Gewichtes - und damit zur Verbesserung der Flugeigenschaften - beitragen sollen.

Falls diese Theorie, für die es zahlreiche Gegenargumente gibt (WODEHOUSE 1935), zutrifft, bleibt der "Nutzeffekt" der permotriadischen Protosacci weiterhin im Dunkeln, denn Strukturen,

wie sie *Lueckisporites* kennt, sind keine Ballone, sondern gewichtige Exinenlappen, die den Pollen erschwerten, statt erleichterten.

Eine zweite Theorie, die vor allem von Wodehouse propagiert wird, hebt die Schutzfunktion der Sacci gegenüber der distalen Keimfurchung hervor.

In der Tat trifft die Beobachtung zu, daß - vom Perm an - das Vorhandensein von Säcken stets an das Vorhandensein einer distalen Keimfläche gekoppelt ist - sei es nun ein echter Sulcus, oder eine Tenuitas (eine Exinenverdünnung), oder auch bloß das Fehlen einer ectexinösen Bedeckung der Distalarea wie bei vielen Triadispora-Arten.

Die Cycadopsiden kennen zwar nicht-saccate, sulcate Pollenformen, aber saccate, nicht-sulcate Pollenformen ("sulcat" im oben definierten, breiten Sinne!) kennt man nicht. Somit scheint gesichert, daß die Sacci tatsächlich etwas mit der distalen Keimfläche zu tun haben. Hinter ihren Selektionswert als Schutzorgane möchte ich aber in Anbetracht der Bedeutung der Cycadopsiden durch das ganze Mesozoikum hindurch ein großes Fragezeichen setzen. Die Vorstellung erscheint nur zu trivial, daß die Pinalen einzig aufgrund eines solchen Merkmals die nicht-saccaten Cycadopsiden zu verdrängen vermochten (WODEHOUSE 1935; BHARADWAJ, mündl. Mitteilung am CIMP-Kongreß in Bousses 1973). Vorgänge, die zum Auslöschen ganzer Ordnungen und Stämme führen, sind in der Regel durch ein Wechselspiel zahlloser anorganischer und organischer Ökofaktoren bedingt, worunter zum Teil auch chemische, d.h. anatomisch nicht erkennbare Ursachen, mitspielen können (EHRlich & RAVEN 1967).

Außerdem kann man aufgrund der Beschaffenheit der Distalarea bei vielen protosaccaten Formen die Wahrscheinlichkeit als gering bezeichnen, daß sie in trockenem Zustand zusammenklappt wie *Pinus*-Pollenkörner dispergiert worden sind. Diese Feststellung trifft z.B. für Arten der Gattung *Triadispora*, bestimmt aber auch für viele Arten des Formenkreises *Ovalipollis/Parillinites* zu (SCHEURING 1970: Taf. 1-21).

Demnach erscheint DOYLE's (1945) Interpretation saccater Strukturen für die Protosacci am meisten Gewicht zu gewinnen: Es ist denkbar, daß diese - wie gesagt stets an Keimareen gekoppelten - Organe ursprünglich dem Schwimmen und Orientieren des Pollenkornes auf dem Pollinationstropfen gedient haben.

Die Unterdrückung des Pollinationstropfens im Laufe der Zeit verlief indessen nicht immer konvergent mit der Unterdrückung saccater Strukturen, wie *Abies* und *Cedrus* beweisen. Umgekehrt ist die Unterdrückung oder die Nicht-Ausbildung von "Säcken" auch nicht zwangsweise an das Fehlen der Pollinations-Flüssigkeit gebunden, wie die Cycadeen, die Bennettiteen, die Ginkgo-phyten und die Taxalen zeigen. Die Natur hat hier offenbar für

ähnliche Befruchtungsvorgänge erfolgreich mehrere Möglichkeiten offengelassen.

#### 4. Taxonomische Konsequenzen

Die vorliegenden Resultate zeigen einmal mehr, daß morphologische und taxonomische Probleme bisher nicht mit der wünschbaren Sorgfalt angegangen worden sind, und daß deshalb der paläobotanische Nutzen der *Sporae dispersae* leider meilenweit unter ihrem tatsächlichen paläobotanischen Wert liegt. Es ist für die heutige Situation bezeichnend, daß selbst hundertfach beschriebene, weltweit verbreitete Leitfossilien unter den *Sporae dispersae* (wie z.B. *Lueckisporites*) im Bau nur oberflächlich erkannt worden sind.

Dies bedeutet, daß die LO-Analyse, d.h. die herkömmliche lichtmikroskopische Technik für morphologisch-taxonomische Studien, früher oder später durch transmissions- und rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen ergänzt werden muß. Derartige Anforderungen - wenn sie einmal obligatorisch erklärt würden - könnten viele Vorteile in sich vereinigen:

- Die Leute würden oft selber erschrecken über den schlechten Erhaltungszustand ihres Materials, und vielleicht auf die Erstellung nutzloser, die Literatur belastender Taxa verzichten.
- Neue Taxa müßten auf vielen Individuen aufbauen und nicht nur auf einzelnen oder ein paar wenigen. Dadurch gewänne man Informationen über die intraspezifische Variabilität und unwichtige Taxa würden eliminiert.
- Bestimmungen und Unterscheidungen von Sporen würden erleichtert, Fehlzuteilungen erschwert.
- Eine bessere Kenntnis der Exinenstrukturen würde helfen, die Probleme natürlich-phylogenetischer und struktureller Verwandtschaft unter den *Sporae dispersae* besser zu durchschauen. Dies ist sicher eines der wichtigsten "Desiderata" im künstlichen Unterteilungssystem.

Falls es sich als nötig erweist, könnte man für biostratigraphische Zwecke immer noch ein zweitklassiges, oberflächlicheres Klassifikationssystem im Gebrauch halten. Dies wäre ein lösbares, rein technisches Problem. Vermehrte EM-Untersuchungen würden sich übrigens auch auf die Nomenklatur segensreich auswirken. Sie könnten helfen, all die vielen, oft mißverstandenen Begriffe wie "velum", "tula", "zone", "cingulum" etc. ein für allemal klarzustellen.

Da den protosaccaten Strukturen, die hier an *Lueckisporites* und *Ovalipollis* demonstriert worden sind, bestimmt eine kaum überschätzbare morphologische, taxonomische und paläobotanische Bedeutung zukommt, werden hier für Pollenkörner dieser "Saccus"-Organisation neue supragenerische Klassifikationseinheiten

(Turma, Subturma, Subinfraturma) vorgeschlagen:

*Protosaccites* nov. turma

Diagnose: Pollenkörner mit Ektexinenstrukturen, die sowohl in ihrer Lage, als auch in ihrer Form den hohlen Säcken der *Saccites* ERDTMAN 1947 entsprechen, die im Querschnitt aber ein System von spongid, netzförmig oder strahlig angeordneten Exinenelementen erkennen lassen, welche das Saccuslumen füllen.

Anmerkung: Für solche Strukturen wird der Begriff "protosaccat" verwendet, um anzudeuten, daß sie zur frühen und mittleren Gymnospermenzeit, also stratigraphisch vor dem Erscheinen der *Pinales*, unter den Koniferen weit verbreitet waren. Mit diesem Begriff wird nicht impliziert, der moderne, hohle, pinale Saccus leite sich von solchen Strukturen ab, aber eine derartige Möglichkeit kann beim jetzigen Kenntnisstand auch nicht ausgeschlossen werden (vergl. p. 13 u.f.).

*Protodisaccites* nov. subturma

Diagnose: *Protosaccites* (s.o.) mit zwei Protosacci.

*Protosaccistriatiti* nov. subinfraturma

Diagnose: *Protodisaccites* (s.o.) mit einem striaten Zentralkörper.

Gattungen dieses Subinfraturmas:

- *Lueckisporites* POT & KL. emend. KLAUS 1963
- *Strotersporites* WILSON 1962 (mindestens teilweise)
- *Infernopollenites* SCHEURING 1970
- *Parillinites* SCHEURING 1970
- *Ovalipollis* KRUTZSCH emend. SCHEURING 1970
- *Polarisaccites* YBERT & MARQUES-TOIGO 1970

Anmerkung: Für die Zuteilung von vier der fünf letztgenannten Gattungen zu den *Protosaccistriatiti* liegen vorläufig nur lichtmikroskopische Beobachtungen vor. Diese sind noch durch elektronenmikroskopische Beobachtungen zu ergänzen.

*Protodisaccitrileti* nov. subinfraturma

Diagnose: *Protodisaccites* (s.o.) mit einem nicht-striaten, am Proximalpol aber deutlich triletten, dileten oder monoletten Zentralkörper.

Gattungen dieses Subinfraturmas:

- *Triadispora* KLAUS (sensu SCHEURING 1970; mindestens teilweise)
- *Jugasporites* LESCHIK (mindestens teilweise)

Anmerkung: Auch diese, auf lichtmikroskopische Beobachtungen fußende Zuteilung muß durch elektronenmikroskopische Untersuchungen ergänzt werden.

*Protodisaccatrileti* nov. subinfraturma

Diagnose: *Protodisaccites* (s.o.) mit einem aleten, nicht-striaten Zentralkörper.

Gattungen dieses Subinfraturmas:

- *Podosporites* RAO emend. SCHEURING 1970 (mindestens teilweise)
- *Parvisaccites* COUPER 1958

Anmerkung: Fossile Formen der recent bekannten Gattung *Dacrydium* müßten auch mindestens teilweise in diesem Taxon eingeteilt werden.

*Protomonosaccites* nov. subturma

Diagnose: *Protosaccites* (s.o.) mit einem den Zentralkörper umfassenden Protomonosaccus.

*Protomonosaccitrileti* nov. subinfraturma

Diagnose: *Protomonosaccites* (s.o.) mit einem nicht-striaten, am Proximalpol aber deutlich trileten, dileten oder monoleten Zentralkörper.

Anmerkung: Trilete, resp. monolete, protomonosaccate Formen sind in den Oberen Meridekalken (Cordevol) der Südalpinen Trias relativ häufig (Taf. 5, Fig. 7, 9). Die Beschreibung dieser Formen ist in Vorbereitung. Formen der Gattung *Stellapollenites* LELE 1965 gehören wahrscheinlich auch hierher. Sie stellen aber mit ihrem sechsfach mäandrierenden, die Äquatorregion umfassenden Protosaccus (SCHEURING 1970: 57) einen Sonderfall dar.

*Protopolysaccites* nov. subturma

Diagnose: *Protosaccites* (s.o.) mit mehr als zwei Protosacci, die nicht als aberrante, protopolysaccate Formen einer üblicher-

weise protodisaccaten Gattung oder Art betrachtet werden müssen.

Gattungen dieses Subturmas:

- *Guttulapollenites* GOUBIN 1965

## 5. Ausblick

Der vorliegende Befund deckt den großen Mangel an Kenntnissen über die Feinstrukturen fossiler Gymnospermen-Pollenkörner auf. Eine detaillierte Bestandsaufnahme erscheint dringlich - nicht nur innerhalb der oben, im taxonomischen Abschnitt, aufgeführten Formgattungen, sondern auch bei vielen anderen "saccaten" Pollentypen. Solche Untersuchungen sind in der ganzen Zeitachse, besonders aber in dem vom Karbon bis zum Lias dauernden Abschnitt, von Interesse.

Neben dem Studium der zeitlichen und der systematischen Verteilung solcher Strukturen, von dem man sich neue paläobotanische Kenntnisse erhoffen darf, wird man sich eingehend mit dem morphologischen Charakter der Protosacci und mit ihrer strukturellen Mannigfaltigkeit befassen müssen. Sind protosaccate Strukturen tatsächlich stets alveolär, oder gibt es auch collumeläre (Vergl. VAN CAMPO 1971)? Die Lichtmikroskopie scheint besonders bei triadischen Formen strahlig-collumeläre Verhältnisse vorzutäuschen und kann solche Fragen nicht befriedigend beantworten. Wie muß man die Sexinen-Elemente deuten, die bei *Pinus* im Saccus-Lumen, aber am Zentralkörper (an der Intexine) anhaftend, beobachtet werden können? (MÜHLETHALER 1955: Abb. 2, Fig. 1; PETTITT 1966: Pl. 17, Fig. 2; KLAUS 1972). Sind sie einfach Elemente der Saccus-Infrastruktur, die sich nicht abgelöst haben, also kleben geblieben sind, oder kann man sie als Relikte von Strukturen deuten, die einmal den Saccus ganz gefüllt haben?

Es ist sehr wohl möglich, daß zukünftige Untersuchungen die vorgelegten Befunde und Deutungen korrigieren werden. Das Ziel dieser Arbeit ist aber nicht verfehlt, falls sie Anstoß zu genauerem Hinsehen, zu kritischen Vergleichen und zu weiterführenden Untersuchungen bildet.

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist Teil einer umfassenden palynostratigraphischen, - morphologischen und - taxonomischen Studie, die im Auftrag des Schweiz. Nationalfonds (Kredit-Nr. 2.662.72) durchgeführt wird. Herrn Prof. Dr. H. Zoller, Botanisches Institut Basel, sei für seine anregenden Diskussionsbeiträge, und Dr. J. M. Pettitt, London, für die tatkräftige Unterstützung bei der Präparation sehr herzlich gedankt. Ebenso gilt mein Dank Herrn Univ.-Prof. Dr. H. Mostler für die speditive Förderung der Drucklegung.

## Literatur

- CLEMENT-WESTERHOF, J. (1974): In situ Pollen from gymnospermous cones from the Upper Permian of the Italian Alps. - A preliminary account. --- Rev. Palaeobot. Palynol.; im Druck.
- COUPER, R. A. (1958): British Mesozoic Microspores and Pollen grains, a systematic and stratigraphic study. --- Palaeontographica B, 103, 75-179.
- CRANWELL, L. M. (1961): Coniferous pollen types of the Southern Hemisphere. 1. Abberation in *Acropyle* and *Podocarpus dacrydioides*. --- J. Arnold Arboretum (Harvard Univ.), 42 (4), 416-423.
- DICKINSON, H. G. & BELL, P. R. (1970): The development of the sacci during pollen formation in *Pinus Banksiana*. --- Grana, 10, 101-108.
- DOYLE, J. (1945): Developmental lines in pollination mechanisms in the Coniferales. --- Sci. Proc. Roy. Dublin Soc., New Ser., 24 (5), 43-62.
- EHRlich, P. B. & RAVEN, P. H. (1967): Butterflies and plants. --- Scientific American, 216 (6), 104-113.
- ERDTMAN, G. (1957/1956): Pollen & Spore Morphology/Plant taxonomy. Gymnospermae, Pteridophyta. (Illustrations/Text). --- Almquist and Wiksell, Stockholm, 151 pp/191 pp.
- GRAUVOGEL-STAMM, L. & GRAUVOGEL, L. (1973): *Masculostrobilus acuminatus* nom. nov., un nouvel organe reproducteur mâle de gymnosperme du Grès à Voltzia (Trias inférieur des Vosges (France)). --- Geobios, 6 (2), 101-114.
- HAAS, A. (1959): Das stammesgeschichtliche Werden der Organismen und des Menschen. --- Herder Verl., Freiburg, 532 pp.
- KEMPF, E. (1970): Elektronenmikroskopie der Sporodermis von Megasporen der Gattung *Selaginella* (Pteridophyta). --- Rev. Palaeobotan. Palyn., 10, 99-116.
- KLAUS, W. (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm. --- Jb. Geol. Bundesanst. 106, 229-363.
- KLAUS, W. (1972): Saccusdifferenzierungen an Pollenkörnern ostalpinen *Pinus*-Arten. --- Österr. Bot. Z., 120, 93-116.
- MILLAY, M. A. & EGGERT, D. A. (1970): *Idanothekion* gen., a synangiate pollen organ with saccate pollen from the middle Pennsylvanian of Illinois. --- Amer. J. Bot., 57 (1), 50-61.
- MILLAY, M. A. & TAYLOR, T. (1970): Studies of living and fossil saccate pollen grains. --- Micropalaeontology, 16 (4), 463-470.
- MÜHLETHALER, K. (1955): Die Struktur einiger Pollenmembranen. --- Planta, 46, 1-13.
- PETTITT, J. M. (1966): Exine structure in some fossil and recent spores and pollen as revealed by light and electron microscopy. --- Bull. Brit. Mus. (NH), 13 (4), 223-257.
- POCOCK, S. & JANSONIUS, J. (1969): Redescription of some fossil gymnospermous pollen (*Chasmatosporites*, *Marsupipollenites*, *Ovalipollis*). --- Canad. J. Bot., 47 (1), 155-165.
- POTONIE, R. (1956-1970): Synopsis der Gattungen der Sporaee dispersae I-VI. --- Beih. Geol. Jb. Nr. 23, 31, 39, 52, 72, 87, 94.

- SCHEURING, B. W. (1970): Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bölchentunnel. --- Schweiz. Palaeontol. Abh., 88, 119 pp.
- SCHEURING, B. W. (in Vorbereitung): Mikrofloren aus den Oberen Meridekalken (Kt. Tessin).
- STAPLIN, F. L., POCOCK, S. J. & JANSONIUS, J. (1967): Relationship among gymnospermous pollen. --- Rev. Palaeobotan. Palynol., 3, 297-310.
- STONELEY, H. (1956): *Hiltonia*, a new plant genus from the Upper Permian of England. --- Annals & Magazine of Nat. Hist., Ser. 12, IX, 713-720.
- UENO, J. (1957): Relationship of Genus *Tsuga* from pollen morphology. --- J. Inst. Polytech. Osaka City Univ., Ser. D, 8, 191-196.
- VAN CAMPO, M. (1971): Précisions nouvelles sur les structures comparées des pollens de gymnospermes et d'angiospermes. --- C. R. Acad. Sc. Paris, 272, Ser. D, 2071-2074.
- VISSCHER, H. (1971): The Permian and Triassic of the Kingscourt outlier, Ireland. --- Geol. Surv. Ireland, spec. Paper 1, 114 pp.
- WODEHOUSE, R. P. (1935): Pollen grains - their structure, identification and significance in Science and Medicine. --- McGraw Hill, New York, 574 pp.
- ZIMMERMANN, W. (1959): Die Phylogenie der Pflanzen. --- Gustav Fischer Verl., Stuttgart, 777 pp.
- ZIMMERMANN, W. (1970): Der phylogenetische Weg der Blütenpflanzen als methodisches Kriterium der "Höher"-Entwicklung und der Stammesverzweigung. --- Erlanger Forschungen, B, 4, 42-57.



## TAFEL 1

- Fig. 1: Längsschnitt durch den Protosaccus-Bereich ("S") von *Lueckisporites virkkiae*. Die Pfeile weisen auf Tectum-Perforationen. (ca. 2000 x)
- Fig. 2: *Lueckisporites virkkiae*. Zwischen den zwei auseinanderklaffenden, bohnenförmigen Taeniae ist eine längsgestreckte, reduziert trilete Intexinenmarke sichtbar. (ca. 1000 x)
- Fig. 3: idem; Detailaufnahme des Proximalpols, die Korrosionserscheinungen im Taeniaebereich zu erkennen gibt. (ca. 3000 x)
- Fig. 4: *Lueckisporites virkkiae*. Distalseite mit Protosaccus-Ansätzen. (ca. 850 x)
- Fig. 5: *Lueckisporites virkkiae*. Detailaufnahme des (mikropunctaten?) Taeniarandes am proximalen Ektexinenspalt. (ca. 9000 x)
- Fig. 6: *Lueckisporites virkkiae*. Relativ häufige Variation mit einem aufgespaltenen Taenia, bei der der Intexinen-Proximalpol auf einer dreieckigen Fläche freiliegt. Detailaufnahme der Oberflächenstruktur im Taenia- und Protosaccusbereich. (ca. 2000 x)
- Fig. 7: idem; Gesamthabitus. (ca. 900 x)
- Fig. 8: *Lueckisporites virkkiae*. Individuum, bei dem die Taeniae nicht auseinanderklaffen. (ca. 900 x)
- Fig. 9: *Lueckisporites virkkiae*. Distalseite. (ca. 900 x)

## TAFEL 2

- Fig. 1: Querschnitt durch das Longitudinalende von *Lunatisporites noviaulensis mollis*. Die Pfeile weisen auf Tectum-Perforationen. (S = Saccus-Lumen; ca. 3250 x)
- Fig. 2: *Lunatisporites noviaulensis mollis*. Detailansicht der Taeniae, der dazwischen sichtbaren Intexine und des proximalen Saccusansatzes. (ca. 1800 x)
- Fig. 3: idem; Gesamthabitus. Die Lateraltaeniae sind deutlich als Saccusverbindungen erkennbar. (ca. 900 x)
- Fig. 4: Detailansicht vom proximalen Longitudinalende eines anderen Individuums dieser Art, an dem die Enden der Polartaeniae vereinigt erscheinen. (ca. 1900 x)
- Fig. 5: *Lunatisporites noviaulensis mollis*. Individuum mit endständig vereinten, auf einer Seite aufgespaltenen Polartaeniae. (ca. 900 x)

## TAFEL 3

- Fig. 1-2: *Lunatisporites noviaulensis mollis*. Lateralansichten, die die Ektexinenstruktur der Taeniae und des (hohlen) Saccus (S) deutlich zeigen. (ca. 1000 x)
- Fig. 3: Zwei optische Schnitte durch ein gleichartiges Pollenkorn von der Distalseite her. (ca. 1000 x)

- Fig. 4: *Ovalipollis ovalis*. Am Longitudinalende quergeschnittenes Exemplar mit dünnwandigem, infratektatem Alveolensystem. (I = Intexine; T = Tectum; ca. 16000 x)
- Fig. 5: *Ovalipollis ovalis*. Lateralansicht, die die von der monoleten Proximalhemisphäre abgewandten Protosacci zeigt. (ca. 1000 x)
- Fig. 6-7: *Ovalipollis notabilis*. Longitudinalansicht; in Fig. 6 die Lage und Struktur der vom Monoletum weggewandten Protosacci zeigend, in Fig. 7 auf die Proximalseite eingestellt. (ca. 1000 x)
- Fig. 8: *Ovalipollis ovalis* quergeschnitten. Ähnlich Fig. 4, jedoch in einem Bereich, wo die Sexine direkt auf der Intexine aufrucht. (Pfeil; ca. 15000 x)
- Fig. 9: *Ovalipollis ovalis*. Blick auf die Proximalseite. (ca. 850 x)
- Fig. 10: *Ovalipollis notabilis*. Das proximale Diletum und die Distalneigung der Protosacci ist deutlich abgezeichnet. (cf. SCHEURING 1970: Taf. 2, Fig. 9; ca. 900 x)

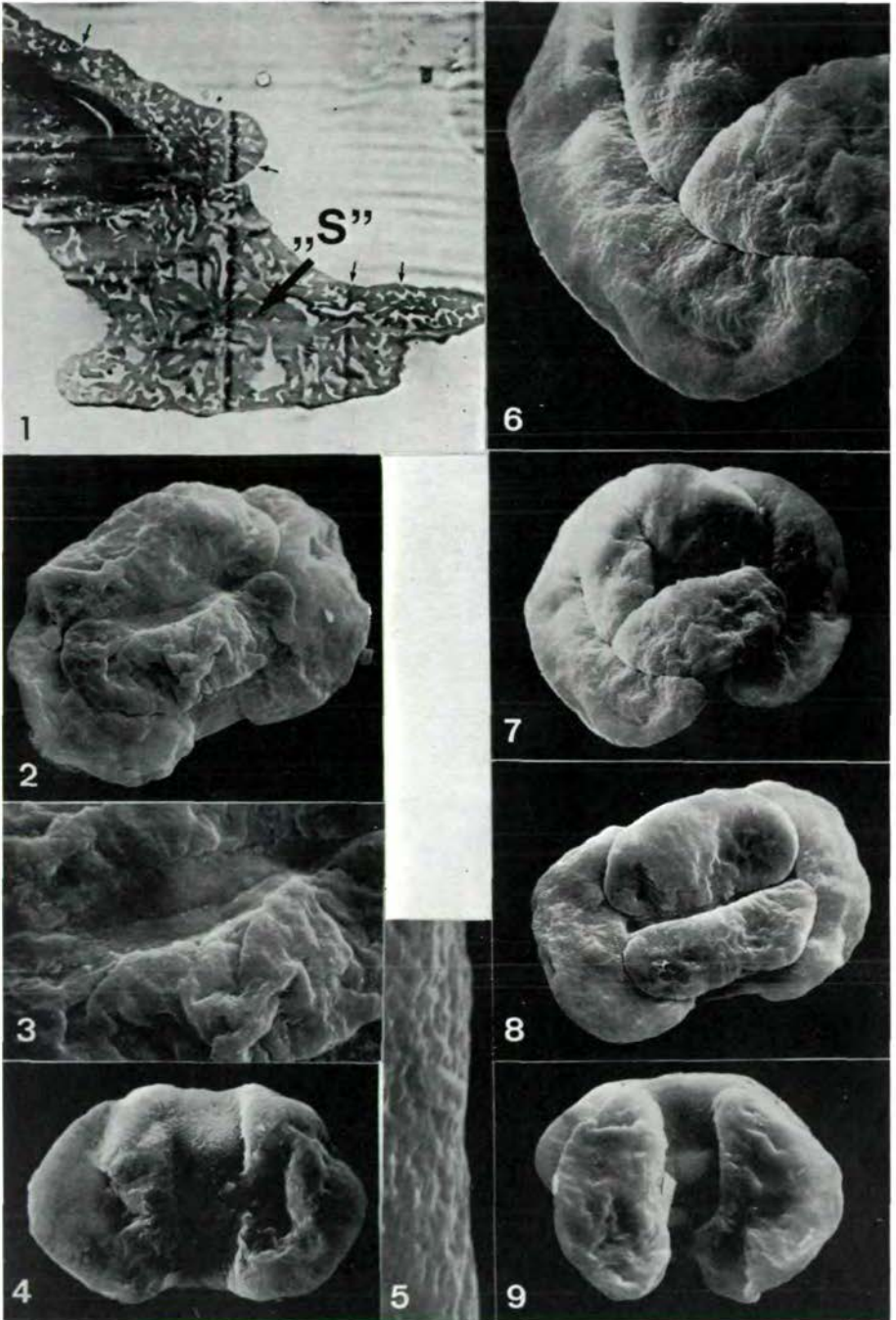
#### TAFEL 4

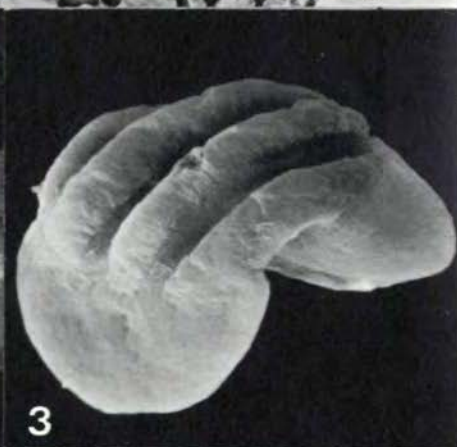
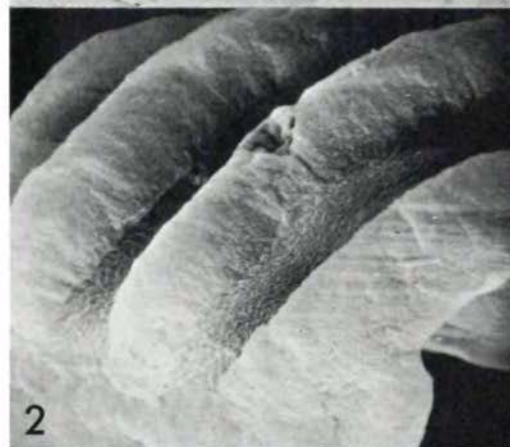
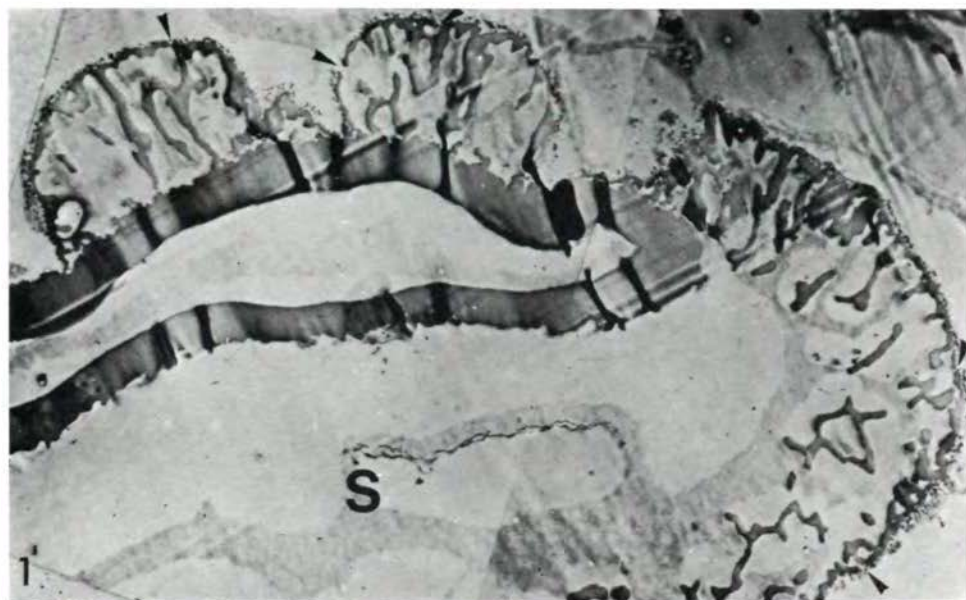
- Fig. 1: *Ovalipollis notabilis*; schleifender Querschnitt durch das Longitudinalende. S/t = Protosaccusbereich tangential - , und S/i = Protosaccusbereich quer getroffen; ein dickwandiges, imperfektes Retikulum zeigend. Bei B (Nähe der Lateraltenuitates?) ist die Ektexine zu einer dünn-schichtigen Auflage reduziert, bei A sind die endosexinösen Strukturelemente radialstrahlig angeschnitten. (ca. 4500 x)
- Fig. 2: *Ovalipollis ovalis* (Typ a von SCHEURING 1970: 32; Taf. 2, Fig. 3). Am unteren Individuum ist die subäquatoriale Lateraltenuitas gut sichtbar. (ca. 630 x)
- Fig. 3: *Ovalipollis ovalis*; beachte die glatte Oberfläche der Proximalhemisphäre. (ca. 900 x)
- Fig. 4: idem; (ca. 4500 x)
- Fig. 5-8: Makellos und räumlich erhaltener *Ovalipollis ovalis*. LO-Analyse, die Struktur der Cappa und der distal weit untergreifenden Protosacci deutlich zeigend. (ca. 1000 x)
- Fig. 9: *Ovalipollis cultus*; Einstellung auf das geknickte Monoletum und die strahlig angeordnete Protosaccus-Infrastruktur. (ca. 1000 x)
- Fig. 10: *Ovalipollis cultus*. Einstellung auf die Protosaccus-Infrastruktur. Die subäquatorialen Lateraltenuitates und die dilete Form der proximalen Marke sind gleichfalls erkennbar. (ca. 1000 x)
- Fig. 11: *Ovalipollis ovalis*. Distalseite, leicht eingedellt, mit gut erkennbaren Lateraltenuitates und leichter Distalneigung der Protosacci. (ca. 850 x)
- Fig. 12: idem; (ca. 2000 x)
- Fig. 13: idem; Detailaufnahme der Lateraltenuitas. (ca. 5000 x)

TAFEL 5

- Fig. 1: *Lunatisporites noviaulensis mollis*. Individuum mit eingedellter Proximalseite, das die endständige Vereinigung der Proximaltaeniae und die Verbindung der Sacci durch die Lateraltaeniae deutlich zeigt. (ca. 900 x)
- Fig. 2: idem; Detailaufnahme des Longitudinalendes. (ca. 3000 x)
- Fig.3-9: Formen der *Protodisaccitrileti* und der *Protomonosaccitrileti* aus der südalpinen Trias (Cordevol, Obere Meridekalke, Kt. Tessin, Schweiz). Die taxonomische Bearbeitung dieser Formen ist in Vorbereitung.
- Fig.3-4: Vom Zentralkörper losgelöste Ektexine einer *Triadispора* sp. mit außerordentlich dicht angeordneter, infratektater Sexinenstruktur im Cappa- und Protosaccus-Bereich. (ca. 1000 x)
- Fig. 5: Polaransicht einer *Triadispора* sp. mit dichter, radialstrahliger Infrastruktur im Protosaccusbereich. (ca. 1000 x)
- Fig. 6: Protosaccate *Triadispора* sp. mit dichter, radialstrahliger Infrastruktur im Protosaccus. (ca. 1000 x)
- Fig. 7: Protomonosaccate *Triadispора* sp. mit dichter, strahliger Infrastruktur und länglicher Distalarea. (ca. 1000 x)
- Fig. 8: Triprotosaccate Modifikation einer *Triadispора* sp. (ca. 1000 x)
- Fig. 9: Diletes, protomonosaccates Pollenkorn. (ca. 1000 x)

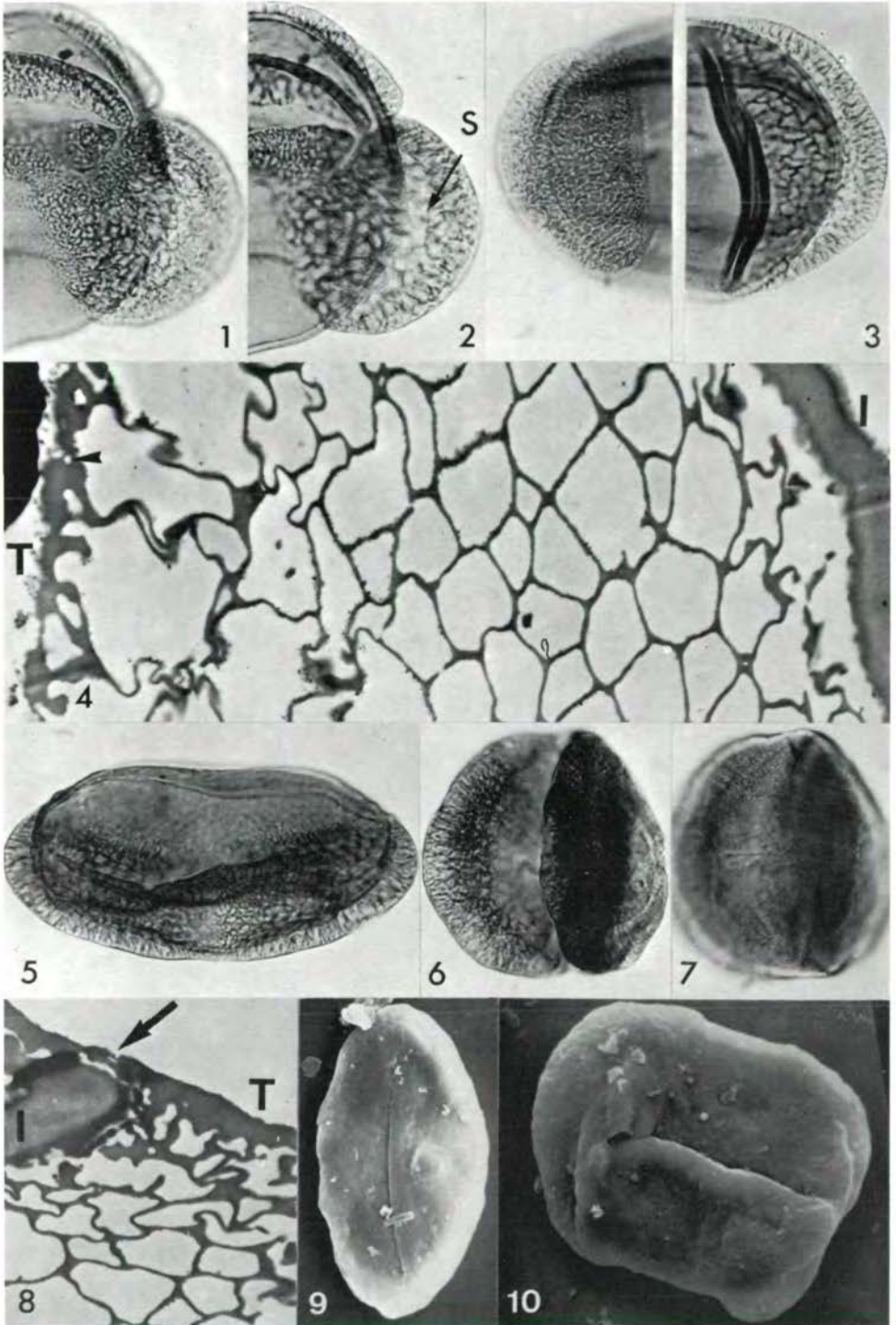
Tafel I



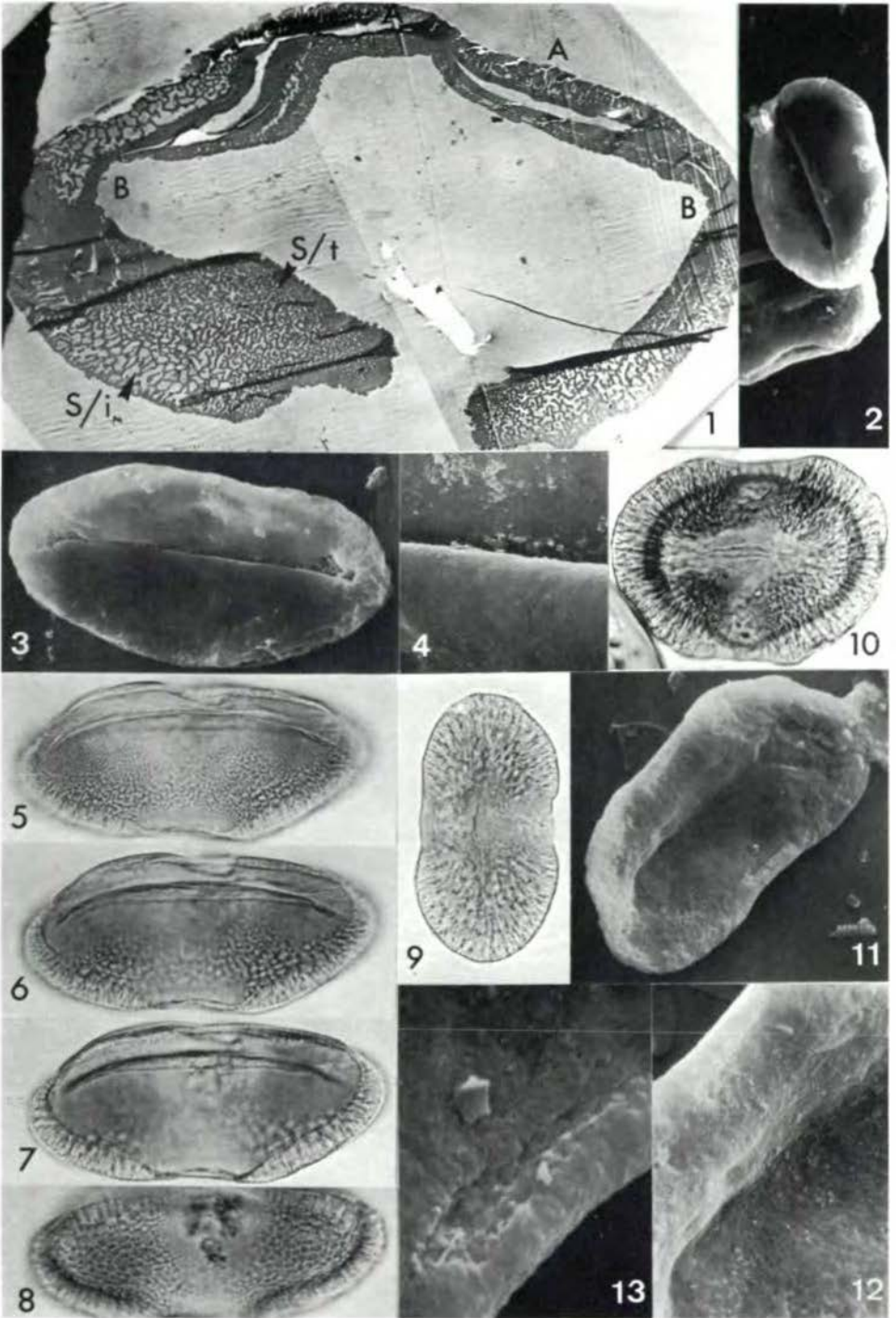




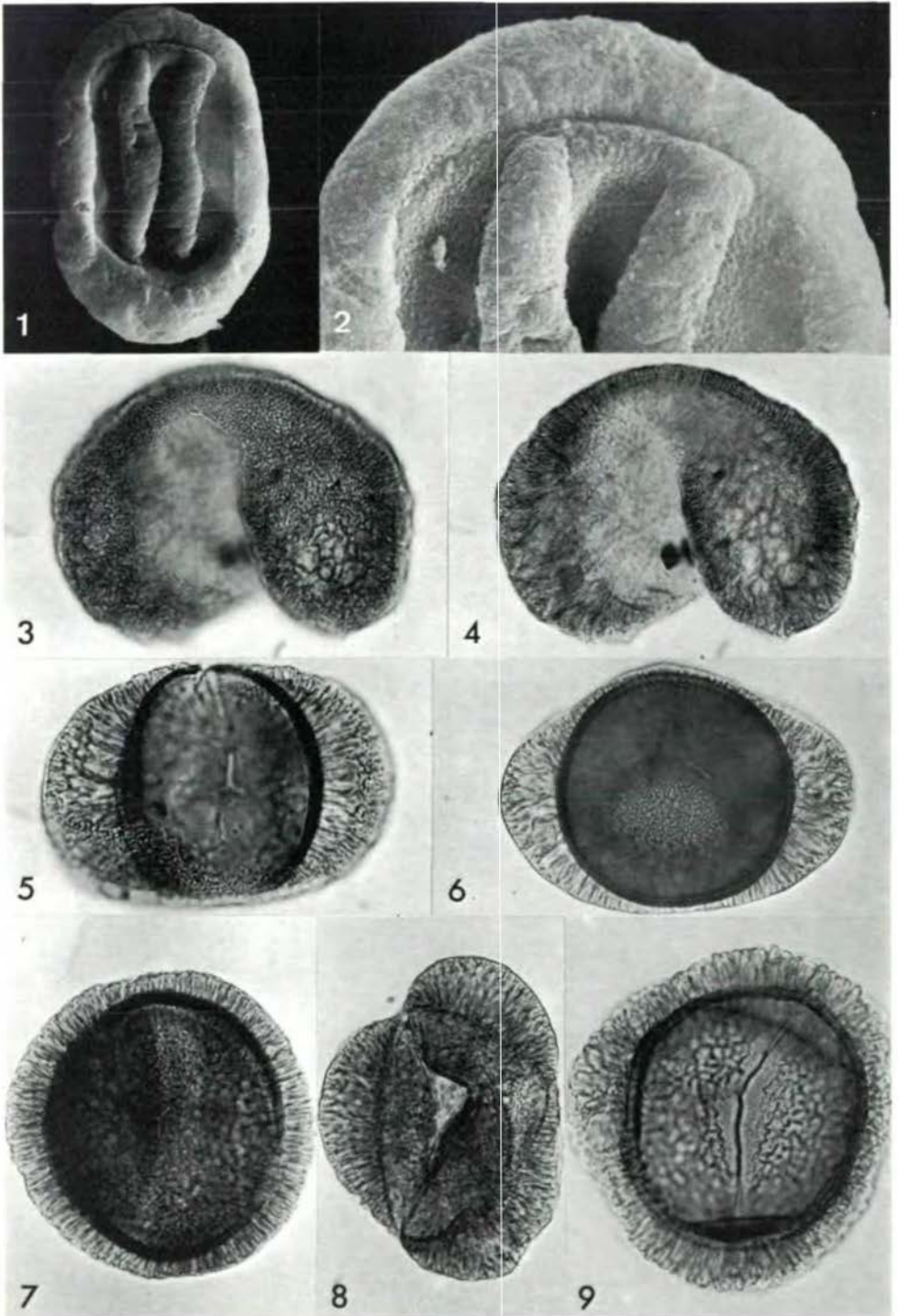
Tafel III



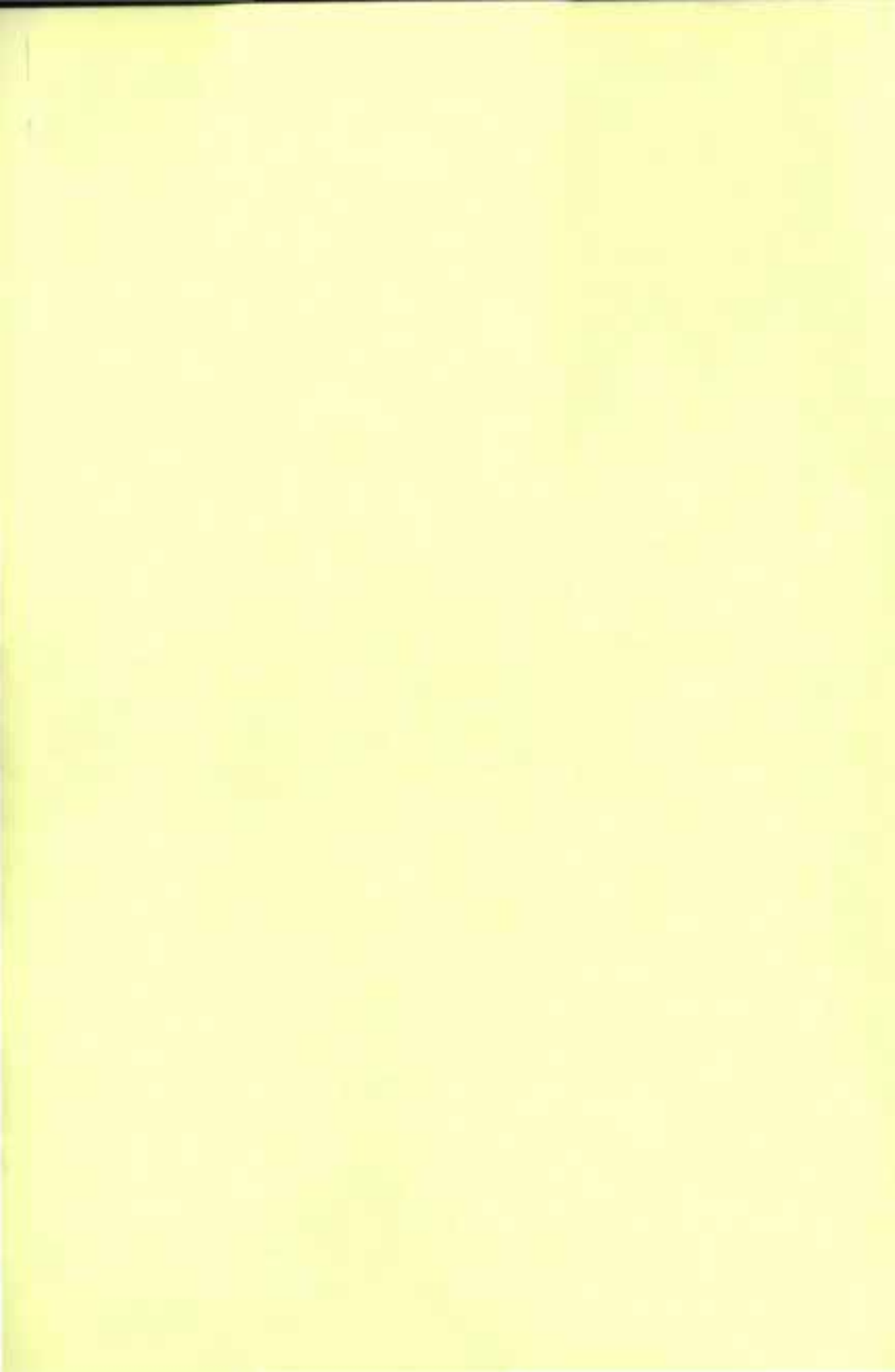
Tafel VI



Tafel V







## Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten<sup>†)</sup>

von E. Colins und W. Nachtmann<sup>++)</sup>

### Zusammenfassung

Die einzelnen Permotrias-Schichtglieder vom Permoskyth bis zum Nor sowie die kristalline und karbone Basis des Dobratsch werden näher beschrieben, wobei das Hauptgewicht auf die Mitteltrias gerichtet ist, aus der die Buntkalke mit den ihnen eingeschalteten Vulkaniten besonders hervorstechen und erstmals einer genaueren Untersuchung unterzogen werden.

Der Alpine Muschelkalk läßt sich in eine durch Anissporen belegte Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung und in den darüber folgenden laminierten Zwischendolomit mit ersten Vulkanitlagen unterteilen. Mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten erfahren die vom obersten Anis (Trinodosus-Zone) bis zur Ladin/Karngrenze (Langobard/Cordevol) reichenden Buntkalke eine sehr gute zeitliche Gliederung, die gemeinsam mit mikrofaziell-lithologischen Kriterien die Existenz einer Liegend- und einer mit dem Muschelkalk einsetzenden Hangendscholle bestätigt. Die Buntkalke der Liegendscholle sind grüne, rote und graue, fossil- und filamentreiche Mikrite bis Arenite mit stellenweisen Anklängen an die Hallstätter Fazies und haben in den tieferen Bereichen im allgemeinen zwei, wenige Meter bis Meterzehner mächtige Vulkanitlagen zwischengeschaltet, während die Hangendscholle durchwegs graue, den Reiflinger Kalken nicht unähnliche Kalke mit bis zu 14 verschiedenen und cm bis 1.5 m dicken, über das ganze Profil verteilten Tuffbändern aufweist.

Innerhalb des fast ausschließlich cordevolischen Wettersteinkalks werden Riff und Riffschutt sowie Lagune unterschieden, wobei echte Riffkerne aber selten sind.

Im Abschluß wird an Hand verschiedener Hinweise der Verlauf der Überschiebungslinie der Dobratschüberschiebung rekonstruiert.

---

<sup>†)</sup> Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich unterstützt.

<sup>++)</sup> Anschriften der Verfasser: Elmar Colins und Wolfgang Nachtmann, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4/II, 6020 Innsbruck

## Summary

The various permotriassic strata from Permoscythian to Norian, as well as the crystalline and carboniferous basis of the Dobratsch are more closely defined, main importance being attributes to the middle triassic part. Here the "Buntkalke" with inserted volcanic sediments are particularly striking and for the first time been studied in greater detail. The "Alpine Muschelkalk" can be subdivided into intermittent layers of clay-containing schists and dolomites, identified by Anisian spores and the above formation of laminated "Zwischendolomit" with first volcanic layers. Conodonts and Holothurian sclerites permit an excellent further subdivision of the "Buntkalke" reaching from late Anisian (Trinodosus-Zone) to late Ladinian/early Karnian (Langobardian/Cordevolian). This method combined with microfossil-lithological criteria, proves the existence of a lower unit and an upper one starting from the "Muschelkalk". The "Buntkalke" of the lower unit are green, red and grey, from micrites to arenites, rich in fossils and filaments, here and there resembling the "Hallstatt" facies. Two layers of volcanites, generally from a few to several 10 m thick, are intercalated in the lower regions. Those of the upper unit, on the other hand, consist exclusively of grey limestone similar to "Reiflinger Kalk" with up to 14 different tuffitic layers ranging from 1 cm up to 1.5 m and distributed throughout the whole profile. The almost exclusive Cordevolian "Wettersteinkalk" is divided into reef, reef-scrub and lagoon, but real reef-cores are fairly infrequently found. A reconstruction of the demarcation-line between upper and lower unit of the Dobratsch carried out on the basis of different indications terminates the study.

## Einleitung

Im Rahmen einer vom Geologischen Institut der Universität Innsbruck 1971 in Angriff genommenen Neuaufnahme der Gailtaler Alpen in Kärnten, welche auch eine mikrofazielle Bearbeitung der Mittel- und Obertrias miteinschließt, trat der nahezu allseits durch Störungen von seiner Umgebung abgesetzte Bergstock der Villacher Alpe als östlichster Teil der Gailtaler Alpen bald in den Mittelpunkt des Interesses, zumal bis heute erst drei, durchwegs mehr als 20 Jahre zurückliegende Arbeiten vorliegen, die sich mit ihrer Stratigraphie und Tektonik eingehender auseinandersetzen - und das, obwohl die Villacher Alpe zur unmittelbaren Nachbarschaft des Blei-Zink-Bergbaus Bleiberg-Kreuth zählt.

Den Anfang der geologischen Erforschung des Dobratschmassivs machte GEYER (1901), der im Zuge seiner Aufnahme der Gailtaler Alpen eine im großen und ganzen bis auf den heutigen Tag gültige Stratigraphie erstellt hat. 1950 stellte ANDEPLE vor allem Vergleiche zwischen der permotriadischen Schichtfolge des Dobratsch mit jener der umliegenden Gebirgszüge an, hat dabei aber auf Grund der falschen Deutung der Dobratschgipfelkalke als obertriadischer Dachsteinriffkalk einen Teil der darunter lagernden Gesteine entweder stratigraphisch falsch eingestuft oder tektonisch falsch zugeordnet, sodaß sowohl die Dobratschstratigraphie wie auch die angestellten Vergleiche ab dem Wettersteinniveau nur mit Vorbehalt berücksichtigt werden können. Eine besonders auf die Tektonik des Dobratsch sowie der nördlich und westlich anschließenden Gebiete ausgerichtete Arbeit legte SCHRIEL (1951) vor, allerdings treffen die im allgemeinen NW-SE quer über das Dobratschmassiv gezogenen Längsstörungen einesteils gar nicht und zum anderen Teil nicht in dem von SCHRIEL angenommenen Umfang zu.

Sowohl vor wie nach dem 2. Weltkrieg haben sich zahlreiche Autoren mit Spezialproblemen der Villacher Alpe beschäftigt, zumeist ausgehend von der Bleiberger Lagerstätte oder dem Karbon von Nötsch. Auf etliche dieser Arbeiten wird in den entsprechenden Kapiteln verwiesen.

In der vorliegenden Arbeit werden die Begriffe "Dobratsch" und "Villacher Alpe" entsprechend dem allgemeinen Sprachgebrauch als Synonyma verwendet.

Die Basis der permotriadischen Dobratschsedimente stellen das Gailtalkristallin und das Karbon von Nötsch dar, welche in variszischer Zeit eine gemeinsame Tektonik erfahren haben und über denen der Permoskyth-Sandstein transgressiv und mit beachtlicher Winkeldiskordanz einsetzt. Unser Hauptaugenmerk gilt der gegenüber den übrigen Gailtaler Alpen stark differierenden Faziesentwicklung in der Mitteltrias, die dank gut datierbarer Mikrofossilien aus einer Vielzahl neu aufgefundener Aufschlüsse zeitlich ausgezeichnet untergliedert werden kann. Auf Grund dieser Feinstratigraphie in Zusammenhang mit einer mikrofaziellen Bearbeitung des Alpinen Muschelkalks, der Buntkalke sowie des Wettersteinniveaus ist es möglich, die bislang nur unklar erkannte Zweiteilung des Dobratsch in eine Liegend-

und eine mit dem Muschelkalk beginnende Hangendscholle zu beweisen und die Überschiebungslinie in ihrer ganzen Länge zu verfolgen bzw. zu rekonstruieren.

Ziel dieser Arbeit ist es, dem Leser die einzelnen Schichtglieder der Dobratschtrias und ihres Untergrunds näher zu bringen sowie ihn mit der Dobratschüberschiebung vertraut zu machen.

## LAGE SKIZZE

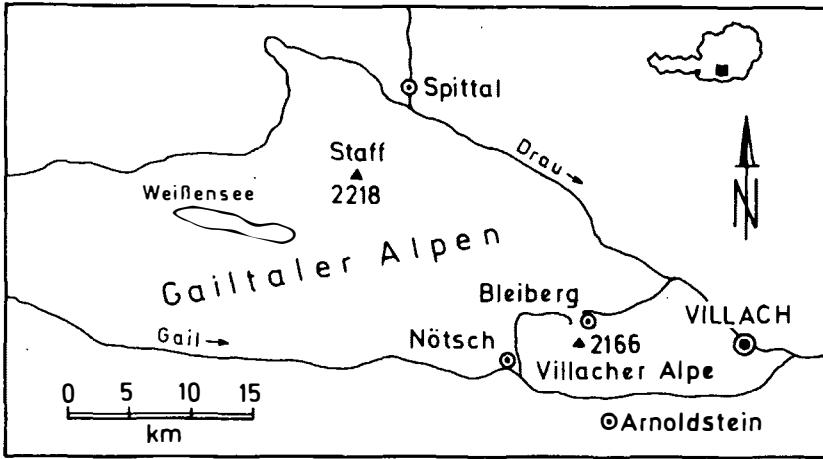


Abb:1

### A/ Stratigraphie:

#### I. Das Kristallin

Auf Grund mehrerer N-S gerichteter Staffelbrüche, an denen die Villacher Alpe von W nach E zum Klagenfurter Becken hin immer weiter abgesetzt wird, ist der kristalline Untergrund der permotriadischen Gesteinsfolge des Dobratsch lediglich im äußersten SW und W des Schloßbergs aufgeschlossen.

Etwa 150 m östlich vom Schloß Wasserleonburg einsetzend zieht ein bis höchstens 40 m über den Talboden hinaufreichender, ca. 1.5 km langer Streifen des Kristallins unter dem Schloß durch zum Nötschbach und entlang diesem bis in den Bereich der Kote 575. Bei dem hier vorliegenden Gestein handelt es sich um zumeist graue, am Nötschbach mehr bräunliche, teilweise bis

die dicke quarzitische Linsen führende Phyllite und phyllitische Glimmerschiefer, welche WNW-ESE streichen und i.a. steil nach S einfallen. Ein kleiner Aufschluß dieser Quarzphyllite befindet sich noch rund 180 m nördlich des Elektrizitätswerkes am Nötschbach in 620 m Höhe, wo die Diskordanz zwischen dem steil stehenden Kristallin und dem flach nach SE fallenden Permoskyth-Sandstein deutlich erkennbar ist. Möglicherweise liegt in diesem Quarzphyllit variszisch überprägtes Altpaläozoikum vor.

Neben den Quarzphylliten tritt uns weiteres Kristallin im SW von Hermsberg (Kote 871) auf einer Erstreckung von rund 250 m auf der linken Seite des Nötschbaches entgegen, das FRECH (1894: 156) noch als eruptiven Bestandteil des Karbons von Nötsch betrachtet hat, während FELSER (1936a: 182) es treffend als Granit-Amphibolit-Schiefergneisserie bezeichnete, darin aber das Liegende der seiner Meinung nach invers lagernden Karbonscholle erblickte. EXNER (in EXNER & SCHÖNLAUB, 1973: 358) hingegen schlägt die Bezeichnung "Nötscher Granitzug" vor. Wir haben es hierbei mit einem ebenfalls steil südfallenden Komplex von vorwiegend Amphiboliten zu tun, die stellenweise von schmalen Gneislagen unterbrochen werden, welche durch relativ geringen Feldspat- und hohen Hellglimmergehalt ausgezeichnet sind. Diese von FELSER auch als Altkristallin bezeichnete Gesteinsserie zeigt, obwohl zum Teil sehr massig, ein ausgeprägtes Schieferungsgefüge mit ortsweiser Meterfaltung, im Kleinbereich bis cm-Fältelung.

HERITSCH (1930) hat aus dieser Amphibolit-Schiefergneisserie einen Granitgang beschrieben, welchen er als alpidische Intrusion auffaßte. Eine genauere Bearbeitung durch FELSER (1963a) ergab, daß der Granit nur Linsen im umgebenden Gestein darstellt und daß beide, Granit und Begleitgesteine, dieselbe tektonische Geschichte haben, woraus FELSER für den Granit ein vorvariszisches Alter ableitete. Eine Neubearbeitung des Nötscher Granitzuges wurde 1973 von EXNER in Angriff genommen. Von dem ebenfalls steil südfallenden karbonen Konglomerathorizont ist diese kristalline Serie durch eine dünne Ruschelzone getrennt, hinter der sich wohl eine kräftigere Störung verbirgt. Nach S erfolgt in einem unscheinbaren, stark verwachsenen Gräblein der Wechsel zum Permoskyth-Sandstein. Es liegt nahe, daß wir es hier mit einer alpidischen Verstellung entlang des nach FRECH (1894: 154) als Karbon-Quarzphyllit-Grenze aufgefaßten und als variszisch angelegt gesehenen Bruchs von St. Georgen zu tun haben und nicht, wie das ANDERLE (1950) auf seiner Karte zeichnet, mit einer Transgression ähnlich jener über den Quarzphylliten, da hier ja Kristallin und Permoskyth nicht übereinander sondern nebeneinander zu liegen kommen.

## II Das Karbon

Der wohl am häufigsten bearbeitete Abschnitt der Gailtaler Alpen ist das vom Westfuß des Dobratsch rund 8 km nach W reichende und etwa 2.5 km breite Karbon von Nötsch, das sowohl im N wie im S eine tektonische Grenze aufweist und im E unter die permotriadische Folge des Dobratsch streicht, während die W-Grenze durch quartäre Überlagerungen verdeckt ist, nach KODSI & FLÜGEL

(1970, p. 9) aber wahrscheinlich auch tektonischer Natur sein dürfte. (Ein ausführliches Literaturverzeichnis findet sich bei KODSI & FLÜGEL, 1970).

KODSI & FLÜGEL (1970) haben aufbauend auf bis ins 19. Jh. reichenden Arbeiten und auf Grund ihrer eigenen Untersuchungen neben der von ihnen nicht weiter bearbeiteten Badstüb-Breccie drei lithofazielle Gruppen ausgeschieden - da in dem von uns aufgenommenen Gebiet nur die Nötschgraben-Gruppe vorkommt, wird diese in der Folge ausführlicher beschrieben als die Erlachgraben- und die Pölland-Gruppe.

Nötschgraben-Gruppe: wir haben es hier mit einer Folge von meist dunklen Tonschiefern mit Einschaltungen von Kalkmergel- und Mergellinsen zu tun, die mit steilem S-Fallen ± E-W streichen. Diese Sedimentfolge ist von der N-Seite des Lärchgrabens, durch den eine Störung zieht, bis in den Bereich der Brücke unmittelbar westlich von Punkt 871 entlang dem Nötschbach verfolgbar. Die eine reiche Fauna aufweisenden und z.T. schon seit langem bekannten Fossilfundpunkte befinden sich im Lärchgraben in rund 820 m Höhe unmittelbar nach dem ersten Gehöft, zwischen der zweiten und dritten Kehre des Güterweges nach Hermsberg sowie im Diabas-Hartsteinwerk Jakominbruch und unmittelbar südlich davon bei Punkt 721 an der Brücke (diesem Schieferzug gehört auch der Fundpunkt "Oberhöher" = Fischer-Hube an). Die hier gefundenen Brachiopoden, Anthozoen, Echinodermaten, Trilobiten, Lamellibranchiaten, Gtropoden, Bryozoen, Cephalopoden und Foraminiferen sowie Algen (KODSI & FLÜGEL, 1970: 10) und Zoo-phycusspuren (KODSI & FLÜGEL, 1970, p. 11 und TESSENSOHN, 1972: 145) erlauben eine Einstufung in das Tournais bis Visé. SCHÖNLAUB (in EXNER & SCHÖNLAUB, 1973) konnte den rund 200 m mächtigen Grüngesteinszug der Badstüb-Breccie, der durch einen fossilreichen Schieferkeil von 11 m Mächtigkeit zweigeteilt wird, als konkordante, sedimentäre Überlagerung der als "unterer Schiefer" bezeichneten fossilführenden Folge am Güterweg nach Hermsberg erkennen. Bei dieser Badstüb-Breccie handelt es sich um ein Gestein aus eckigen Amphibolit-, Marmor-, Quarzit-, Granit-, Gneis- und Glimmerschiefertrümmern in einer grünen, zähen Matrix, die stellenweise auch allein gesteinsbildend ist. Bezüglich der Entstehung dieses Grüngesteins gehen die Meinungen weit auseinander: FRECH (1894: 156) spricht von einer "grünlichen Grauwacke, im Aussehen manchen Eruptivgesteinen ähnlich", während FELSER (1936b: 307) einen submarinen Rücken als Lieferanten für die Breccie in Erwägung zieht. KIESLINGER (1956: 52) sieht das ganze als "eine Masse, die im wesentlichen durch eine vulkanische Zersprengung und Zerstäubung älterer Gesteine entstanden ist, die dann in einem Tuffit (Kristalltuff + Gesteinszerreißel) eingebettet wurden". Dieser Ansicht schließt sich SCHÖNLAUB (in EXNER & SCHÖNLAUB, 1973: 363) im großen und ganzen an, wenn er schreibt: "die Hauptmasse bildet ein dichtes, stumpf grünes, sehr hartes und zähes Gestein, das makroskopisch nicht von einem Diabas oder Diabastuff zu unterscheiden ist".

Auf die die Badstüb-Breccie überlagernden rund 250 m mächtigen "Oberen Schiefer" folgt ein schmaler Zug von Sandsteinen, die in dicht gepackte Konglomerate von Kristallingeröllen übergehen

und von KODSI & FLÜGEL (1970: 9) als wahrscheinliches Äquivalent der Erlachgraben-Gruppe angesehen werden. Diese Konglomerate werden von der annähernd gleich streichenden Granit-Amphibolit-Schiefergneis-Serie des Kristallins durch eine Störung getrennt.

Die Erlachgraben-Gruppe tritt im Bereich des Erlachgrabens und seiner nördlichen Seitengraben mit schlecht aufgeschlossenen Tonschiefern in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Konglomeraten und einer maximalen Mächtigkeit von 100 m auf. In den Schiefern hat PIA (1924) Pflanzenreste gefunden, welche eine Einstufung ins Namur ermöglichten.

Zur Pölland-Gruppe werden die westlichen Teile des Karbons von Nötsch gezählt, welche einen raschen Wechsel von tonigen Schiefern, Sandsteinen und Fein- bis Grobkonglomeraten zeigen, wobei die Sandsteine z.T. gradiert sind. Vereinzelt Funde von Pflanzenhälsen und Spurenschichten haben keine zeitliche Zuordnung erlaubt.

### III Der Permoskyth-Sandstein

Unter diesem Begriff werden die von den früheren Bearbeitern GEYER (1901) und ANDERLE (1950) als "Grödener Sandstein" bezeichneten Sedimente verstanden. Da diese aber "bezüglich des Sedimenttyps als auch bezüglich des Gesamtalters keinesfalls mit den Grödenern der Südalpen vergleichbar sind" (MOSTLER, 1972: 148), wird der von RIEHL-HERWISCH (1965: 250) vorgeschlagene Terminus "Permoskyth-Sandstein" übernommen.

Mit dem Permoskyth-Sandstein setzt eine bis zum Hauptdolomit reichende kontinuierliche Sedimentationsfolge ein.

Aufgebaut wird der Permoskyth-Sandstein aus grob gebankten bis massig wirkenden, dann wieder cm bis dm geschichteten Lagen roter Sandsteine bis Tonschiefer, welche durch gröber klastische Partien unterbrochen werden.

Die besten Aufschlußverhältnisse liegen auf der SW-Seite des Schloßbergs zwischen 590 und 880 m vor, wo man am Nötschbach in 620 m die Transgression des mit 30°-35° nach SE einfallenden Permoskyth-Sandsteins über den steil südfallenden (60°) Phylliten des kristallinen Untergrunds knapp oberhalb des Bachniveaus auf etwa 40 m Erstreckung beobachten kann. Nach N hin wird das Permoskyth durch die dem Plateau von Hermsberg auflagernde Moräne verdeckt, sodaß erst am Lerchbach am W-Hang des Kilzerbergs die roten Sandsteine mit nach NE gerichtetem Einfallen wieder angetroffen werden. Sie reichen bis unmittelbar nördlich des Mundlochs des Leopold-Erbstollens, unweit der Mündung des Erlachgrabens in das Bleiberger Tal, um auf der N-Seite des Dobratsch nicht wieder an die Oberfläche zu treten. Auf der S-Seite ist das Permoskyth im Wald östlich von Schloß Wasserleoburg und zwischen Förk und dem Tumphi Wald mit flachem Ostfallen bis maximal 700 m Höhe anzutreffen. Auf der Höhe des Brunnens unterhalb des Tumphi Waldes werden die roten Sandsteine von Bergsturzmaterial und Gailschottern überlagert, um erst wieder rund 1 km östlich vom Buchriegel mit etwa 150 m Mächtigkeit



keit aus dem Schutt hervorzutreten. Mit großen Unterbrechungen findet sich dann der Permoskyth-Sandstein noch bis in den Raum von Oberschütt, wo allerdings nur mehr 20 m aufgeschlossen sind. Die Gesamtmächtigkeit der Permoskyth-Sandsteinfolge umfaßt am Dobratsch ca. 200 m.

Da nach RIEHL-HERWISCH (1965: 255) die sauren Vulkanite die Unterrotliegendgrenze nicht überschreiten, wir aber bereits an der Basis des Permoskyth-Sandsteins Gerölle von Quarzporphyr vorfinden, setzt die Transgression - wahrscheinlich als Folge der saalischen Phase - im Mittel- bis Oberperm ein.

Übersichtsprofil, aufgenommen an der W-Seite des Schloßbergs: die Basis besteht aus grob gebankten bis massigen Sandsteinen mit Aufarbeitungen des phyllitischen Untergrunds, weißen und dunklen Quarziten, Quarzporphyr sowie dunklen Sandsteinen als Hauptkomponenten, welche i.a. 1 bis 5 cm, vereinzelt bis 15 cm groß werden und kaum bis ausgezeichnet gerundet sind. Nach wenigen Metern folgen deutlich dm-gebankte, feine Sandsteine mit zwischengelagerten Grobschüttungen, die häufig gradiert und bis zu einem halben Meter mächtig sind.

Im Bereich der Einmündung des von Hermsberg herabführenden, tief eingeschnittenen Grabens in den Nötschbach steht lokal ein 5 bis 8 m mächtiges Konglomerat mit vorwiegend Quarziten bis 25 cm  $\phi$  an. Die Gerölle sind hier durchwegs sehr gut gerundet, wobei die ellipsoidisch geformten die kugeligen um ein Vielfaches übertreffen, sodaß es sich wohl um fluviatile Bildungen handeln dürfte.

Ansonsten bleibt der feine Sandstein mit gelegentlichen, oft im Aufschlußbereich auskeilenden Grobschüttungen erhalten. In den höheren Bereichen wird das angelieferte Material z.T. feiner, sodaß regelrechte rote Tonschiefer vorliegen, die von dm dicken, hervorwitternden Sandsteinlagen unterbrochen werden. Den obersten Abschnitt des Permoskyths bilden i.a. glimmerreicher werdende, feine Sandsteine, die allmählich zu den Werfener Schichten überleiten; stellenweise sind aber bis zur Obergrenze bis cm große Quarzitgerölle zu finden.

#### IV Die Werfener Schichten

Ähnlich der Ausbildung des Permoskyth-Sandsteins ist auch die der Werfener Schichten am Dobratsch mit jener im gesamten Drauzug von den Lienzer Dolomiten bis in die Nordkarawanken gut zu parallelisieren (SCHLAGER, 1963; RIEHL-HERWISCH, 1965; WARCH, 1973; BAUER, 1973), denn hier wie dort ist die Grenze Permoskyth/ Werfener Schichten paläontologisch nicht belegt, sondern wird nur auf Grund lithologischer Kriterien in den höchsten Partien der roten Konglomerat-Sandstein-Serie angenommen.

Die rund 100 m mächtige Abfolge der Werfener Schichten umfaßt gut 5 bis 20 cm gebankte, bunte und zumeist mürbe Sandsteine sowie graue und fallweise auch bunte Tonschiefer mit Sandstein- und gegen das Hangende hin dolomitisch-mergeligen Einschaltungen, die vereinzelt rauhwackoid sind, sodaß hiemit auch Hinweise auf vormaliges Vorhandensein von Gips vorliegen. Regelrechte Gipslagen, wie sie SEELMEIER (1962: 251) vom Langenberg-Tunnel

im südlichen Lavanttal und SCHENK (1967: 104) von Kötschach beschreiben, sind in den Werfener Schichten der Villacher Alpe nirgends bekannt. Allerdings finden sich in den höheren, bereits ins Anis überleitenden Tonschiefern im Leopold-Erbstollen im NW des Kilzerbergs massenhaft Gipskristalle, welche saline Sedimentationsbedingungen andeuten.

Im Gegensatz zum Permoskyth-Sandstein finden sich in den sandigen Lagen der Werfener Schichten wiederholt Fossilien, die allerdings nur mehr als Steinkerne vorliegen und schwer zuordenbar sind. Auf die von GEYER (1901: 354) beschriebenen *Myophoria*- und *Myacites*-Arten stößt man am Dobratsch immer wieder neben zahlreichen Spurenfossilien.

Auf Grund reicher und gut datierter Ammoniten- und Bivalvenfaunen aus lithologisch sehr ähnlichen Werfener Schichten vom Ulrichsberg nördlich Klagenfurt (ZAPFE, 1958) und von den St. Pauler Bergen in Ostkärnten (CHAIR & THIEDIG, 1973) können die vom Dobratsch guten Gewissens ins höhere Skyth (Campil) gestellt werden, sodaß der Hangendabschnitt des Permoskyth-Sandsteins bis ins tiefere Skyth (Seis) reicht (MOSTLER, 1972: 147).

Bedingt durch die innige Verbundenheit der Werfener Schichten mit dem Permoskyth-Sandstein treten diese zwei Gesteinsserien am Dobratsch durchwegs miteinander auf, wobei die besten Aufschlüsse der Werfener Schichten am SW-Hang des Kilzerbergs von ca. 100 m oberhalb der Siedlung Lerchbach bis in den Nötschgraben etwa auf der Höhe des Punktes 828 vorliegen, weiters entlang der West- und Südwestflanke des Schloßberges, wo die Werfener Schichten im Bereich Hermsberg mit rund 1020 m Höhe am weitesten hinaufreichen. Zwischen Schloß Wasserleonburg und der Rupa konnten lediglich in einem kümmerlichen Hohlwegaufschluß einige bunte, sandige Lagen ausgemacht werden, während östlich der Rupa im Tumphi Wald bis zu den Bösen Gräben im Waldboden immer wieder mehr oder weniger gute Aufschlüsse vorliegen. Östlich der Bösen Gräben bis hin nach Oberschütt sind die Werfener Aufschlüsse an jene des Permoskyth-Sandsteins gebunden, im Gegensatz zu diesem werden die der Werfener Schichten gegen E jedoch besser. In diesem östlichen Bereich der Villacher Alpe wird die Grenze zum anisischen Dolomit des öfteren auch durch Quellhorizonte gekennzeichnet.

Das nachstehende Übersichtsprofil wurde in dem unmittelbar nördlich des ehemaligen Kalkofens (Tumphi Wald) befindlichen Graben aufgenommen:

Indem daß die bunten Sandsteine der Werfener Schichten nicht mehr zu dem fast durchwegs roten Permoskyth-Sandstein gezählt werden, liegt die Grenze zu diesem wahrscheinlich noch in den bereits sehr feinen und immer glimmerreicher werdenden roten Sandsteinen, die kaum bis deutlich dm-gebankt sind und vor allem in den obersten Metern häufig von mm-mächtigen, roten und grünen sowie glimmerreichen Tonschieferlagen durchzogen werden. Der Farbumschlag der Sandsteine von rot zu grün erfolgt dann sehr abrupt. Hier sind die Sandsteinlagen bis dm-mächtig, hellbraun gefärbt und stellenweise durch mm dicke, grüne, tonreiche Lagen getrennt, welche z.T. starke Durchwühlung bzw. zahlreiche Spuren

aufweisen. In den etwas höherne Bereichen dieser Folge gehen die tonigen Partien zurück, dafür ist hier ein Maximum an Glimmer zu verzeichnen - in diesen Lagen finden sich auch die meisten Fossilsteinkerne.

Vereinzelt sitzen in diesen braunen, bisweilen mehr grauen Sandsteinen bis zu cm große Tongallen.

Je nach Verwitterungsgrad kann die Farbe der Sandsteine in blasses Rot oder auch intensives Gelb bis Orange umschlagen. Über dieser rund 40 m mächtigen bunten Serie folgen etwa 15 m dunkelgraue, glimmerarme bis -freie Tonschiefer, die von einzelnen, bis 5 cm dicken braunen Sandsteinlagen durchzogen werden. Die Tonschiefer werden von 5 m dunkelgrauen, sehr glimmerreichen feinen Sandsteinen abgelöst, über denen 1.5 m dunkelgraue dolomitische Mergel mit zahllosen mm bis dm großen, meist ovalen Hohlräumen folgen (? ehemals Gips). Die nächsten 5 m umfassen die gleichen dunkelgrauen Mergel, jetzt aber ohne den Rauh-wackencharakter, dafür aber mit einem beträchtlichen Gehalt an terrigenem Material. Zwischen den rund dm dicken Bänken sind bisweilen mm-Lagen der fast glimmerfreien Tonschiefer, welche in einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m auf die sandigen Mergel folgen. Auch diese Tonschiefer weisen cm dicke braune Sandsteine mit einzelnen grauen oder grünen Tongallen auf. Den Abschluß bzw. den Übergang der Werfener Schichten zum Alpenen Muschelkalk bilden cm-gebankte, mittelgraue Dolomite.

Entsprechend den Aufschlüssen im Leopold-Erbstollen und den hydrologischen Beobachtungen KÄHLERS (1968) darf für die höheren Tonschieferabschnitte im gesamten Bereich der Villacher Alpe ein - wenn auch geringer - Gipsgehalt als sicher angenommen werden.

Typisch für die Werfener Schichten ist auch die häufig feststellbare intensive Verfäلتelung innerhalb des Schichtverbandes, was zu scheinbaren Mächtigkeitsunterschieden führt.

Da die Werfener Schichten gegenüber Verwitterungseinflüssen wenig widerstandsfähig sind, werden sie oft von der Vegetation vollkommen überwachsen. Am Dobratsch kommt noch hinzu, daß die Werfener Schichten zumeist in einem Gebiet durchstreichen, das von viel Hangschutt- und Bergsturzmaterial bedeckt ist, sodaß die Aufschlußverhältnisse im allgemeinen schlecht sind.

Der Übergang von den Werfener Schichten zum Alpenen Muschelkalk ist nur im Leopold-Erbstollen mit dem Auftreten der ersten reinen Dolomitlagen innerhalb der Tonschiefer aufgeschlossen, obertags ist diese Grenze nirgends zu sehen.

## V Der Alpine Muschelkalk

Die Sedimentationsfolge zwischen den Werfener Schichten und dem Wettersteinniveau ist am Dobratsch durch das häufige Auftreten von z.T. gipsführenden Tonschiefern in Wechsellagerung mit Dolomiten, welche gegen das Hangende hin allein gesteinsbildend werden, gekennzeichnet.

Während die dem höheren Anis zugezählten Dolomite an der West- und Südseite des Dobratschmassivs mit 150 bis 180 m Mächtigkeit durchwegs gut aufgeschlossen sind, können die stratigraphisch

und morphologisch tiefer liegenden Tonschieferpartien lediglich an zwei - nicht dem gleichen tektonischen Stockwerk angehörenden - Stellen eingesehen werden: 1) im NE des Kilzerbergs entlang dem Nötschbach von etwa 100 m östlich Punkt 828 bis auf die Höhe des Postamtes Kreuth sowie in dem parallel dazu verlaufenden Leopold-Erbstollen und 2) oberhalb 1580 m in der Rupa = in der Riese unmittelbar östlich der Semmler Alm. Die Ursachen für die spärlichen Aufschlüsse der Tonschiefer liegen einmal in der üppigen Vegetation am Fuße der Villacher Alpe gerade im Bereich der weichen Basisschichten (Werfener Schichten, untere Anis), zum anderen in der Tatsache, daß diese Lagen tektonischen Bewegungen zum Opfer gefallen sind. Die einzige Stelle, an der ein einigermaßen gültiges Profil aufgenommen werden kann, ist die Riese östlich der Semmler Alm - allerdings mit der Einschränkung, daß die anisische Schichtfolge im Liegenden hier auf Grund der Dobratschüberschiebung amputiert ist. Die Aufschlüsse in dem fast zur Hälfte vermauerten Leopold-Stollen gestatten den Einblick in den Übergang von den Werfener Schichten in die anisischen Tonschiefer sowie ein besseres Studium der Sedimente im allgemeinen, da hier die Verwitterungseinflüsse weitgehend fehlen. Wegen der überaus starken Verfaltung und Verfäلتelung v.a. der Tonschiefer, läßt sich hier ein der stratigraphischen Abfolge entsprechendes Profil nur mit Vorbehalt aufnehmen.

Idealprofil: Gesamtmächtigkeit ca. 300-350 m

Die lithologische Grenze zwischen den Werfener Schichten und der anisischen Gesteinsserie wurde dort angenommen, wo in den sandigen und z.T. Gipskriställchen-führenden, zumeist dunkelgrauen, selten rötlichen Tonschiefern die ersten Einschaltungen von Dolomitlagen feststellbar sind. Aus einer wenige m oberhalb dieser Grenze entnommenen Probe grauer, karbonathaltiger Tonschiefer konnte W. KLAUS (Wien) eine relativ reiche Sporengesellschaft gewinnen, zu der er bemerkte: "die Probe weist eindeutig auf Anis, entspricht etwa dem Deutschen oder Holländischen Muschelkalk". In der Folge tritt uns eine vom cm-bis in den m-Bereich gehende Wechsellagerung von Tonschiefern mit dunkelgrauen Dolomit-, selten Kalkbänken entgegen, wobei den Tonschiefern zumeist ein nicht übersehbarer Karbonatgehalt und den Karbonatlagen häufig ein wechselnder Gehalt an terrigenem Material wie Quarz, Glimmer und Pflanzenhäcksel eigen ist.

Diese Serie wird von einigen Meterzählern stark verfäلتelter grauer und roter Tonschiefer abgelöst, welche bis 5 cm dicke, stellenweise gehäuft auftretende, rosa Gipslagenenthalten und mehrfach bis einige dm mächtige Sandsteinbänke eingeschaltet haben, die durch z.T. sehr gut gerundete Quarzkörner in karbonatischem Bindemittel gekennzeichnet sind. Desgleichen weist diese Tonschieferfolge dünne Dolomit- und Mergellagen auf. Auch aus diesem Tonschieferbereich konnte W. KLAUS etliche, allerdings weniger gut erhaltene Sporen gewinnen, welche anisisches Alter anzeigen.

Über diesen mächtigen Tonschiefern folgen mehrere m der schon zuvor beschriebenen Tonschiefer-Karbonat-Wechsellagerung, ehe die Tonschiefer ganz verschwinden, um dunkelgrauen, z.T.

bituminösen Dolomiten und seltener Kalken in cm- bis dm-Bankung Platz zu machen, welche gegen das Hangende hin heller werden und allmählich immer deutlichere Laminierung mit LF-Gefügen zeigen. Bereits in den höchsten Abschnitten dieser Dolomittfolge treten die ersten der mitteltriadischen Vulkanite auf, welche erstmals von PILGER & SCHÖNENBERG (1958) beschrieben worden sind.

Die meisten Karbonatlagen werden mehr oder weniger stark von kreuz und quer ziehenden weißen oder rosa Calcitadern durchschlagen, sodaß besonders bei den dunkleren Dolomiten rein äußerlich eine Ähnlichkeit zu den Gutensteiner Kalken entsteht.

Heute sind diese Gipse lediglich im Stollen zu sehen, während GEYER noch auf seiner Manuskriptkarte des Blattes Tarvis (siehe KAHLER, 1968: 90) auf der Westseite der Villacher Alpe einen geschlossenen Gipshorizont gezeichnet hat, der mehrere Obertagaufschlüsse vermuten läßt.

Auf Grund des Sulfatgehaltes der auf der Südseite des Dobratsch austretenden Wässer hat KAHLER (1968: 92) bemerkt: "Von Nötsch bis Oberschütt kann also das Durchstreichen der Gipszone über der Talsohle am Südhang der Villacher Alpe angenommen werden" - eine Feststellung, die mit den geologischen Gegebenheiten durchaus konform geht, da die oberen, bereits etwas gipshältigen Werfener Schichten und die anisischen Tonschiefer entlang der Südseite des Dobratsch bis in den Raum der Schütt zum Bergsockel gehören.

Die Gesteine des Alpenen Muschelkalks treten wie folgt auf:

- 1) an der NW- und SW-Seite des Kilzerbergs; dabei liegt die Mächtigkeit auf der SW-Seite wesentlich unter dem Durchschnitt, die Tonschiefer scheinen hier zu fehlen, während gerade diese auf der NW-Seite besonders gut ausgebildet sind.
- 2) auf der Nordseite des Schloßbergs im Lärchgraben einsetzend, um den ganzen Schloßberg herum und auf der Südseite des Dobratsch bis in den Bereich von Unterschütt. Östlich von Arnoldstein scheinen die Tonschiefer allerdings stark reduziert zu sein oder ganz zu fehlen, während die Dolomite zumeist in einer dunkelgrauen und häufig bituminösen Ausbildung vorliegen und nur mehr rund 80 m mächtig sind.
- 3) als Begleithorizont der Dobratschüberschiebung auf der Südseite des Dobratsch bis in die Gipfelhöhe des Kilzerbergs. Die Tonschiefer sind nur im Raum der Semmler Alm erhalten.
- 4) ein gegenüber den bisherigen Vorkommen lithologisch etwas unterschiedlicher Muschelkalk ist im Süden und Südosten der Graschlitzen unmittelbar nördlich der Bundesstraße 17 aufgeschlossen: hier sind dunkelgraue, deutlich geflaserte Kalke, stark mergelige, in der Anwitterung Komponenten aufweisende und z.T. rauhwackoid-brecciös wirkende Kalke sowie dm-gebankte dunkle Kalke zu unterscheiden. Außer einigen makroskopischen Schalenresten konnten weder im Säurerückstand noch im Dünn-schliff ansprechbare Fossilien gefunden werden.

Die von W. KLAUS freundlicherweise aus den Tonschiefern bestimmte Sporenflora umfaßt folgende Arten:

*Verrucosisporites pseudomorulae* VISSCHER  
*Verrucosisporites reinhardtii* VISSCHER  
*Verrucosisporites morulae* KLAUS  
*Guttatisporites guttatus* VISSCHER  
*Kraeuselisporites hoofdijkensis* VISSCHER  
*Convolutispora* cf. *mellita* HOFFMEISTER, STAPLIN & MALLOY  
*Triadispora minima* KLAUS  
*Triadispora epigona* KLAUS  
*Triadispora crassa* KLAUS  
*Microcachyidites sittleri* KLAUS  
*Dacrycarpites europaeus* MÄDLER  
*Sahnisporites thuringensis* SCHULZ  
*Illinites chitonoides* KLAUS  
*Angustisulcites klausii* FREUDENTHAL  
*Stellapollenites talchiriensis* LELE  
*Colpectopollis ellipsoideus* VISSCHER  
*Alisporites grauvogeli* KLAUS  
*Taeniaesporites krauseli* LESCHIK  
*Voltziaceaesporites heteromorpha* KLAUS  
*Protodiploxypinus decus* SCHEURING  
*Verihachium* sp.

Was nun den Vergleich des Alpenen Muschelkalks am Dobratsch mit jenem der übrigen Gailtaler Alpen anlangt, so ergeben sich lediglich im Hangenden unmittelbare lithologische und zeitliche Parallelen, da die laminierten Dolomite des Dobratsch wohl als Äquivalent des Zwischendolomits nach van BEMMELEN (1957 und 1961) angesehen werden dürfen, der - genauso wie die Dobratschdolomite - auf Grund der Überlagernden und der Trinodosus-Zone zugerechneten Beckenkalke ins Oberanis gestellt wird (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 53).

Die Bereiche unterhalb des Zwischendolomits lassen wegen der lithologischen Unterschiede und wegen des Fehlens vergleichbarer Fossilien vorerst keine Parallelisierung zu.

## VI Die Mitteltriadischen Buntkalke und Vulkanite

Die Aufschlüsse dieses nur auf der Dobratschsüd- und -südwestseite vorkommenden, rote, grüne und graue Kalke umfassenden Abschnittes sind in der Liegendscholle im allgemeinen auf die steilen Gräben beschränkt und finden sich nur seltener auch außerhalb dieser (z.B. 200 m westlich der Rupa), während in der Hangendscholle vor allem östlich der Bösen Gräben bis hin zur Roßstratten die hier nur mehr grauen Kalke relativ häufig aufscheinen. Sie stehen immer in engem Kontakt zu den mitteltriadischen Vulkaniten.

### 1) Liegendscholle:

Der Übergang von den Laminiten des Zwischendolomits zu den allein schon auf Grund ihrer Fossilführung ins Becken zu stehenden Kalken erfolgt innerhalb weniger dm, wobei anfangs die hellgraue Farbe beibehalten wird. Es handelt sich um 10-20 cm-gebante, auf den Bankoberflächen häufig wellig bis leicht

knollie Kalke, die grau, grün und rot ausgebildet sind und im Dünnschliff zwei nebeneinander auftretende Sedimenttypen aufweisen: Bioarenite und Biomikrite.

- a) die Arenite setzen sich aus Biogenen, aufgearbeitetem Sedimentmaterial sowie Tuffkomponenten zusammen, wobei eine primär eventuell vorhanden gewesene Matrix ausgewaschen worden ist - dafür und gegen eine regelrechte Arenitschüttung spricht das Vorliegen von noch zweiklappig erhaltenen Ostracoden, während eine Umlagerung der Komponenten aus der Existenz kleiner gewölbter Schalenstücke gelesen werden kann, deren Wölbung von mikritischem Sediment noch erfüllt ist, d.h. die Komponenten waren vor ihrer Umlagerung in einer bereits leicht verfestigten mikritischen Matrix eingebettet.

Die Grenze von den durch Spatit zusammengehaltenen Areniten zu den Mikriten kann durch Stylolithen überprägt sein oder aber auch gleitend erfolgen, wobei die unterschiedlichen Sedimenttypen bisweilen sogar fingerförmig ineinandergreifen.

- b) die Mikrite sind im allgemeinen stark von Filamenten durchsetzt, welche keine besondere Einregelung erkennen lassen. An Fossilien kommen noch Foraminiferen, (?) Algenkugeln, Echinodermenreste (vor allem Echinidenstacheln), Ostracoden, Kleingastropoden und Ammoniten vor sowie kreisrunde, dunkle Flecken, die als Ammoniten gedeutet werden; Wühlspuren sind seltener.

In wenigen Fällen ist eine leichte Verkieselung einzelner bis cm großer Abschnitte zu beobachten, wobei der Übergang zur nichtverkieselten Umgebung zumeist allmählich erfolgt.

Im Bereich der Rupa nordöstlich von Nötsch sowie rund 200 m westlich davon wurden zwei Profile aufgenommen, die neben anderen eine reiche Conodontenfauna erbracht haben, mit deren Hilfe eine sehr gute zeitliche Einstufung nicht nur der Kalke selbst, sondern auch der zwischengeschalteten und unterlagernden Vulkanite möglich ist.

Da es sich beim Rupa-Profil um das vollständigste in der Liegendscholle aufgefundene handelt, seien die Beckenkalke an Hand dieses Profils näher beschrieben (vgl. auch PILGER & SCHÖNENBERG, 1958):

Unmittelbar auf den Zwischendolomit folgen dm-gebankte, leicht knollige, anfangs etwas dolomitische, graue, ammoniten- und conodontenführende Kalke, die rund 1 m mächtig sind, um dann von 80 cm stark pyrithältigen grünen Kalken abgelöst zu werden, welche ihrerseits von 1.5 m roten und ammonitenreichen Kalken überlagert werden. Während die grünen Kalke nur aus dem bereits beschriebenen Bioarenit aufgebaut werden, findet man in den roten Bänken auch mikritische Partien. Beiden Kalkabschnitten gemeinsam ist die individuenreiche Conodonten- und Foraminiferenfauna, wobei den Conodonten das Hauptgewicht bei der zeitlichen Einstufung der Gesteine zukommt, da die Ammoniten durchwegs unbestimmbar sind und andere stratigraphisch verwertbare Biogene nicht angetroffen wurden. Die Anis-Ladinsgrenze ist somit über der höchsten grünen Bank zu ziehen, da

das von KOZUR & MOSTLER (1972: 790) als für die Grenzziehung zwischen Trinodosus-Zone s.l. (Oberanis) und Avisianus-Zone (Unterladin) geforderte Einsetzen von *Gladigondoleila tethydis* in der ersten Rotkalkbank gegeben ist. Weitere Fossilien dieser Kalke sind Echinodermenreste und Ostracoden sowie aus der Schlammfraktion gewonnene Gastropodensteinkerne, Lamellibranchiaten, (?) Algenkügelchen und Fischzähnnchen. Ein wechselnder Gehalt an tuffogenen Komponenten bis mm-Größe ist nicht nur den grünen und roten, sondern auch den folgenden 5.5 m grauen Kalken eigen, welche von einer gut 100-120 m mächtigen vulkanischen Folge überlagert werden.

Rund 2 m unterhalb der Hangendgrenze der Tuffe ist diesen eine 15 cm dicke Bank von Rotkalk eingeschaltet, die in ihrer Ausbildung und Fossilführung den die Tuffe überlagernden Rotkalken entspricht. Im Gegensatz zu den Rotkalken unterhalb der mächtigen Vulkanitfolge sind diese jetzt vorwiegend mikritisch und weisen nur wenige arenitische Partien auf. Hinzu kommt jetzt auch der unterschiedliche, aber fast immer vorhandene Fe-Mn-Hydroxidgehalt, der sich nicht nur auf die welligen Bankflächen beschränkt, sondern auch bankintern diffus verteilt oder entlang Stylolithen und Klüftchen angereichert aufscheint. Zu diesen Fe-Mn-Anreicherungen treten noch - allerdings geringfügige - Subsolutionserscheinungen, indem einige Sedimentkomponenten Anbohrungen zeigen, sodaß gemeinsam mit dem Auftreten von Ammoniten, Filamenten (? pseudoplanktische Lamellibranchiaten), Conodonten, Foraminiferen, Echinodermen und Radiolarien Bedingungen gegeben sind, die sehr an die von MOSTLER & PARWIN (1973: 27) an die Hallstätter Fazies gestellten erinnern. Diese Rotkalke haben eine Mächtigkeit von 6 m und werden von 4 m grauen Filamentkalken überlagert, welche gleich den Rotkalken mm große, unregelmäßig geformte, grüne und braune Tuffkomponenten enthalten, bei denen es sich um eine Art Dellesit (Tuffchlorit) handeln könnte. Durch Conodonten und Holothuriensklerite ergibt sich für die hangenden Buntkalke als Alter mittleres und oberes Langobard. Die grauen Filamentkalke leiten zum Riffschutt und über diesen zur Riff- und Lagunenentwicklung des Wettersteinniveaus über, das bereits ins Cordevol (Unterkarn) zu stellen ist.

Die Verbreitung der Buntkalke der Liegehdsscholle ist dem Abschnitt über die Vulkanite zu entnehmen.



PROFİL DURCH DIE BUNTKALKE AM DOBRATSCH

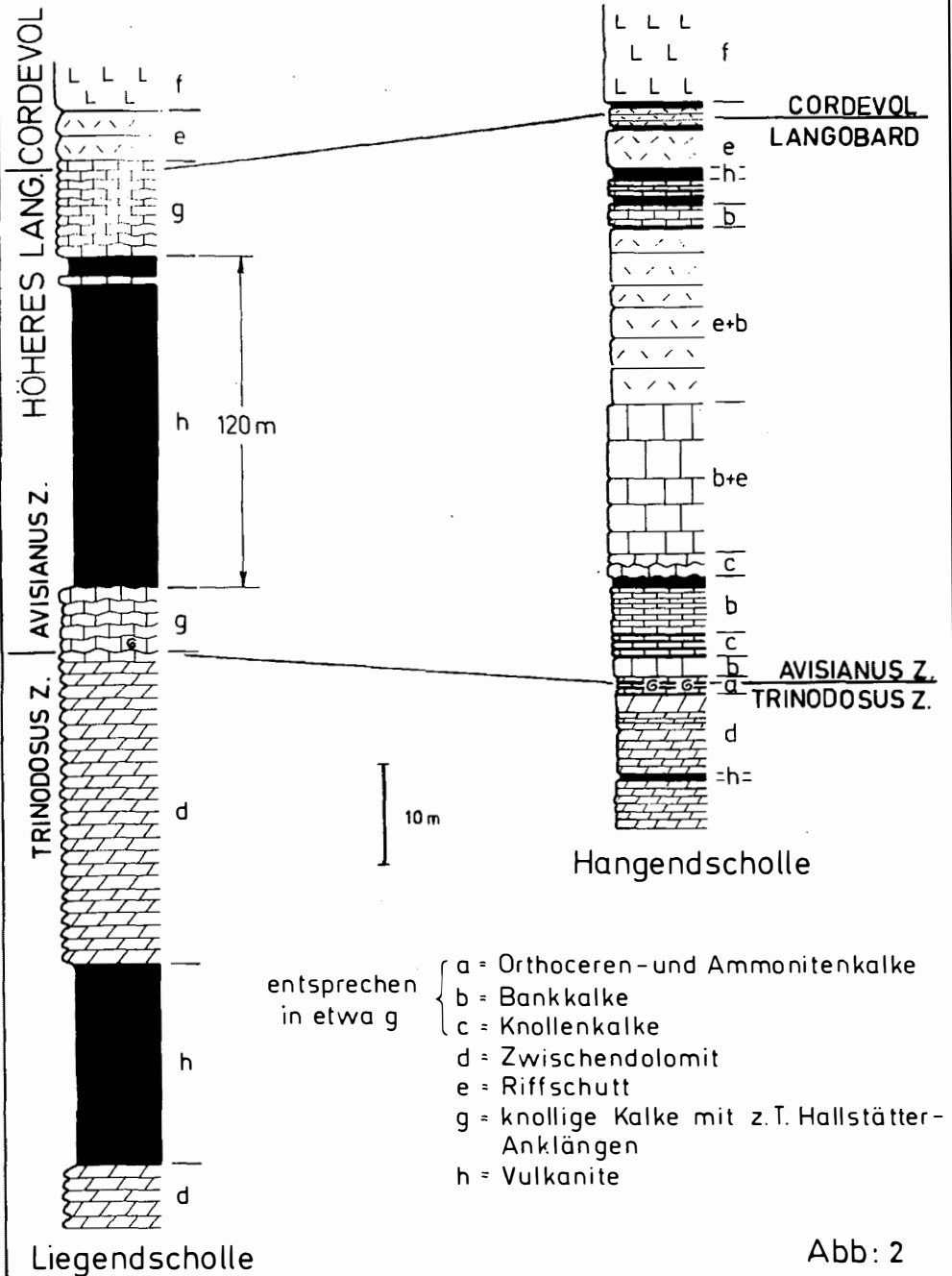


Abb: 2

## 2) Hangendscholle:

Die Beckensedimente der Hangendscholle konnten in einem Bereich entdeckt werden, der von den älteren Bearbeitern durchwegs zu den Wettersteinkalken gestellt worden ist.

Sehr gut aufgeschlossen sind sie in der Dobratsch-Südwand, und zwar zwischen den Bösen Gräben und der Höhe der Roßtratte. Weiter nach Westen ist dieser Horizont schlechter zu verfolgen, da auf der Südseite die Wände unbegehbar werden und auf der Westseite große Schuttmassen das anstehende Gestein bedecken. Die Grenze der Buntkalke bzw. des Zwischendolomits zu den unterlagernden Wettersteinkalken ist aber, da diese in einer scharfen Kante vorspringt, bis zur Semmler Alm gut zu erkennen. Der letzte sichere Aufschluß von Buntkalken findet sich schon relativ weit im Norden auf der Westflanke, unmittelbar bei Kote 1398. Hier sind wieder Tuffe und Kalke aufgeschlossen, wie sie sonst westlich der Bösen Gräben nirgends mehr gefunden werden konnten. Normalerweise handelt es sich in diesem Bereich nämlich um tektonisch äußerst beanspruchte Dolomite, wobei auch der Übergang zum Riffschutt nicht klar herausgearbeitet werden kann, da auch dieser stark dolomitisiert ist.

Östlich der Roßtratte konnte noch keine Beckenfazies nachgewiesen werden. Die Kalke oberhalb der Raibler Schichten des Arnoldsteiner Alpels wurden jedoch von KRAUS & OTT (1968) aufgrund des Fundes von *Physoporella praealpina* PIA oder *Physoporella dissita* GÜMBEL in das obere Anis gestellt. Diese Gesteine keilen zusammen mit den Raibler Schichten nach Osten aus. Zu den Aufschlüssen im Osten gelangt man auf dem Weg, der von der Talstation des Höhenrainliftes nach Südwesten zu einer Jagdhütte bei Kote 1719 führt. Folgt man diesem Weg weiter, so findet man bald knapp unterhalb des Weges die ersten Aufschlüsse der Buntkalke. Diese lassen sich dann, wenn auch mit mehrfachen Unterbrechungen, bis zu den Gräben, die vom Bärenental herabziehen, verfolgen. In diesem Bereich können vier Teilprofile aufgenommen werden. Im Bärenentalmuschelbruch sind sie nicht mehr zugänglich, können jedoch mit dem Feldstecher verfolgt werden. Das schönste und vor allem vollständigste Profil konnte allerdings südlich von Kote 2010 entdeckt werden. Man erreicht es am besten, wenn man dem Fußweg, der bei der ersten Kehre der ORF-Straße abzweigt und über das Bärenental zum Dobratsch führt, bis zum östlichsten Anriß der Bösen Gräben folgt. Steigt man durch diese Riese ab, so gelangt man bald zu einem Jagdsteig, der durch Plastikstreifen gekennzeichnet ist. Diesem folgt man nach Osten bis unterhalb der Felswand, wo die ersten Beckensedimente anstehen. Sie sind im oberen Teil verstimmt und können erst östlich eines kleinen Felsriegels, vor allem in ihren liegenden Anteilen, gut beobachtet werden. Diesem Profil, das im folgenden genauer beschrieben wird, kann man die östlichen Teilprofile gut zuordnen.

Die Basis der Buntkalkserie bilden, wie überall am Dobratsch, die Zwischendolomite. Sie sind im Liegenden dunkelgraubraun und von roten und weißen Calcitadern durchzogen. Diese sterilen

Dolomite sind massig bis dickbankig und meist wandbildend, weshalb sie auch in den mittleren Bereichen nicht untersucht werden können. Im Hangenden werden die Dolomite feiner gebankt und auch heller. Es sind dies mikritische bis arenitische Dolomite, die laminiert sind. Im Schliff erkennt man häufig eine Wechsellagerung von LF-Gefüge bildenden Algenmatten mit Pellets oder Ooiden, die zu Onkoiden überleiten können. Die Hohlräume sind durchwegs spatiiert. Die Oberflächen der Algenmatten sind oft aufgerissen und können bis zu intraformationellen Breccien aufgearbeitet werden. Häufig sind hier manchmal geopetal gefüllte Wühlspuren parallel, aber auch senkrecht zur Schichtung. Außerdem kommen, wenn auch selten, noch Schalenbruchstücke und Ostracoden vor. Dieser Sedimenttypus bildet den Hauptanteil der hangenden Zwischendolomite. Vereinzelt sind aber auch lutitische Bereiche ohne erkennbare Fossilführung, jedoch mit sehr starker Bioturbation, anzutreffen, die, von einer vermutlich sekundären Dolomitierung, stark überprägt wurden. Ca. 8 m unter der Hangendgrenze des Zwischendolomites findet sich ein erster Tuffhorizont. Am Top tritt noch einmal ein kleines Tuffband auf, über dem dann abrupt die Buntkalkserie einsetzt. Im Buntkalkkomplex können drei Mikrofaziestypen ausgeschieden werden:

a) Orthoceren und Ammonitenkalke

Es handelt sich um dunkle mikritische Kalke, die im Bereich von 2 cm-30 cm geschichtet sind. Manchmal ist in die Kalke auch etwas tuffitisches Material von arenitischer Korngröße eingeschaltet. Das Sediment ist oft von feinen Wühlspuren durchzogen, die den Eindruck eines Schwammgeflechtes vor-täuschen können. Auch Kalzitrasenbildung auf den Sedimentoberflächen, die auf Sedimentationsunterbrechungen schließen lassen, sind vorhanden. Das Auffallendste dieser Fazies ist aber der ungeheure Reichtum an Fossilien, vor allem an Ammoniten und Orthoceren, wobei letztere allerdings in einigen wenigen Schichten angereichert sind. Ansonsten kommen noch Turmschnecken, Ostracoden und Filamente vor, die oft geopetal gefüllt sind.

b) Bankkalke

Diese sind mikritische bis arenitische graue Kalke, die eine Bankung von einem halben Meter bis zu mehreren Metern aufweisen. In diesen Kalken ist eine Internsedimentation von Tuffen vorhanden; es können jedoch Tuffbrocken von mehreren Kubikzentimetern Größe im Sediment schwimmen. Sie führen in erster Linie Filamente und Daonellen, die sowohl regellos als auch ss-parallel eingeregelt in der Matrix schwimmen, sowie Pellets. Die Filamente setzen sich aus mehr oder weniger gewölbten Schalenbruchstücken von mehreren mm Länge zusammen, deren Schalendicke es jedoch ermöglicht, sie in zwei Gruppen zu trennen. Auffallend ist das Auftreten von *Tubiphytes obscurus* MASLOV und problematischen Röhrrchen und Stengeln, die normalerweise als Riffindikatoren angesehen werden. Obwohl sich die Filamentkalke, vor allem in den hangenden Partien des Profiles, häufig eng mit Riffschutt-kalken verzahnen, sind diese Biogene eindeutig den Filament-kalken zuzuordnen. Selten sind hier allerdings Ammoniten und

Orthoceren, sowie Dasycladaceenbruchstücke.

Es finden sich auch noch Stromataktisstrukturen, sowie Hohlräume, die vermutlich von Wühlern angelegt wurden.

c) Knollenkalke

Die Knollenkalke sind als grüne und graue Pelmikrite bis Arenite anzusprechen. Die einzelnen Knollen und Fasern sind in Tuffmaterial eingehüllt, das auch in den Knollen, allerdings dispers verteilt, vorkommt. Das umgebende Tuffmaterial zeigt eine verschieden starke Dolomitierung. Filamente sind in den Knollen massenhaft, nicht eingeregelt, vorhanden. Selten finden sich auch noch Ostracoden und Foraminiferen, sowie zwar vollkörperlich erhaltene, jedoch so stark erodierte und zerdrückte Ammoniten, daß sie nicht mehr bestimmt werden können. Wühlspuren sind selten.

Ob die Ursache der Knollenbildung Drucklösung (Subsolution) war oder in der Entwässerung des Sedimentes zu suchen ist, kann nicht festgestellt werden.

Allgemein ist zu sagen, daß diese Faziestypen starke Ähnlichkeiten mit den Reiflinger Bank- und Knollenkalken aufweisen, während die überschobenen Beckensedimente ja eher der Hallstätter Entwicklung zuzuordnen sind.

Die Profilabfolge:

Die Beckensedimente beginnen über den Zwischendolomiten mit 1.2 m der Ammoniten und Orthocerenkalke, wobei die Orthoceren-schichten ausgezeichnete Leithorizonte bilden. In diesen Bereich fällt auch die Grenze Trinodosus-Avisianus-Zone, die, wie alle übrigen zeitlichen Aussagen, durch Mikrofossilien belegt werden kann (siehe Faunenliste). Die Grenze fällt in etwa mit dem obersten der drei Tuffhorizonte der Ammonitenkalke zusammen. Aus den untersten Bereichen der Avisianus-Zone wurden von Herrn Dr. Tichy (Salzburg) freundlicherweise zwei Ammoniten bestimmt: *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) und ein Exemplar aus dem Formenkreis der "*Ceratites*" *lenis* (HAUER). Bei genauer Nachsuche sind in diesen Kalken jedoch sicher noch andere bestimmbare Formen zu finden. Auf diesen Abschnitt folgen 2 m Filamentkalke, die in 2 m Knollenkalke übergehen. Hier ist wieder eine verstärkte Tuffsedimentation (drei Horizonte) zu beobachten. Diese werden wieder von 5 m mächtigen Filamentkalken abgelöst, die allerdings auch im dm-Bereich geschichtet sein können. Den Top bildet ein 1 m dickes Tuffband, das von 2 m Knollenkalken überlagert wird.

Die folgenden, 15 m mächtigen, dickbankig bis massigen Kalken zeigen zum ersten Mal das Verzahn von Riffschutt und Filamentklaken. Die Kalke werden von ca. 15 m Dolomiten überlagert, in denen dann schon eine Wechsellagerung von Filamentkalk mit Riffschuttmaterial zu erkennen ist. In diesen Dolomiten ist die Fasan-Langobardgrenze zu suchen, die allerdings wegen der starken Dolomitierung nicht genau fixiert werden könnte. Die die folgenden 8-10 m, die sich wieder durch eine starke Tuffsedimentation (fünf Bänder, die bis zu 1.5 m mächtig werden können) auszeichnen und einen immer stärker werdenden Riffschuttanteil aufweisen, gehören auf alle Fälle schon ins Langobard. Unmittelbar über dem letzten Tuff setzt dann die

cordevolische Riffazies ein.

Im Bereich der Roßtratte wurden, wie schon erwähnt, vier Teilprofile aufgenommen, die von Westen nach Osten mit D1-4 bezeichnet werden. Die Profile D1, 2 und 3 gehören durchwegs den stratigraphisch höheren Teilen der Buntkalkserie an (höheres Fassan-Langobard). Eine genaue Grenzziehung ist aber auch in diesem Bereich nicht gelungen. Die Basis dieser drei Profile wird meist von zum Teil laminierten Dolomiten gebildet. Inwieweit es sich bei diesen Dolomiten um Rekurrenzen der Zwischendolomite handelt, kann nicht festgestellt werden, da die liegenden Beckensedimente tektonisch amputiert wurden. Die hier vorliegenden Gesteine entsprechen den Filamentkalken. Hier ist jedoch der Daonellenreichtum (aus tieferen Anteilen konnte von Herrn Dr. Tichy *Daonella sturi* (BENECKE) bestimmt werden), der sich in "Daonellenbänken" mit einer Mächtigkeit bis zu eineinhalb Metern äußern kann, auffallend. Auch hier sind die Gesteine häufig dolomitisiert, es tritt aber auch noch eine flecken- bis schlierenförmige Verkieselung, meist in den basalen Teilen von Riffschutteinschaltungen, auf.

Im Profil D3 sind, obwohl es nur 50 m von D2 und 150 m von D4 entfernt und mit diesen auf fast gleicher Höhe liegt, die basalen Beckensedimente vertreten. Es sind dies die hier etwas mergeligen und Crinoidenschutt führenden Ammoniten und Orthocerenkalke. Die ebenfalls an der Basis auftretenden Knollenkalke dürften unter einer 10 m langen Aufschlußlücke verborgen sein. Darüber folgen die nun schon hinlänglich bekannten Filamentkalke, in denen, in unmittelbarer Nähe des Profils, Mikrofossilien des höheren Fassan gefunden werden konnten.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß Bodenunruhen, die z.T. mit dem Vulkanismus in Zusammenhang stehen, zu einer differenzierten Beckenentwicklung führten. Die Herausbildung des Beckens setzt unmittelbar über dem das ganze Gailtal durchzuverfolgenden Zwischendolomit ein; gleichzeitig beginnt sich eine Faziesdifferentiation abzuzeichnen.

Vergleicht man die Beckensedimente der beiden Dobratscheinheiten, so fällt auf, daß im aufgeschobenen Teil die mächtigen Tuffe und roten Knollenkalke der Rupa-Entwicklung fehlen, während die Filamentkalke und die Übergänge zum Riff gleich ausgebildet sind. Die Tuffentwicklung des oberen Stockwerkes mit seinen mindestens 14 grünen Tuffbändern gleicht eher den Vulkaniten im Osten des überschobenen Teiles, wo ja auch schon grüne Tuffe auftreten. Der Ablagerungsraum des oberen Stockwerkes kann also, ohne einer genaueren paläogeographischen und tektonischen Analyse des Dobratsch vorgreifen zu wollen, im Südosten der Basisserie angenommen werden.

Liste der Mikrofossilien aus den Buntkalken

	LS	HS
Foraminiferen		
<i>Ammodiscus</i> sp.	x	x
Archaeodiscidae	x	
<i>Astacolus</i> sp.	x	
<i>Bullopora</i> sp.	x	
Cyclogyrinae	x	
? <i>Cyclogyra</i> sp.	x	
<i>Dentalina</i> sp.	x	
aff. <i>Eolasiiodiscus</i> sp.	x	
<i>Fischerinella</i> sp.	x	
Fischerininae	x	
<i>Fronicularia</i> sp.	x	
cf. <i>Gaudryina</i> sp.	x	
<i>Glomospira</i> sp.	x	
<i>Glomospirella</i> sp.	x	
? <i>Involutina</i> sp.	x	
<i>Lingulina</i> sp.	x	
<i>Nodosaria</i> sp.	x	
Nodosariidae	x	
<i>Palmula</i> sp.	x	
<i>Psammospaera</i> sp.	x	
<i>Pseudonodosaria</i> sp.	x	
<i>Quadratina</i> sp.	x	
<i>Rotaliina</i> sp.	x	
<i>Rotaliina</i> gen. A und gen. B	x	
? Saccaminidae	x	
<i>Sorosphaera</i> sp.	x	
<i>Tolypammina</i> sp.	x	
<i>Trocholina</i> sp.	x	
Schwämme		
triradiate Spiculae	x	x
Ostracodensteinkerne		
Gastropodensteinkerne		
Lamellibranchiaten		
Echinodermaten		
Echinidenstacheln, Pedicellarien und Ambulacralia		
Ophiurenstacheln, -wirbel und Lateralia		
Crinoidenstielglieder		
Roveacrinidenbrachialia		

LS = Liegendscholle

HS = Hangenscholle

	LS	HS
<b>Holothuriensklерite</b>		
<i>Acanthotheelia</i> n. sp. ?		x
<i>Acanthotheelia triassica</i> SPECKMANN		x
<i>Achistrum</i> sp.	x	
<i>Achistrum bartensteini</i> FRIZZELL & EXLINE	x	
<i>Achistrum triassicum</i> FRIZZELL & EXLINE	x	
<i>Binoculites extensus</i> MOSTLER		x
<i>Binoculites</i> n. sp.		x
<i>Calclamna germanica</i> FRIZZELL & EXLINE		x
<i>Eocaudina</i> sp.		x
<i>Eocaudina</i> cf. <i>cassianensis</i> FRIZZELL & EXLINE	x	ab höherem Langobard
<i>Eocaudina spinosa</i>		x
<i>Eocaudina subhexagona</i> GUTSCHICK & CANIS		x
<i>Kuehnites acanthotheeloides</i> MOSTLER		x
<i>Multivirga</i> sp.		x
<i>Praeeuphronides multiperforata</i> MOSTLER		x
<i>Priscopedatus heisseli</i> MOSTLER		x
<i>Priscopedatus mostleri</i> (STEFANOV)		x
<i>Priscopedatus staurocumitoides</i> MOSTLER		x
<i>Priscopedatus triassicus</i> MOSTLER	x	x
<i>Staurocumites bartensteini</i> DEFLANDRE-RIGAUD	x	x
<i>Tetravirga perforata</i> MOSTLER	x	x
<i>Theelia</i> sp.	x	x
<i>Theelia fastigata</i> MOSTLER	x	x ab Avisianus-zone
<i>Theelia immissorbicula</i> MOSTLER	x	x
<i>Theelia koeveskanlensis</i> KOZUR & MOSTLER		x
<i>Theelia planata</i> MOSTLER		x
<i>Theelia subcirculata</i> MOSTLER		x
<i>Theelia thalattocanthoides</i> MOSTLER		x
<i>Theelia thalattocanthus</i> (CARINI)		x
<i>Theelia undata</i> MOSTLER	x	x ab Pelson
<i>Theelia</i> n. sp. (BECHSTÄDT & MOSTLER)	x	
<i>Theelia consona</i> (CARINI)		x
<b>Fischzähnchen und -schuppen</b>		
<b>Conodonten</b>		
<i>Chirodella</i> sp.		x
<i>Chirodella dinoides</i> (TATGE)		x
<i>Cornudina breviramulis</i> (TATGE)		x
<i>Enantiognathus ziegleri</i> (DIEBEL)	x	x
<i>Gladigondolella malayensis</i> NOGAMI	x	x ab Avisianus-zone
<i>Gladigondolella tethydis</i> (MÜLLER)	x	x
<i>Gladigondolella tethydis</i> ME	x	x
<i>Gondolella excelsa</i> (MOSHER)	x	x
<i>Gondolella mombergensis</i> TATGE	x	x ab Pelson
<i>Gondolella mombergensis mombergensis</i> TATGE	x	

LS = Liegendscholle  
HS = Hangendenscholle

<i>Gondolella navicula</i>	x	x
<i>Gondolella navicula navicula</i> HUCKRIEDE	x	x
<i>Gondolella polygnathiformis</i> (BUDUROV & STEFANOV)	x	ab höherem Langobard
<i>Gondolella transita</i> KOZUR & MOSTLER		x
<i>Hibbardella lautissima</i> (HUCKRIEDE)	x	
<i>Hindeodella</i> sp.	x	
<i>Hindeodella pectiniformis</i> (HUCKRIEDE)		x
<i>Hindeodella petraeviridis</i> HUCKRIEDE	x	
<i>Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri</i> (HUCKRIEDE)	x	
<i>Hindeodella triassica triassica</i> MÜLLER	x	
<i>Lonchodina hungarica</i> KOZUR & MOSTLER	x	
<i>Lonchodina posterognathus</i> (MOSHER)		x
<i>Metapolygnathus hungaricus</i> (KOZUR & VEGH)	x	x ab mittlerem Langobard
<i>Metapolygnathus mungoensis</i> (DIEBEL)	x	x höheres Langobard
<i>Neoondolella</i> cf. <i>excentrica</i> BUDUROV & STEFANOV		
<i>Neohindeodella triassica triassica</i> (MÜLLER)		x
<i>Ozarkodina saginata</i> HUCKRIEDE	x	
<i>Ozarkodina ? torta</i> (MOSHER)		x
<i>Ozarkodina tortilis</i> TATGE		x
<i>Prioniodina (Cypriodella) muelleri</i> (TATGE)	x	x
<i>Prioniodina (Cypriodella) venusta</i> HUCKRIEDE	x	
Mikroproblematica		
<i>Cornuacites florealis</i> KOZUR & MOSTLER	x	x
(?) Algenkügelchen	x	

LS = Liegendscholle  
HS = Hangendscholle



### 3) Vulkanite

Sind aus der Literatur bislang drei Fundstellen mitteltriadischer Vulkanite am Dobratsch bekannt geworden, nämlich in der Rupa und Umgebung, in den Bösen Gräben und am Buchriegel, so ist es uns im Zuge von Kartierungsarbeiten gelungen, weitere Aufschlüsse nicht allein in der Liegend- sondern zudem auch in der Hangendscholle ausfindig zu machen, sodaß wir jetzt nicht mehr einer E-W-Erstreckung dieser vulkanischen Gesteine von rund 3.5 km, sondern einer von nahezu 11 km gegenüberstehen. Bedingt durch das im allgemeinen in Zonen von Bergsturz- und Hangschuttmaterial verlaufende Durchstreichen der Vulkanite sind die Aufschlußverhältnisse innerhalb kurzer Zeit sehr wechselhaft, sodaß binnen weniger Jahre ehemals gute Aufschlüsse verschüttet werden können, wie man am Beispiel der Bösen Gräben zu ersehen vermag, wo die von STREHL (1960: 32) im Profil festgehaltene, im oberen Abschnitt des Zwischendolomits befindliche, 20 m mächtige Tufffolge in den Sommern 1972-74 nicht mehr zu sehen waren. Desgleichen muß natürlich stets mit neuen, uns noch verborgen gebliebenen Aufschlüssen gerechnet werden, zumal die "höffigen" Gebiete auf Grund der bislang entdeckten Vorkommen relativ leicht zu eruieren sind.

Da die Vulkanite, mit Ausnahme jener im Zwischendolomit eingeschalteten, durchwegs in Begleitung der Buntkalke auftreten, gilt für beide annähernd das gleiche Verbreitungsgebiet:

1) Schloßberg-Nordseite: unmittelbar westlich der Kehre der zur Semmler Alm führenden Forststraße in 1230 m ist als Grenze zwischen dem Zwischendolomit und dem darüberfolgenden Riffschutt unter Aussparung offenkundiger Beckensedimente eine 50 m dicke, schwärzlich-grünliche Lage stark zerschielter und verwitterter Tuffe eingeschaltet. Bei diesem Aufschluß handelt es sich um den bislang einzigen auf der N-Seite der Villacher Alpe.

2) Westlich der Rupa läßt sich das von STREHL (1960) bereits beschriebene, ca. 40 m mächtige Vorkommen von Tuffen mit eingestreuten Lagen von Bomben bis auf die Höhe von Schloß Wasserleonburg verfolgen, wo in 1005 m mehrere Meter verwitterter, grüner und brauner bis schwarzer Tuffe direkt an der Forststraße als Überlagerung des Zwischendolomits aus dem Schutt heraussehen. Die etwa 200 m westlich der Rupa aufgeschlossenen Buntkalke sind inklusive 13 m Aufschlußlücken 28 m mächtig.

3) Rupa: hier befinden sich die von PILGER & SCHÖNENBERG (1958) beschriebenen Vulkanite, welche unmittelbar über dem höchsten Wehr in 1040 m mit einer rund 20 m mächtigen und als "Porphyrituff" bezeichneten Lage noch innerhalb des Zwischendolomits einsetzen und ab 1130 m über gut 100 bis 120 m eine Wechsellagerung von feinen bis groben, grauen, violetten und grünlichen Tuffen mit mehreren Lagen bis kopfgroßer vulkanischer Bomben umfassen. Dieser hangenden Vulkanitserie ist in 1250 m an der NE-Kante der Rupa ein 3 bis 4 m breiter "Porphyritgang" eingeschaltet, bei dem es sich um Lava handeln dürfte.

4) Östlich der Rupa liegen knapp unterhalb der schuttbedeckten Verebnung der Kanzel Laven gemeinsam mit groben und feinen Tuffen sowie Rotkalken in einer Höhenlage von 1170 m im W bis 1090 m im E unmittelbar nordwestlich von Kote 1078 vor, wobei die aufgeschlossene Mächtigkeit bis 15 m betragen kann.

5) Böse Gräben: das von STREHL (1960: 32) zitierte Vorkommen brauner und grüner Tuffe von 20 m innerhalb des Zwischendolomits ist z.Z. nicht aufgeschlossen. In 1075 m kommt über dem Zwischendolomit eine rund 1 m mächtige Lava, gefolgt von 3 m Rotkalken, in die eine 50 cm dicke, leuchtend grüne Tuffbank eingeschaltet ist. Über den Rotkalken sind die aus der Rupa bekannten und bombenführenden Tuffe etwa 20-25 m verfolgbar, ehe sie von Schutt überlagert werden.

6) Buchriegel: in einer Höhe von 850 m läßt sich eine Folge von 5 m gut geschichteten Tuffen durch geringmächtige Rotkalken von 15 m rupaähnlichem Tuff mit Bombeneinschaltung abtrennen, darüber folgen wieder Buntkalken.

7) In 1000 m Seehöhe genau auf der Verbindungslinie vom Arnoldsteiner Stauwehr zur Kote 1795 (Roßtratte) liegen bereits in der Felswand zwei in Dolomite und Kalke eingebettete schmale Tuffbänder.

8) Etwa 500 m östlich von 7) finden sich in einem kleinen Graben in stark dolomitisierten roten und grauen Kalken mehrere grüne und schwärzliche, cm dicke Tuffbänder, die von eindeutigem und noch Tuffbrocken bis cm-Größe führenden Wettersteinkalk überlagert wird.

9) Zwischen Kote 1495 (Rote Wand) und Kote 1445 (Wabenriegel) trifft man zwischen 1140 und 1000 m auf einen lateral weit verfolgbareren Tuffhorizont mit bis zu 40 m Mächtigkeit. Im Bereich des Wabenriegels lassen sich drei Tuffe in typischer Rupa-Entwicklung mit zwischengeschalteten dolomitisierten Buntkalken unterscheiden.

10) Der bislang östlichste Aufschluß der Vulkanite befindet sich auf dem Rücken zur Kote 1284 NNE von Oberschütt, wo zwei schmale Tuffbänder im hangenden Zwischendolomit liegen. Ca. 60 m östlich davon trifft man in einem ganz frischen Ausbruch auf 30 m Tuff in Rupa-Entwicklung.

Immer wieder aufscheinende Lesesteine von Buntkalken weisen trotz der im E starken sekundären Dolomitisierung auf das Vorhandensein dieser Beckenfazies hin.

Grundsätzlich lassen sich am Dobratsch zwei unterschiedliche Arten von Vulkaniten unterscheiden: einmal die sogenannte Rupa-Entwicklung mit richtigen Agglomeraten, die neben kopfgroßen Bomben auch bis dm große, mitgerissene Karbonatbrocken führen und gegen das Hangende hin allgemein in grobe bis feine Tuffe übergehen. Die zweite Art vulkanischer Ablagerungen stellen die in der Hangendscholle ausschließlich und in der Liegendscholle bisweilen (Böse Gräben, Fundpunkte 7 und 8) auftretenden, leuchtend grünen, cm bis 1.5 m dicken Tufflagen dar, welche im Gegensatz zu jenen der Rupa-Entwicklung nicht immer reine Kristalltuffe, sondern des öfteren wegen der erfahrenen Umlagerung schon stark tuffitisch sind.

Chemismus: Rupa-Entwicklung: diese Vulkanite werden von PILGER & SCHÖNENBERG (1958) wie auch von STREHL (1960) als Porphyrite bezeichnet. Die Ansicht, daß es sich um Abkömmlinge eines intermediären bis basischen Magmas handelt, teilt auch G. HOSCHEK (Innsbruck) auf Grund einiger Proben, die vor allem deutlich basischen Plagioklas mit Zonarbau und Zersetzungerscheinungen in Calcit und Hellglimmer neben Klinopyroxenen führen. Der Grad der Zersetzung ist allerdings schon weit fortgeschritten, sodaß Minerale vielfach bereits unkenntlich geworden sind.

Die grünen Tuffe entsprechen laut G. HOSCHEK am ehesten einem granitisch bis dazitischen Magma und führen neben unterschiedlichen Mengen von Biotit und Quarz zersetzte Feldspäte, Karbonat (größtenteils wahrscheinlich sekundär entstanden) und etwas Chlorit.

Während bei den Agglomeraten und Tuffen der Rupa-Entwicklung mit einer nur sehr geringen Entfernung vom Ausbruchsherd zu rechnen ist (wegen der starken Bombenförderung sind die Vorkommen in der Rupa und am Wabenriegel als besonders "zentrumsnah" zu erachten), scheint dies bei den grünen, feinkristallinen Tuffen nicht erforderlich zu sein, da diese ohne weiteres einen langen Transportweg - sei es im Wasser oder in der Luft - hinter sich gebracht haben können.

Zur Altersstellung der Vulkanite: Beide Vulkanitvarietäten setzen bereits im oberen Zwischendolomit ein, sodaß diese Lagen auf Grund der darüber folgenden fossilbelegten Buntkalke als oberanisch bezeichnet werden können. Während die Tuffförderung in der Liegendscholle dann auf das Fassan und untere Langobard konzentriert wird, sind die insgesamt 14 unterscheidbaren grünen Tufflagen der Hangendscholle über das ganze Ladin bis an die Basis des Wettersteinkalks zu verfolgen, welcher im Grenzbereich Ladin/Karn (Cordevol) einsetzt.

In der basalen Agglomeratfolge der Rupa wurde ein dm großer Brocken von Rotkalk gefunden, der aus stark filamenthaltigem Mikrit besteht und mit Hilfe der herausgelösten Conodontenfauna als oberanisch einzustufen ist. Bedenkt man, daß über dem Fundpunkt dieses Brockens rund 20 m vulkanitischen Materials und darüber noch 30 m Zwischendolomit folgen, ehe die ersten Buntkalke des Dobratsch anstehen, so läßt sich folgern, daß die am Dobratsch erst im oberen Anis einsetzende Beckenfazies im Süden - denn wegen der Mächtigkeitsunterschiede zwischen der Süd- und Nordseite der Villacher Alpe kann das Eruptionszentrum nur im S angenommen werden - bereits wesentlich früher eingesetzt haben muß.

## VII Die Wettersteinkalkformation

Diese Gesteinsserie stellt im Dobratschgebiet mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 1300 m (600 m im überschobenen, 700 m im aufgeschobenen Teil des Dobratsch) den Hauptfelsbildner und ist wegen der Erosionsanfälligkeit der Kalke und Dolomite für die schroffen Formen des Dobratsch verantwortlich.

Die Wettersteinkalke treten in einer Riff- und Lagunenfazies auf. In diesem Bereich kommen beide Ausbildungen vor, wobei die

Riffentwicklung besonders gut an der Süd- und Westseite zu beobachten ist, während die lagunäre Entwicklung den größten Teil der Nord- und Ostseite einnimmt. Die Riff-Fazies wird normalerweise in drei Teilbereiche gegliedert. Es sind dies das Vorriff, die zentralen Riffknospen sowie das Hinterriff. Diese drei Typen sind am Dobratsch wohl vorhanden, jedoch bei weitem nicht so deutlich ausgeprägt wie sie aus den obertriadischen Riffen (z.B. ZANKL 1969) beschrieben werden. So ergibt sich hier vielmehr das Bild einer Riffplattform ohne einen fixen zentralen Riffkern, aber mehreren kleinen Riffknospen, deren Standort sich durch die wechselnden Umweltbedingungen ständig verschob. Durch diese Konstellation sind die beiden letztgenannten Teilbereiche nicht eindeutig voneinander zu trennen. Der Vorriffbereich ist jedoch in den Südwänden zum Teil gut erschlossen, und zwar als Überlagerung oder Einschaltung in die bereits erwähnten Beckensedimente. Es handelt sich jedoch nicht, wie zu erwarten wäre, um grobe Riffschuttbreccien, sondern um relativ feines geschüttetes Riffmaterial. Riffschuttbreccien, deren Komponenten Faustgröße erreichen, finden sich in einem Aufschluß westlich des Dobratschgipfels. Hier sind die Komponenten von einem Algenrasen, der an der Oberseite bis zu 2 cm stark werden kann, überzogen. Die Zwickelhohlräume sind zum Teil noch mit feinem Material aus dem Riffbereich gefüllt (Spongiennadeln, Solenoporaceenklümpchen sowie die problematischen Stengel und Röhrchen des Riffareals), normalerweise jedoch ist das feine Sediment ausgewaschen und durch Palisadencalcit ersetzt. Das alles deutet darauf hin, daß in diesem Bereich die Schuttanlieferung nur periodisch erfolgte und der Schutt in relativ flachem Wasser zur Ablagerung gelangte. Sehr grober Schutt findet sich auch noch häufig im Gebiet zwischen der Aichingerhütte und dem Wabenriegel. Hier können die Großoolithe ein Ausmaß von einem m<sup>2</sup> (flächenhaft gesehen) erreichen. Ob diese groben Breccien jedoch primär abgelagert wurden, oder ob sie ihre Entstehung einer späteren tektonischen Beanspruchung verdanken, ist nicht eindeutig zu klären, da im Schliff ja nur immer Teilbereiche herausgegriffen werden können, im Gelände jedoch ein Verfolgen der Grenzen wegen der starken Verwitterung und des Bewuchses unmöglich ist. Die Riffknospen selbst können am besten zwischen Aichingerhütte und dem Dobratschgipfel studiert werden, da sie hier sowohl ihr größtes Verbreitungsgebiet als auch Höhenwachstum erreichen. Sehr schöne Aufschlüsse von Riffknospen finden sich noch im Wagental zwischen Ottohütte und Kote 1429, westlich des Hundsmarhofes am Steig zur Kaserin, in der weiteren Umgebung des Wabenkopfes sowie auf der Jockelbauerwiese. Das letzte Vorkommen ist vor allem deshalb erwähnenswert, da hier ein Weiterwachsen des Riffes in völlig lagunärer Umgebung beobachtet werden kann. Die übrigen Riffvorkommen waren entweder niemals von Lagune überlagert, oder wurden erst - dies ist vor allem bei den nördlichen Aufschlüssen gut zu erkennen - durch Erosion freigelegt. Die Aufschlüsse der Südseite, wo vor allem das Höhenwachstum des Riffes beobachtet werden könnte, sind leider, bis auf wenige Ausnahmen, unbegebar.

Zu erkennen sind die einzelnen Riffkörper an ihrer meist dunkleren Farbe, kleinen, mit sehr engständigem Fasercalcit gefüllten Hohlräumen, sowie dem massenhaften Auftreten von Schwämmen, *Tubiphytes obscurus* MASLOW, umkrustenden Algen und Korallen. Diese Biogene sind meist noch in Lebensstellung erhalten, was allerdings gerade bei den Schwämmen, die zahlen- und artenmäßig die Korallen weit übertreffen, oft nicht sicher festgestellt werden kann, da sie ja nicht unbedingt ein vertikales Längenwachstum zeigen. Da die eigenen paläontologischen Arbeiten noch nicht abgeschlossen sind, seien hier die wichtigsten Riffbildner aus den Faunenlisten von KRAUS & OTT (1968) sowie TICHY (1972) erwähnt:

Problematica: *Tubiphytes obscurus* MASLOW

*Ladinella porata* OTT

*Lamellitubus cauticus* OTT

Röhrchen und Stengel im Riffdetritus

Spinctozoa: *Uvanella irregularis* OTT

*Dictyocoelia manon* MÜNSTER

*Vesicocaulus carinthiacus* OTT

*Colospongia catenulata* OTT

*Girtocoelia oenipontana* OTT

*Vesicocaulus* n. sp. aff. *depressus* OTT

*Cryptocoelia zitteli* STEINMANN

Anthozoa: cf. *Magrosmilia* sp.

*Holocoelia toulai* STEINMANN

Daneben kommen noch weitere unbestimmbare Korallen, Bivalven, Gastropoden, Echinodermatenreste (vor allem Seeigelstachel), Ostracoden, Foraminiferen und Algen (Solenoporaceen, Codiaceen, Cyanophyceen und sehr selten Bruchstücke von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) und *Poikiloporella duplicata* (PIA) vor. Alle diese Biogene kommen auch im Vorriff und im Rückriff, dem hier, wie schon erwähnt, kaum Bedeutung zukommt, allerdings mehr oder minder zerbrochen, vor. Das Rückriff besteht hauptsächlich aus feinem Riffschutt und leitet zur lagunären Wettersteinkalkfazies über.

Die Lagunenfazies kann sowohl in der Liegend- als auch der Hangendscholle in einen riffernen und riffnahmen Bereich geteilt werden.

Der riffnahe Bereich:

Dieser Teil der Lagune wird hauptsächlich aus Algenstromatolithen aufgebaut, die selten auch geringmächtige Lagen von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (nördlich des "Zwölfer Nock") zwischengeschaltet haben. In unmittelbarer Riffnähe sind die Stromatolithen durch die starke Turbulenz meist aufgerissen - ein Umstand, der dann zur Bildung von Onkoiden führen kann. In dieser Zone finden sich auch die Massenvorkommen von großwüchsigen Gastropoden (*Omphaloptycha rosthorni* HOERNES und *Omphaloptycha eximia* HOERNES), die häufig in der Literatur beschrieben werden. Gar nicht selten findet man hier auch - in den meisten Fällen allerdings noch juvenile - Cephalopoden. Bei zunehmender Entfernung vom Riff werden von den Stromatolithen schöne LF-Gefüge ausgebildet. Diese Sedimente leiten dann zu der von den Gezeiteneinflüssen kaum mehr berührten riffernen Lagune über.

Vorwiegend handelt es sich bei den Gesteinen dieser Lagunen-  
einheit um Pelarenite mit ausgeschwemmter Matrix, die durch  
Sparit ersetzt wird. Selten kann in den einzelnen Körnern noch  
die frühere Struktur erkannt werden. Die wichtigsten Fossilien  
dieses Bereiches sind die Dasycladaceen, die hier als einzige  
eine zeitliche Einstufung erlauben. Bestimmt werden konnten:

*Teutloporella herculea* STOPPANI  
*Teutloporella peniculiformis* OTT  
*Teutloporella* aff. *nodosa* SCHAFFHÄUTL  
*Teutloporella* sp.  
*Clypeina besici* PANTIC  
*Gyroporella* sp.

*Poikiloporella duplicata* PIA

Daneben kommen noch bis mehrere cm große, Stöcke bildende Rot-  
algen, Gastropoden, Megalodonten, Cephalopoden, Foraminiferen,  
Ostracoden, Bivalvenbruchstücke und Echinodermatenreste  
(Echiniden, Ophiuren, Crinoiden) vor.

Allgemein ist zu den Wettersteinkalken am Dobratsch zu sagen,  
daß ihre Ablagerung in einem flachen, warmen und gut durchlüfte-  
ten Meer stattfand. Spuren zeitweiser Trockenlegung finden sich  
häufig. So zum Beispiel dripstones, Pisolithe, caliche-Bildun-  
gen, Priele, Rotschlammanschüttungen und anderes mehr. Sie  
weisen meist eine schwache primäre Dolomitisierung auf, die  
durch diagenetische Vorgänge noch verstärkt werden kann. Für  
die starke Dolomitisierung an der West- und Nordseite dürften  
aber auch tektonische Vorgänge wie die Überschiebung oder die  
Anpressung des Dobratsch an den Bleiberger Erzberg verant-  
wortlich sein.

Die Sedimentation der Wettersteinkalke beginnt hier, zumindest  
in der liegenden Einheit, im Ladin und endet im Cordevol. In  
der hangenden Einheit ist als Sedimentationszeitraum nur das  
Cordevol vertreten.

#### VIII Die Raibler Schichten

In der Umgebung des Dobratsch wurden die Raibler Schichten  
schon früh, vor allem wegen ihrer Bedeutung als erzführendes  
Gestein wie durch paläontologische Arbeiten, z.B. F. TOULA  
(1887), genauer bekannt. Die große Wichtigkeit der Raibler  
Schichten bei der Entschlüsselung der Tektonik dieses Gebietes  
zeigte G. GEYER (1901) bei seinem Versuch, den Verlauf des  
Bleiberger Bruches östlich von Heiligengeist zu rekonstruieren,  
auf.

Für die Klärung der tektonischen Verhältnisse des Dobratsch  
sind die Raibler Schichten in erster Linie deshalb von großer  
Bedeutung, da sie, abgesehen von der Wettersteininformation, die  
allerdings wegen des ungünstigen Schichtfallens und rascher  
lateralen Änderungen keine günstigen Leithorizonte bietet,  
sowohl an Nord- und Südseite des Gebirgsstockes vorkommen.  
Auf GEYER geht auch die Entdeckung des Raiblervorkommens auf  
der Südseite unweit des Arnoldsteiner Alpels zurück. Dieses  
Vorkommen wurde von ANDERLE (1951) neu bearbeitet sowie nach  
Osten und Westen weiterverfolgt. In eine Neuuntersuchung der

der Dobratschgipfelkalke von O. KRAUS und E. OTT (1968) wurde dieses Vorkommen miteinbezogen und auf Grund seiner Überlagerung durch Alpinen Muschelkalk erstmals die Möglichkeit einer Verbindung mit dem Anis der Semmler Alm diskutiert.

An der Südseite des Dobratsch konnte, außer dem bereits erwähnten, im Zuge der Kartierungsarbeiten ein neues Vorkommen von Raibler Schichten südlich des Höhenrain gefunden werden. Die Rauhacken vom Plateau der Roßtratte und auf der Westseite des Dobratsch, die von ANDERLE (1951) als fragliche Cardita- Rauhacken eingestuft worden sind, dürften wohl tektonischen Ursprungs sein.

Das Profil am Arnoldsteiner Alpel befindet sich südöstlich von Kote 1795 in einer Höhe von ungefähr 1600 m nn. Es handelt sich um gelblich anwitternde, fossilführende (Brachiopodenschalen und Cidaritenreste) Karbonate und Mergel. KLAUS (1968: 282) schreibt über dieses Profil:

"Das Raibler Profil setzt über dem Wettersteinkalk mit einem tektonisch reduzierten 1. Schieferhorizont ein. Bei den nach einer Störung folgenden Kalken und Dolomiten handelt es sich vermutlich um die 2. Karbonatgesteinsserie. Der darüber liegende mächtige Onkolith-Horizont kennzeichnet den 3. Schieferhorizont sicher. Er ist im Meterbereich spezialgefaltet und bildet einen gut erschlossenen, nach Osten abtauchenden Sattelkern."

Das Liegende dieses Aufschlusses wird von lagunären Wettersteinkalken gebildet. (Im Westen werden sie von einer der Dobratschquerstörungen abgeschlagen. Im Hangenden sind sie von einer Störung (Überschiebungslinie) begrenzt. Darüber folgt Alpiner Muschelkalk (E. OTT, 1968) beziehungsweise, nach dessen Ausquetschen gegen Osten, riffogener Wettersteinkalk). Die Raibler Schichten werden im Osten allmählich ausgequetscht (südöstlich von Kote 1711). Von einer Verfaltung des Onkolith-Horizonts ist hier nichts mehr zu sehen. Man kann also eine starke Intern-tektonik der Raibler Schichten annehmen.

Zu dem bereits erwähnten neuen Aufschluß südlich des Höhenrain gelangt man am besten, wenn man dem Weg von der Talstation des Höhenrainliftes bis zu einer Jagdhütte bei Kote 1719 folgt. Von dort führt ein Jagdsteig leicht abwärts nach Westen bis zu den Anrißmischen der Gräben, die vom Höhenrain herabziehen. Steigt man an deren Rand bis ca. 1500 m ab, findet man einen kleinen Nebengraben, durch den man relativ leicht in den Hauptgraben, in dem sich die besten Aufschlüsse der Raibler Schichten befinden, gelangt.

Die Raibler Schichten werden auch hier, wie am Arnoldsteiner Alpel, von lagunären Wettersteinkalken unterlagert und streichen nach Osten aus. Die Wettersteinkalke, und damit auch die Raibler Schichten, liegen jedoch nicht wie dort fast söglich, sondern ziehen nach Osten steil (215/25 NW) hinauf, sodaß sie bei Kote 1719 anstehen. Sie überwinden dabei auf einer Strecke von 700 m eine Höhendifferenz von rund 370 m. Da jedoch auch hier eine Querstörung die Westgrenze der Raibler Schichten bildet, ist leicht zu erkennen, daß es sich um eine als Ganzes nach Westen abgekippte Scholle handelt.

Der Kontakt vom Wetterstein in 1330 m ist tektonisch gestört. Darüber setzen dann dolomitisch Kalke ein, die ca. 10 m mächtig werden. Der darauf folgende Schieferhorizont - es handelt sich um feinblättrige, reine Tonschiefer mit einer Mächtigkeit von 10 m - muß wegen seiner Unterlagerung durch Raibler Karbonate wohl als der 2. Schieferhorizont angesehen werden. Darüber folgen 25 m Kalke mit Mergel einschaltungen, die in den 3. Schieferhorizont (15 m mächtig) übergehen. Dieser setzt sich aus sehr fossilreichen Mergeln (die auch Ammoniten führen), Tonschiefern sowie einer sehr schön ausgebildeten Onkolithbank zusammen. Dann folgen wieder Karbonate, die jedoch häufig von Schutt stark verschüttet werden, bis in 1420 m Höhe, wo sie von der Überschiebungslinie abgeschlagen werden. Im Hangenden werden sie von Zwischendolomit überlagert. Auf der westlichen Grabenseite findet sich auf 1400 m noch ein geringmächtiger Schiefer. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß es sich um eine Einschuppung in den hier sehr stark gestörten Gesteinsverband handelt.

Ähnlich wie auf der Südseite, sind auch am Nordhang des Dobratsch nur selten anstehende Raibler Schichten zu finden. Dies ist jedoch hier (besonders im Osten) weniger auf tektonische Vorgänge, als auf die leichte Verwitterbarkeit und eine starke glaziale Schuttbedeckung zurückzuführen. So war es zum Teil auch nicht möglich, verschiedene in der Literatur erwähnte Aufschlüsse wiederzufinden.

Dennoch ist es möglich, zumindest den ungefähren Verlauf des Raibler Horizontes festzulegen, da sowohl von den liegenden Wettersteinkalken als auch dem hangenden Hauptdolomit relativ gute Aufschlüsse vorhanden sind.

Von Osten kommend findet man anstehende Raibler Schichten erstmals knapp westlich vom Hof "Brochiner". Sie liegen im Süden, bei flachem Einfallen nur mehr in Resten auf Wettersteinkalken, werden jedoch gegen Norden bei zunehmend steilerem Einfallen immer mächtiger. Sie werden hier durch fossilreiche Mergel, Onkolithe und feinblättrige dunkle Tonschiefer vertreten. Der nächste Aufschluß gegen Westen findet sich an der Quelle Kaltenbrunn nördlich vom "Hundsmarhof" und weist in etwa den gleichen Gesteinsbestand auf wie der eben beschriebene. Die zwischen diesen Aufschlüssen liegenden Raibler Schichten können, wie schon vorher erwähnt, rekonstruiert werden. Da außerdem zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit sehr viele Raibler Lesesteine auftreten (Onkolithe und Mergelplatten), können sie hier als gesichert angesehen werden.

Westlich des Hundsmarhofes sind keine sicheren Aufschlüsse von Raibler Schichten zu finden, aber auch hier in einer Aufschlußlücke zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit, wie sie oberhalb des Hofes "Schuller" vorkommt, können sie vermutet werden. Interessanter sind jedoch die Verhältnisse in einem Graben zwischen diesen beiden Höfen, der unterhalb des Weges zum Hundsmarhof in direkter Verlängerung des Steiges zur Kaserin liegt. Über einer normal ausgebildeten Wettersteinkalklagune mit *Poikiloporella duplicata* PIA folgen hier nämlich Gesteine



wie sie sowohl im Wettersteinkalk als auch in den Raibler Schichten am Dobratsch nirgends gefunden werden konnten. Es sind dies normalerweise im cm-, höchstens aber im dm-Bereich geschichtete mikritische Kalke und Mergel von dunkelgraubrauner Färbung. Die ersten 40 m dieser Serie können an Hand von Dünn-  
 schliffen zu einer lagunären Klümpchenfazies gestellt werden. Die Matrix ist hier meist ausgewaschen und durch Spatit ersetzt. Die Komponenten, die häufig helle Anwachssäume zeigen, führen Pellets, Schalen und Echinodermereste, trochispirale Gastropoden sowie unbestimmbare Dasycladaceenreste. Nach einer Aufschluß-  
 lücke von 18 m folgen 14 m biogenreiche Komponentenkalke, die manchmal als Onkolith ausgebildet sind. Als Kerne der in sparitisierten Matrix schwimmenden Onkoide sind Echinodermereste, Schalen und Schnecken gegeben. Auch Pyrit und sehr viel terrigenes Material sind vorhanden. Die Onkolithserie wird von mikritischen Mergeln, deren Tonanteil fein im ganzen Gestein verteilt ist, ohne nennenswerte Fossilführung jedoch starker Bioturbation, überlagert. Darauf folgen 19 m Ooid- bzw. coated grain-Mergel. Die coated grains sind so stark umkristallisiert, daß keine Struktur zu erkennen ist, werden aber in den meisten Fällen von einer dunklen Haut umgeben. Die Ooide können einer schwachen Drucklösung zum Opfer fallen. Die zurückbleibenden Säume täuschen dann das Bild einer leicht gewellten Schichtung vor. Die Matrix ist in seltenen Fällen noch vorhanden, meist aber ausgewaschen oder sparitisiert. An Biogenen sind nur Echinidenreste und Filamente vorhanden, die manchmal auch als Kerne der coated grains in Frage kommen. Abgeschlossen wird diese Serie von 2 m mikritischen Mergeln, in denen Schill, Ostracoden, Pellets und Pflanzenhäusel vorkommen. Auch terrigenes Material und Pyrit sind hier meist vorhanden. Aus diesem letzten Bereich sowie aus den Mergeln im Hangenden der "Onkolithserie" wurden die folgenden Mikrofossilien gewonnen:

*Schizothelia schizotoma* KRISTAN-TOLLMANN  
*Acanthothelia* (im Übergang zur Schizotoma)  
*Theelia immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia* cf. *raschbergensis* MOSTLER  
*Theelia* cf. *tuberculata* KRISTAN-TOLLMANN  
*Theelia* sp.  
*Nemotapis inflecta* KOZUR & MOSTLER

Crinoiden-Haken, Ambulacralplatten und Stacheln von Echiniden, agglutinierte Foraminiferen und Platten von Echinodermen, wie sie oft im Karn vorkommen.

Obwohl einige dieser Fossilien für Jul oder Tuval sprechen, ist es sicherlich noch zu früh, an Hand eines Aufschlusses mit doch eher spärlicher Mikrofossilführung von einer Raibler Sonderentwicklung zu sprechen. Weiter westlich des Hofes Schuller setzen sich die Raibler Schichten, meiner Meinung nach, über die Sebo-Quelle bis zu den stark sumpfigen Wiesen unterhalb der Bleiberger Landesstraße westlich Heiligenblut fort, bis sie vom Bleiberger Bruch abgeschlagen werden.

Sichere Raibler Schichten sind noch durch die Probebohrungen der BBU (in HOLLER 1974) östlich von Heiligengeist nachgewiesen worden - durch Bohrung III der 2. Carditaschiefer von 759 - 674 m

nn. mit einem Nordfall von 74° und der 1. Carditaschiefer von 597-532 m nn. Helle Wettersteinkalke folgen hier ab 524 m nn. Bohrung I durchfuhr nur den 3. Carditaschiefer, und zwar von 402-382 m nn.

Von GEYER (1901) werden aus den alten Bergbauen im Frohnwald (Martini und Jakobi) sowie aus dem Heiligengeister Stollen Schiefer beschrieben, die er zu den Raibler Schichten stellt. Ob es sich tatsächlich um Raibler Schiefer oder nur um Kluft-schiefer handelt, kann wegen des Zubaus der Stollen nicht entschieden werden. Die von HOLLER (1974: 54) beschriebene Kluftfüllung mit Carditaschiefern konnte leider nicht gefunden werden. Auch das horizontbeständige (in ca. 1200 m östlich der neuen Schiabfahrt nach Heiligengeist) Auftreten von Raibler Onkolithgeröllen, die im quartären Schutt des Dobratsch sonst fast nie vorkommen, ist vielleicht im Hinblick auf die Dobratschüberschiebung nicht ohne Bedeutung.

### IX Der Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist das letzte mesozoische Schichtglied, das am Aufbau der Villacher Alpe beteiligt ist. Er kommt nur an der Nordseite des Dobratsch vor, und zwar im Bereich zwischen Bleiberg-Nötsch und Alpenlahner sowie östlich von Heiligengeist (ab Kote 915). Hier bildet er die sogenannte "Heiligengeister Stinksteinmulde". Die Dolomite an den Nordhängen des Dobratsch, deren Zugehörigkeit zu Wettersteindolomit oder Hauptdolomit von HOLLER (1974) offen gelassen wurde, gehören ausnahmslos der Wettersteinkalkformation, und zwar sowohl in lagunärer als auch riffogener Fazies, an. Die Hauptdolomite sind hier also unter der mächtigen Quartär- und Schuttbedeckung des Bleiberger Tales zu suchen, was in etwa der Variante B des Bleiberger Bruches von HOLLER (1974) entspricht, während westlich des Alpenlahners nach allen Geländebefunden der Variante A der Vorzug zu geben ist.

Da der Hauptdolomit in diesem Bereich praktisch fossillere ist, konnte seine stratigraphische Zuordnung lediglich auf Grund lithologischer Kennzeichen bzw. der Stellung dieser Gesteine im Schichtverband vorgenommen werden, eine Methode, die nur dann auf Schwierigkeiten stößt, wenn Wettersteindolomit der Lagunen-fazies unmittelbar auf Hauptdolomit trifft.

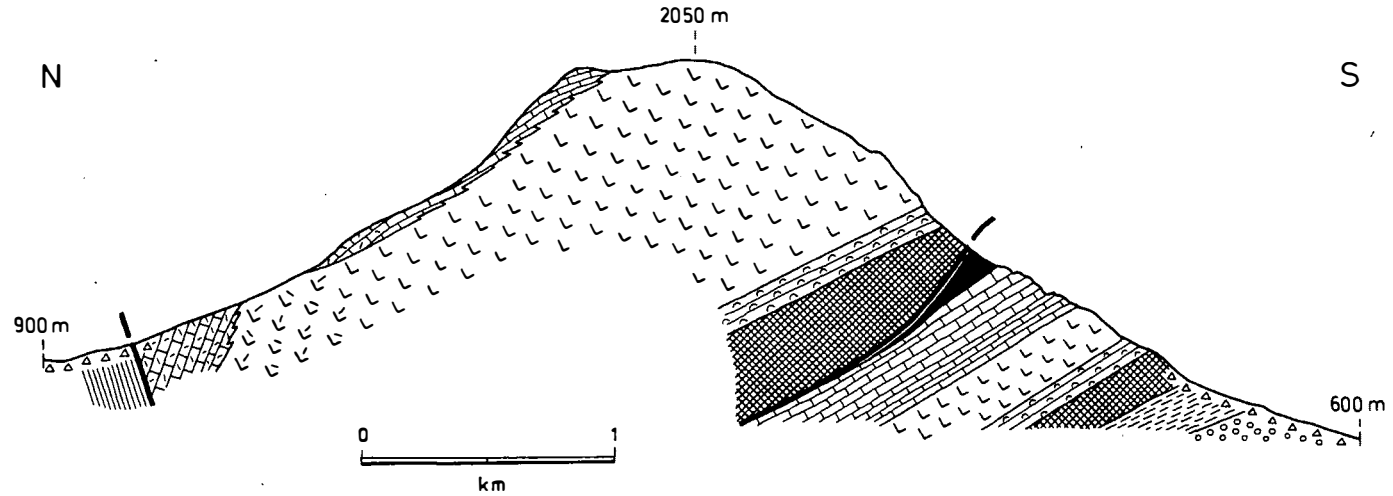
An der Basis ist der Hauptdolomit im cm- bis dm-Bereich geschichtet und zeigt eine deutliche Feinlaminierung, deren Oberflächen mehr oder weniger gewellt sind, wobei sich die Farbe infolge des stark schwankenden Bitumengehaltes auch im mm-Bereich ständig von gelbgrau zu dunkelgrau ändert. Gegen das Hangende zu verliert sich die Laminierung immer mehr und auch das Bitumen ist nicht mehr ss-parallel, sondern fleckenförmig verteilt angelagert. Diese sterilen mittelgrauen Dolomite sind auch viel erosionsanfälliger als jene der Basis, wodurch die Schichtung oft verloren geht und ein massiger Eindruck entsteht. Diese relativ hellen Dolomite haben ihr Hauptverbreitungsgebiet südlich der Bleiberger Landesstraße zwischen den Höfen "Brochiner" und "Schuller", wo sie trotz der mächtigen quartären Ablagerungen praktisch in jedem der nach Norden gerichteten

gerichteten Gräben zu finden sind.

Der bereits erwähnte schmale Streifen von Hauptdolomit westlich des Alpenlahners gehört ebenfalls in diese Serie, erreicht jedoch, tektonisch bedingt, hier nie solche Mächtigkeiten wie im Osten.

Ein völlig anders ausgebildeter Hauptdolomit findet sich dann noch in den kleinen Aufschlüssen nördlich Heiligengeist unterhalb von Kote 915. Es handelt sich hier um anfangs schwach kalkige, im dm-Bereich geschichtete Dolomite von dunkelgrauer Farbe. Auffallend ist in diesem Bereich vor allem die relativ starke Tonführung, die zusammen mit Drucklösungserscheinungen auch die Ursache für die welligen, zum Teil fast schon knolligen, Schichtflächen sein dürfte. Gegen das Hangende folgt dann reiner, fast schwarzer Dolomit mit sehr viel Bitumen, sodaß er wirklich den Namen "Stinkstein" verdient. Dieser im Großbereich gefaltete Dolomit steht auch noch östlich von Heiligengeist in der ersten Linkskurve der Bleiberger Landesstraße an. Da auch dieser Dolomit keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien führt, wurde er von verschiedenen Autoren auch als Cardita-dolomit ausgeschieden. Da jedoch sonst nirgends am Dobratsch so mächtige Raibler Dolomite vorkommen und zwischen den sicheren Raibler Schichten am Nordhang der Villacher·Alpe und eben jenen Aufschlüssen immer heller Hauptdolomit zu finden ist, scheint es richtiger, die Dolomite von Heiligengeist dem oberen Hauptdolomit zuzurechnen.

# IDEALISIERTES PROFIL DURCH DEN DOBRATSCH (~HÖHE BLEIBERG)



Permoskythsandsteine

Werfener Schichten

anisische Dolomite

Beckensedimente und Tuffe des Ladin

Wetterstein = Lagune kalkig

Lagune dolomitisch

Riff+Riffschutt kalkig

Riff+Riffschutt dolomitisch

Raibler Schichten

Hauptdolomit

Quartär oder Hangschutt

tektonische Grenze

Abb: 3

## B/ Zum Verlauf der Dobratschüberschiebung:

Ausgehend von dem Vorkommen anisischer Tonschiefer und Dolomite auf der Semmler Alm, welche von Wettersteinkalk unter- und von -dolomit überlagert werden, hat GEYER (1901: 355) von einer Längsstörung gesprochen, die "in dem von Nötsch zum Dobratsch gezogenen Profile eine Wiederholung bedingt und sich nach Osten direct in jene Wandregionen fortsetzt, von denen während des Erdbebens von Villach im Jahre 1348 durch Abspaltung der furchtbare Arnoldsteiner Bergsturz niedergegangen ist". Ob diese "Dobratschlinie" GEYERs wirklich mit dem Bergsturz ursächlich zusammenhängt, soll uns hier nicht weiter beschäftigen; wesentlich ist vielmehr, daß GEYER diese Überschiebungslinie als solche bereits erkannt hat, wenngleich seine Annahme, im Semmler Alm-Anis "die Fortsetzung der Gutensteiner Schichten des Kilzerbergs" zu sehen, nicht richtig ist. Unter Bezugnahme auf GEYERs Deutung meint ANDERLE (1950: 219): "nach meiner Ansicht würde man dieser Tatsache (nämlich der Schichtwiederholung) näher kommen, wenn man diese Wiederholung der Gutensteiner Kalke als eine durch sekundäre Südfaltung bedingte Überschiebung der oberen Schichten deutet". Auf der beigelegten geologischen Karte zeichnet ANDERLE die Überschiebungslinie zwischen der Semmler Alm und den Bösen Gräben zwar ein und unterscheidet in der tektonischen Skizze auch eine "untere und obere Einheit der Trias des Dobratsch", diskutiert diese im Text aber nicht, was nicht weiter verwunderlich ist, da er infolge seiner Einstufung der Wettersteinkalke ab dem Bereich der Roßtratte als norischer Dachsteinriffkalk und wegen des Fehlens der anisischen Tonschiefer sowie der Mächtigkeitsabnahme des Zwischendolomits nach Osten hin hier von der Basis des Dobratsch bis zum Gipfel ein scheinbar durchgehendes Profil hatte - ein Fehler, der erst von KRAUS & OTT (1968: 282) korrigiert wurde. In einem - allerdings ohne Begleittext versehenen - Blockdiagramm der Dobratsch-westseite läßt ANDERLE 1973 als wahrscheinliche Fortsetzung die Überschiebungslinie von der Semmler Alm durch den Lärchgraben herunter zum Nötschbach ziehen.

Ab der Semmler Alm nach Osten ist der Verlauf von SCHRIELs (1951: 160) "Gailbruch" identisch mit dem der Dobratschlinie GEYERs; nach dem Westen allerdings läßt SCHRIEL, wie aus seiner Karte hervorgeht, diesen Gailbruch am Nordabhang des Schloßbergs entlangziehen, wo er sich dann ab dem Plateau von Hermsberg bis etwas NE von Wertschach gabelt, um den hier befindlichen Nötscher Granitzug nach N gegen das Karbon und nach S gegen den Quarzphyllit abzugrenzen. Dieser südliche Ast des Gailbruches und dessen westliche Fortsetzung entspricht voll und ganz dem laut FRECH (1894: 154) jungkarbonisch angelegten "Bruch von St. Georgen", der in alpidischer Zeit aber lediglich geringfügige Vertikalverstellungen bewirkt haben mag (siehe Kapitel über das Kristallin) und auf der Schloßberg-Nordseite nirgends erkennbar ist.

Was nun den Verlauf der Überschiebungslinie anlangt, so ist diese in den steilen Südhängen des Dobratsch von der Semmler Alm bis

in den Bereich zwischen den Koten 1711 und 1567 SE der Aichinger Hütte relativ leicht zu verfolgen: sie tritt, obwohl sie hier fast immer durch stark tektonisch gestörte Bereiche verläuft, meist als scharfe Kante hervor, die auf Grund der verschiedenen starken Erosionsanfälligkeit der Wettersteinkalklagune im Liegenden und der darüber folgenden Zwischendolomite gebildet wird. Dadurch ist es auch in ungangbarem Gebiet möglich, die Überschiebungslinie zu verfolgen, obwohl die Wettersteinkalke und Zwischendolomite, da sie gleiche Anwitterungsfarben aufweisen, aus größerer Entfernung nicht voneinander zu trennen sind. Durch das weite Zurückwittern von Ausbruchsnischen gegenüber stehengebliebenen Graten zeigt die Überschiebungslinie, die einen Einfallswinkel von  $\pm 55^\circ$  N aufweist, auf Grund des Geländeverschnittes große Höhenschwankungen. Dazu kommt noch die Querbruchtektonik des Dobratsch, die vertikale Versetzungen und manchmal eine Schrägstellung von ganzen Schollen hervorruft. Östlich der Semmler Alm ist die Überschiebungslinie erst wieder in den Bösen Gräben gangbar, da hier das Zurückwittern des Zwischendolomits gegenüber den Wettersteinkalken durch die erosive Tätigkeit von kleinen Seitenbächen noch verstärkt wurde. Diese Verhältnisse finden sich bis zu dem Grat, der die Bösen Gräben und die Ausrisse unterhalb des Barentales trennt. Am Grat selbst und weiter östlich ist die Überschiebung durch stark mylonitisierte Gesteine gekennzeichnet. Die nächsten sicheren Aufschlüsse sind jene mit den neu aufgefundenen Raibler Schichten (s. 31-32), von wo sie - wie ebenfalls bereits erwähnt - steil zum Plateau der Roßstratte hinaufzieht. In diesem rund 700 m langen Bereich erkennt man deutlich, daß es sich um eine zwischen zwei Querstörungen als ganzes nach W abgekippte Scholle handelt. An der "Roßstrattenstörung" wird die Überschiebungslinie um ca. 150 m nach unten versetzt, und ist von da an weiter nach Osten durch die Obergrenze der bereits von GEYER entdeckten Raibler Schichten des Arnoldsteiner Alpels gegeben, und zwar auf eine Entfernung von ca. 600 m. Dann keilen sowohl die Raibler Schichten als auch die hangenden anisichen Dolomite und Kalke aus. Bis fast zum Grat zwischen den Koten 1567 und 1711, wo die Überschiebungslinie in 1600 m Höhe das Plateau des Dobratsch erreicht, ist sie jedoch noch gut zu verfolgen, Dies ist möglich, indem man Lagunen und Riff-Fazies gesondert ausscheidet. Die hangenden Wettersteinkalke der Liegendscholle sind nämlich meist in Lagunenfazies ausgebildet, während die basalen Wettersteinkalke der Hangendscholle immer riffogen ausgebildet sind. Leider verzahnt die Lagune unmittelbar vor dem Grat mit Riffgesteinen, sodaß der Nachweis der Überschiebung weiter nach Osten und Norden auf diese Weise nicht mehr möglich ist.

Wesentlich schwieriger wird es dann im NW und NE, wo die Aufschlußverhältnisse zufolge der Vegetation sowie quartärer bis postquartärer Ablagerungen großteils sehr schlecht sind. Auf Grund verschiedener kleiner Aufschlüsse und Hinweise ist es jedoch möglich, den wahrscheinlichen Verlauf der Überschiebungslinie zu rekonstruieren:

# VERLAUF DER DOBRATSCH-ÜBERSCHIEBUNGSLINIE (BLEIBERGER BRUCH NACH HOLLER 1974 MODIFIZIERT)

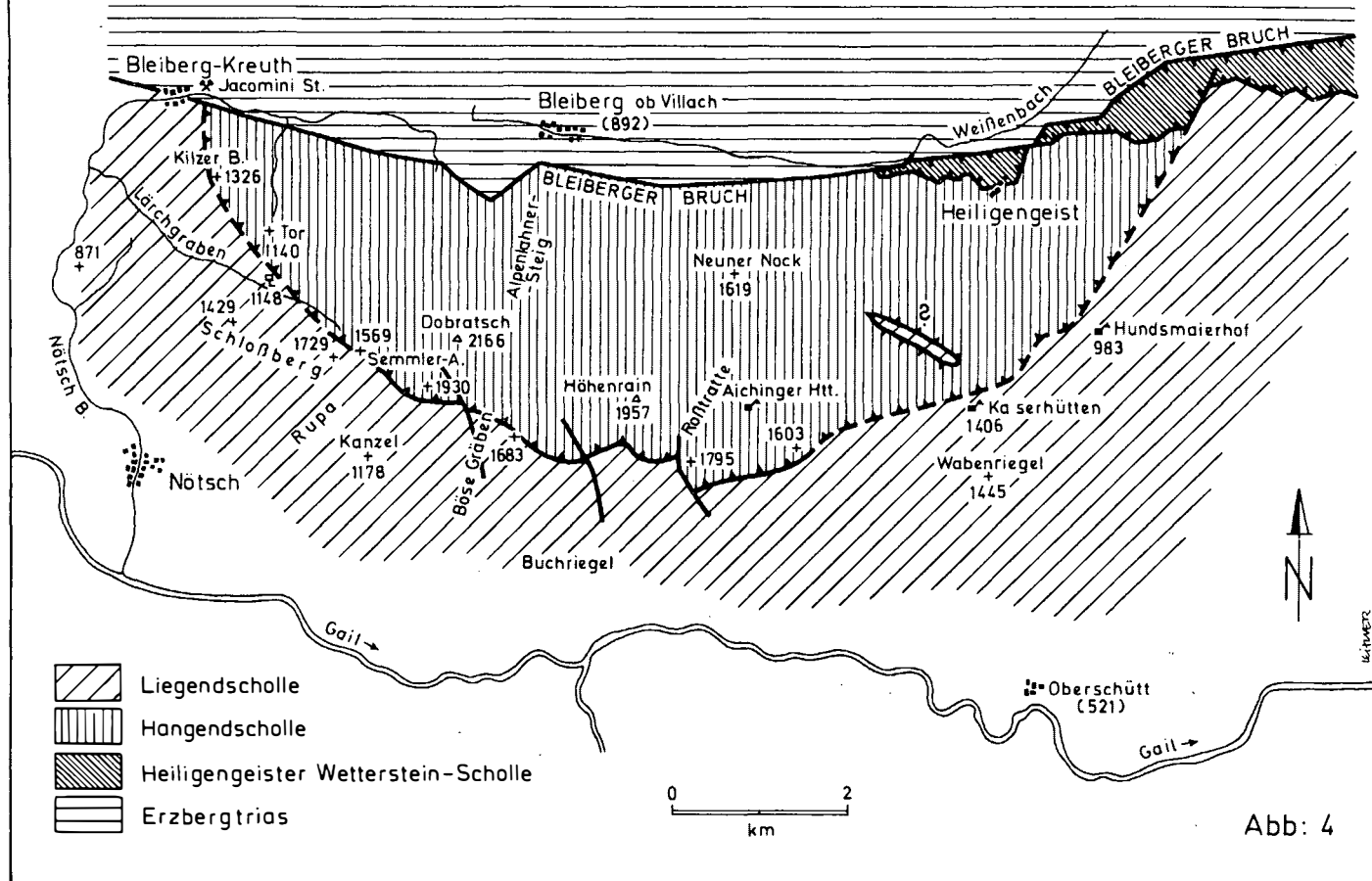


Abb: 4

Nordöstliche Fortsetzung: vom Grat 1567-1711 müßte sie, kleinere Geländeverschnitte nicht berücksichtigt, nach NE bis ungefähr zur Kaserin Hütte ziehen; von dort entlang des Steiges zur Kaserin bis zum Fahrweg Heiligengeist - Hundsmarhof und weiter durch den ersten Graben westlich des Hundsmarhofes bis zur Heiligengeister Mulde. Als Beweis dafür kann die verschiedene Ausbildung der Raibler Schichten westlich und östlich des Hundsmarhofes herangezogen werden, die dann ja verschiedenen Stockwerken angehören würden. Auch das fast höhengebundene Auftreten von Raibler Onkolithgeröllern zwischen der neuen Schipiste und der Kaserin Hütte findet so als erosiv entstandener Ausbiß der Liegendscholle leichter eine Erklärung.

Nordwestlich der Semmler Alm:

- 1) Im Lärchgraben ragen ab 1500 m dunkelgraue, ins Anis gestellte Dolomite aus dem Schutt heraus.
- 2) In dem unmittelbar nördlich des steil bergan zum Dobratsch führenden Weges verlaufenden Graben findet sich zwischen 1270 und 1500 m zunächst dunkler Dolomit, der in laminierten typischen Zwischendolomit übergeht, dem im allerhöchsten Bereich zumindest zwei dünne und lettig wirkende, grüne Tuffbänder eingeschaltet sind.
- 3) Im nächstnördlichen Graben sind sieben Tuffbänder innerhalb von zwei Metern nahe Kote 1398 unmittelbar über dem Zwischendolomit bereits in Verbindung mit der nur spärlich aufgeschlossenen Buntkalkentwicklung der Hangendscholle.
- 4) In Fortsetzung der aus 2) und 3) resultierenden Streichrichtung hat SCHRIEL (1961: 148) vom Weg westlich des Wurzachgrabens bei Höhe 1066 eine ladinische Fauna mit *Daonella cassiana* MOJS. und *Daonella marmolatae* KITTL sowie *Omphaloptycha (Chemnitzia) rosthorni* HOERNES in kalkigen Dolomiten beschrieben. Wahrscheinlich stehen diese Daonellen in engem Verband mit den Buntkalken, welche im W des Dobratsch ähnlich dem Riffschutt stark dolomitisiert sein können.
- 5) Am Weg von Lerchbach zum Torsattel stößt man in 1120 m auf dünnbankige, dunkelgraue Dolomite mit feinen tonreichen Filmen - Gesteinen, wie sie aus dem tieferen Bereich der Semmler Alm bekannt sind.
- 6) Vom Torsattel führt ein in der Karte nicht eingetragener Pfad fast eben bis leicht ansteigend am SW-Hang des Kilzerbergs entlang, an dem 180 m westlich vom Tor in 1145 m ähnliche Gesteine wie bei 5) anstehen, desgleichen in 1160 m Höhe rund 500 m westlich vom Tor.
- 7) 300 m südöstlich vom Gipfel des Kilzerbergs ist in 1200 m in einem Graben dm-gebankter, graubrauner und dicht wirkender Dolomit, der auf Grund seines Streichens und Fallens (170°/45°N) über den südlich und südwestlich des Gipfels befindlichen Schrofen in Höhen bis knapp 1200 m zu liegen kommt, welche aus hellbeigem, brecciöses wirkendem, von zahlreichen bis mm großen Löchern durchsetzten und als Riffschutt gedeuteten Dolomit aufgebaut werden.

Auf Grund dieser Geländedaten dürfte die Überschiebungslinie von der Semmler Alm über den Bildstock in 1148 m und knapp



westlich vom Gipfel des Kilzerbergs zum Bleiberger Tal ziehen, wo sie in etwa gegenüber des Jacomini-Mundlochs auf den Bleiberger Bruch trifft.

Da beide Dobratschsollen von den N-S verlaufenden Querbrüchen erfaßt worden sind, muß der Zeitpunkt der Überschiebung als frühalpidisch angenommen werden.

#### Danksagung

Für die stete Diskussionsbereitschaft und die Bestimmung der Fossilien möchten wir nachstehenden Herren herzlich danken: Dr. R. Brandner, Innsbruck (Algen und Schwämme); Prof. Dr. G. Hoschek, Innsbruck; Prof. Dr. W. Klaus, Wien (Sporen); Prof. Dr. H. Mostler, Innsbruck (Conodonten und Holothurien); Dr. W. Resch, Innsbruck (Foraminiferen) und Dr. G. Tichy, Salzburg (Ammoniten und Lamellibranchiaten). Dem Österreichischen Forschungsfonds gilt unser Dank für die finanzielle Unterstützung.

## Literatur

- ANDERLE, N. (1950): Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. --- Jb. Geol. Bundesanst. Bd. 94/1, 195-236.
- ANDERLE, N. (1973): Kurzbeitrag im "Exkursionsführer zur Arbeitstagung österreichischer Geologen 1973, Völkermarkt/Kärnten". --- Herausgeber: Geol. Bundesanst., Wien.
- BAUER, F.K. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. --- Veröff. d. Universität Innsbruck, Bd. 86 (Heißel- Festschrift), 1-23.
- BECHSTÄDT, Th. & H. MOSTLER (1974): Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). --- in "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias" - Symposium Wien, Mai 1973, 45-55.
- BEMMELEN, R.W. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), 1. Teil. --- Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 100, 2, 179-212.
- BEMMELEN, R.W. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), 2. Teil. --- Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 104, 213-237.
- CHAIR, M. & F. THIEDIG (1973): Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). --- Der Karinthiner, Folge 69, 60-63.
- EXNER, C. & H.P. SCHÖNLAUB (1973): Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. --- Verh. Geol. Bundesanst., Heft 3, 357-365.
- FELSER, K.O. (1936a): Der Granit von Nötsch im Gailtal und seine Begleitgesteine. --- Verh. Geol. Bundesanst., Nr.9, 182-187.
- FELSER, K.O. (1936b): Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). --- Zbl. f. Min., Geol. u. Paläont., Abt. B, 305-308.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikroproblematica in Dünnschliffen von Trias-Kalken. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 21, 957-988, Innsbruck.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. --- Verlag Max Niemeyer, Halle.
- GEYER, G. (1901): Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. Verh. Geol. Reichsanst., 338-359.
- HERITSCH, F. (1930): Granitgang im Unterkarbon von Nötsch am Dobratsch. --- Verh. Geol. Bundesanst., Nr. 8, 194-196.
- HOLLER, H. (1974): Eine Monographie des Bleiberger Bruchs. --- Carinthia II, 32. Sonderheft.
- KAHLER, F. (1968): Die Gipsvorkommen an der Südseite der Gailtaler Alpen. --- Carinthia II, 158./78. Jg., 90-96.
- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. --- Carinthia II, 17. Sonderheft.
- KODSI, M.G. & H.W. FLÜGEL (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. --- Carinthia II, 160./80. Jg., 7-17.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 21, 777-810, Innsbruck.

- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. --- Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 112, 81-152.
- KRAUS, O. & E. OTT (1968): Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. --- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., Heft 8, 263-290.
- MOSTLER, H. (1972): Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 20, 143-149, Wien.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). --- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 3, Heft 7, 1-47.
- PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Pflanzenrest aus den Nötscher Schichten. --- Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 133, 543-558.
- PILGER, A. & R. SCHÖNENBERG (1958): Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). --- Zs. dt. Geol. Ges., Bd. 110/1, 205-215.
- RIEHL-HERWISCH, G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 14-15, 229-266, Wien.
- SCHENK, V. (1967): Beobachtungen an neuen Aufschlüssen in gipsführenden Werfener Schichten bei Laas/Kötschach, Kärnten. --- Carinthia II, 157./77. Jg., 104-106.
- SCHLAGER, W. (1962): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 13, Wien.
- SCHRIEL, W. (1951): Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. --- N.b. Geol. u. Paläont., Abh., Bd. 93, 145-176.
- SEELMEIER, H. (1962): Über einige geologisch interessante Stollen- und Tunnelbauten im ostalpienn Raum. --- Zs. dt. Geol. Ges., Bd. 114/1, 246-253..
- STREHL, E. (1960): Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). --- Carinthia II, 150./70. Jg., 28-35.
- TESSENHORN, F. (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. --- Carinthia II, 162./82. Jg., 143-147.
- TICHY, G. (1972): Beitrag zur Triasfauna von Bleiberg (Gailtaler Alpen, Kärnten) mit besonderer Berücksichtigung der Megalodontiden. Diss., Universität Wien.
- TOULA, F. (1887): 1. Vorkommen der Raibler Schichten mit *Corbis Mellingi* zwischen Villach und Bleiberg in Kärnten. --- Verh. Geol. Reichsanst., 296-298.
- WARCH, A. (1973): Die Permotrias der nördlichen Gailtaler Alpen. --- Diss., Universität Innsbruck.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalkkriffen der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 519, 1-123, Frankfurt.
- ZAPPE, H. (1958): Die Fauna der Werfener Schichten vom Ulrichsberg bei Klagenfurt in Kärnten. --- Verh. Geol. Bundesanst., Heft 2, 155-164.

### TAFEL I

- Abb. 1: Anisischer Zwischendolomit der Hangendscholle mit LF-Gefügen und Wühlspuren.  
Abb. 2: Orthocerenleithorizont der Ammonitenkalke.

### TAFEL II

- Abb. 3: Schüttung von einem Riffmaterial (rechts oben) in die Bankkalke.  
Abb. 4: Daonellen- und Filamentkalke der Bankkalkserie.

### TAFEL III

- Abb. 5: ss-parallele Wechsellagerung von Daonellenkalken (unten) mit grobarenitischem Riffschutt. In der Mitte des Bildes schöne Stromactis-Strukturen.  
Abb. 6: Ausschnitt aus den Knollenkalken. Die dunkleren Zwickelfüllungen sind stark mit tuffogenem Material angereichert.

Tafel I

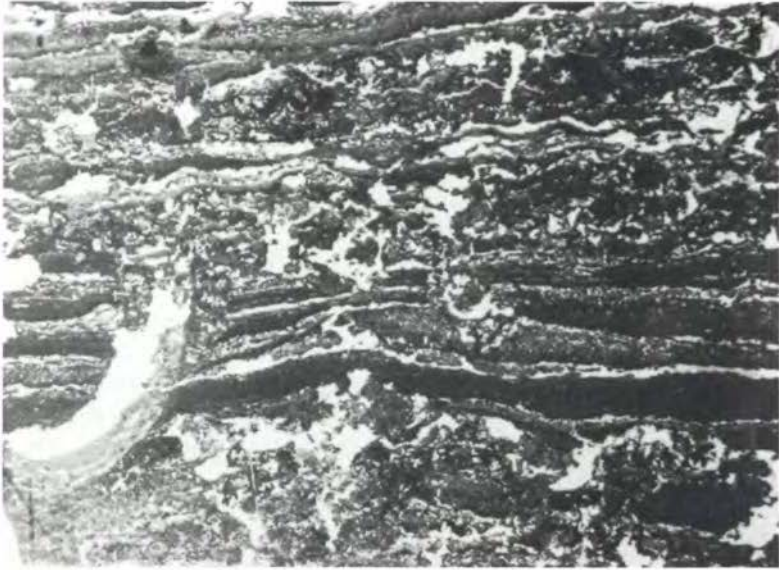


Abb. 1

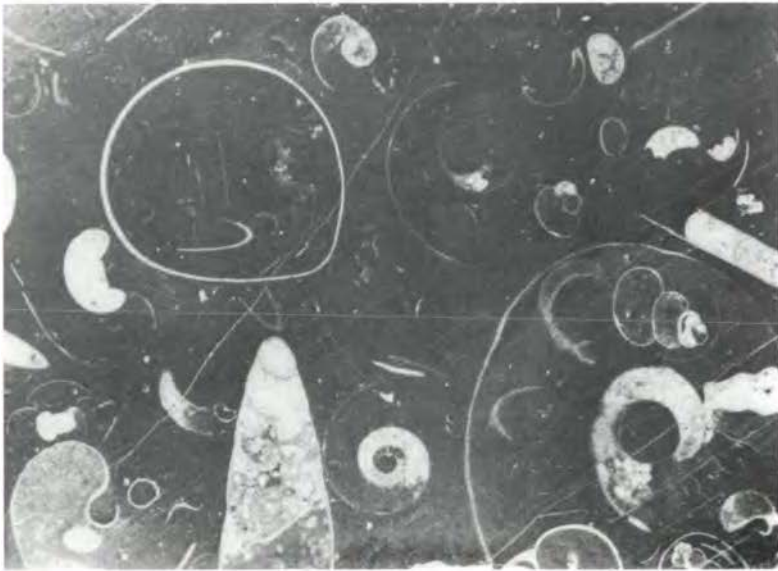


Abb. 2

Tafel II

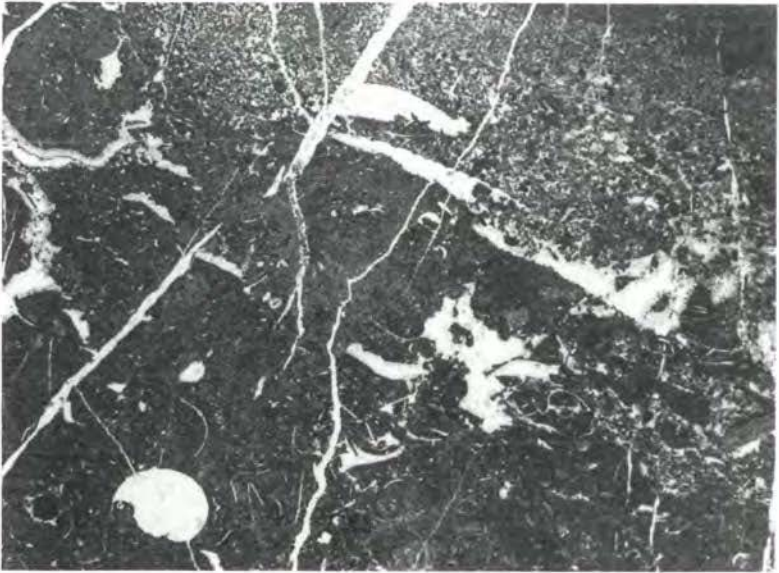


Abb. 3



Abb. 4

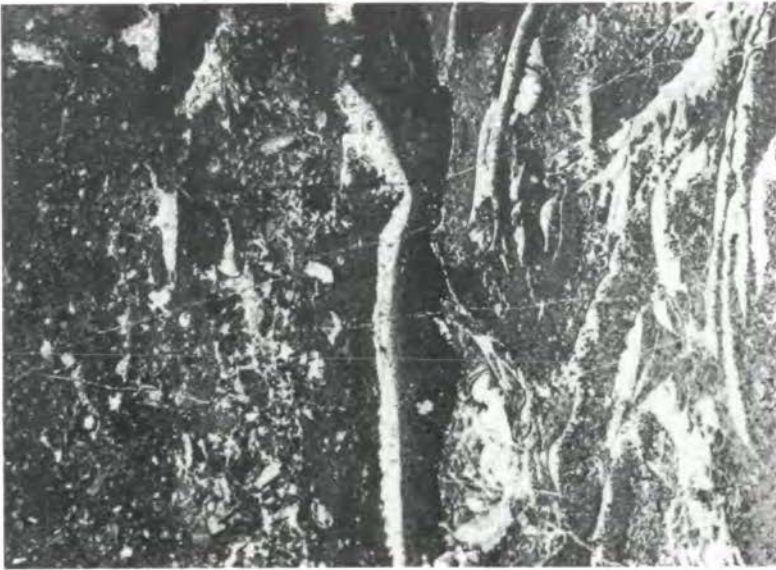


Abb. 5



Abb. 6

Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol  
der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des  
Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum

von H. Mostler und B. W. Scheuring<sup>+</sup>)

Zusammenfassung

Der Hangendteil der Reiflinger Kalke wurde in Großreifling (Steiermark) und Göstling (Niederösterreich) erstmals mikro-paläontologisch und mikrofaziell, unter besonderer Berücksichtigung der Langobard/Cordevol-Grenze, bearbeitet.

Hauptziel vorliegender Studie war es, ein gut fundiertes stratigraphisches Gerüst für die in den Profilen (beider oben genannten Lokalitäten) gefundenen Mikroflora zu erarbeiten. Hierzu wurden im Profil Großreifling 25 Proben für eine mikrofazielle und mikrofauistische Untersuchung entnommen; für die Pollenuntersuchung fielen 11 Proben zur Bearbeitung an. Die Mikrofauna, bestehend aus 11 Tiergruppen (Radiolarien, Foraminiferen, Poriferen, Roveacriniden, Echiniden, Ophiuren, Holothurien, Ostracoden, Conodonten, Fische und Mikroproble-matica) erlaubte, vor allem auf Grund der Holothuriensklerite und Conodonten, eine sehr gute stratigraphische Einstufung, die außerdem noch an Hand der angefallenen Megafauna kontrolliert werden konnte.

Die 31 in den beiden Profilen von Göstling aufgesammelten Proben erbrachten zwar nicht die stratigraphisch erhofften Ergebnisse, was vor allem auf das Fehlen wichtiger Leitformen zurückzuführen ist, genügten allerdings, um die mikroflora-führenden Proben einzustufen.

---

<sup>+</sup>) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck, Austria; Dr. Bernhard Scheuring, Botanisches Institut der Universität, Schönbeinstr. 6, CH-4056 Basel, Schweiz



Die Mikroflora aus dem Oberen Langobard der Reiflinger Kalke (*Daonella lommeli*; *mungoensis* Assemblage-Zone) enthält nebst *Ovalipollis* und anderen typischen Keuperformen auch *Circumpolles* der Gattungen *Duplicisporites* und *Paracirculina*, sowie *Camosporites pseudoverrucatus*.

Eine derartige Assoziation konnte in der Germanischen Trias der Nordwestschweiz nicht vor der Mitte des Abschnittes C des Gipskeupers (SCHEURING 1970: Abb. 5) nachgewiesen werden, was bedeutet, daß mindestens das Liegende im dortigen Profil (die Lettenkohle und der basale Gipskeuper) während des Langobards abgelagert worden ist.

Der palynostratigraphisch nachweisbar heterochrone Charakter der Lettenkohle läßt den Schluß zu, daß die Keupersedimentation im N und NE des Germanischen Beckens während des Oberen Ladins zu einem früheren Zeitpunkt als in der Nordwestschweiz einsetzte.

Cordevolische Proben aus den Göstlinger und Reiflinger Kalken (mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten belegt) enthalten eine korrodierte, praktisch unbestimmbare Mikroflora, in der einzig *Ovalipollis* und runde, alete Formen mit mehreren Exinenverdünnungen erwähnenswert scheinen.

### Summary

The micropalaeontology and microfacies of the uppermost part of the Reiflinger Kalke at Großreifling (Steiermark) and Göstling (Niederösterreich) have been studied under special consideration of the Langobardian-Cordevolian boundary.

It was the aim of this study to ascertain the stratigraphical age of some microfloras found at both localities. At Großreifling the microfacies and the microfauna of 25 samples have been investigated. The microfauna consists of eleven groups of forms (*Radiolaria*, *Foraminifera*, *Porifera*, *Roveacrinida*, *Echinida*, *Ophiuroidea*, *Holothurioidea*, *Ostracoda*, *Conodontophorida*, *Pisces* and *Microproblematica*) among which holothurian sclerites and conodonts proved to be especially suitable for distinct age determination. The results from these investigations are confirmed by a megafauna also found at the place.

Due to the lack of important guide fossils, 31 samples originating from two profiles near Göstling did not provide results of similar accuracy. Nevertheless the age of a spore-bearing sample from this place could be determined.

The Upper Langobardian microflora from the Reiflinger Kalke of Großreifling (*Daonella lommeli*; *Metapolygnathus mungoensis*-

Assemblage-Zone) contains besides *Ovalipollis* and other typical Keuper forms, *Camerosporites pseudoverrucatus*, *Duplicisporites* cf. *granulatus* and *Paracirculina* cf. *scurrilis*, i.e. members of the *Circumpolles*-group.

As the earliest appearance of this assemblage in the German Triassic has been reported from the middle of section C of the Swiss Gipskeuper (SCHEURING 1970: Abb. 5) it must be concluded that Lettenkohle and basal Gipskeuper of the German Basin were deposited during the Upper Ladinian.

The diachronous character of the Lettenkohle can be demonstrated palynostratigraphically and shows that Keuper sedimentation started later in Switzerland than in the N and NE of the German Basin.

Cordevolian samples from Göstling and Großreifling contain heavily corroded microfloras. Only *Ovalipollis* and two sorts of round, alete spores showing several exine thinnings can be distinguished.

## Inhalt

### Vorwort

1. Einleitung
  2. Makrofaunen, Mikrofaunen und Mikrofloraen
    - 2.1. Reiflinger Kalke von Großreifling (Steiermark)  
Profilbeschreibung und Makrofossilien  
Mikrofaunen und ihre stratigraphische Bedeutung  
Beziehungen Mega- und Mikrofauna  
Die Mikroflora der Probe FSP 32
    - 2.2. Göstlinger Schichten von Göstling (Niederösterreich)  
Profilbeschreibung  
Mikrofaunen  
Die Mikrofloraen der Proben ASP 5 und FSP 4
  3. Palynostratigraphische Korrelation Germanische-Alpine Trias
    - 3.1. Alpine Trias
    - 3.2. Germanische Trias
    - 3.3. Korrelation
- Danksagung

## Vorwort

Anfangs Oktober 1971 sandte Robert E. Dunay, Pennsylvania State University, U.S.A., einem von uns (Bernhard Scheuring) eine "ladinisch" bezeichnete Pollenflora aus dem oberen Teil der sogenannten Reifflinger Kalke von Gaming, Niederösterreich (siehe Abb. 1) zur Überprüfung. Nach Dunay handelt es sich um Material, das "stratigraphisch unterhalb der *Trachyceras aon*-Zone der Lunzer Schichten" liegen soll, und das *Ovalipollis* (dominant), sowie *Camerosporites pseudoverrucatus*, *Enzonalasporites* und *Vallasporites* enthält.

Die palynologische Überprüfung ergab prinzipiell Übereinstimmung mit Dunays Angaben: Obwohl der Erhaltungszustand der Mikroflora spezifische Bestimmungen kaum zuläßt, scheint festzustehen, daß die Probe sehr starke Anklänge an die Gipskeuper-Assoziationen der Abschnitte C - E von SCHEURING (1970: 107, Abb. 5) zeigt. Sie enthält *Ovalipollis*, *Parillinites* und *Circumpolles* der Gattung *Paracirculina*, sowie Formen, die an *Enzonalasporites* und *Vallasporites* erinnern.

Da die Reifflinger Schichten in der Nähe von Gaming aber vom tieferen Ladin bis zum Unter-Jul reichen, also auf jeden Fall das Cordevol mit umfassen (das Cordevol wird nun übereinstimmend dem Unterkarn zugerechnet), erschien die Bezeichnung dieser Pollenflora als "ladinisch" ohne eindeutige faunistische Absicherung allerdings fraglich und ungewiß. Dunay, dem in diesem Sinne Bescheid gegeben wurde, gab leider keine näheren Informationen zur Fundstelle, zum Fundhorizont und zur faunistischen Einstufung der Probe. In seiner Antwort drückte er vielmehr eigene Zweifel am ladinischen Alter des Gaming Materials aus, das eher "karnische Aspekte" verrate. Nach diesem Bescheid zu schließen, ist die Einstufung der Probe also faunistisch nicht abgesichert. Die im Oktober 1971 angekündigte Publikation von Dunays austroalpinen Mikroflora steht unseres Wissens leider heute noch aus.

Die Frage nach dem frühesten Auftauchen der *Circumpolles* ist aber für die Triaspalynologie schon seit Jahren von erstrangiger Bedeutung (SCHEURING 1970: 92, 109-110) und erfordert eine rasche und sichere Abklärung.

Neueste Untersuchungen von SCHEURING (1974a) bestätigen nun die Vermutung, daß die *Circumpolles* mindestens schon im Cordevol verbreitet waren, sie vermögen aber das Einsetzen dieser wichtigen Formengruppe nicht genauer festzulegen.

Es ist ein Hauptziel der vorliegenden Arbeit, das Mindestalter der *Circumpolles* und der *Ovalipollis*-Gruppe im Unterstufenbereich näher abzugrenzen und die Bedeutung dieser Untersuchungen für die Datierung germanischer Ablagerungen aufzuzeigen. Wir möchten in diesem Zusammenhang aber nachdrücklich darauf hinweisen, daß R. E. Dunay unseres Wissens der erste war, der die Altersfrage der zwei oben erwähnten Formgruppen im austro-

alpinen Raum konkret zu lösen versuchte.



Abb. 1: Lageskizze der bearbeiteten Profile Göstling und Großreifling

## 1. Einleitung

Die tonigen Sedimente der Trias wurden bisher, vor allem auf Grund ihrer Eintönigkeit, aber auch zumeist wegen Fehlens von Megafaunen sehr stiefmütterlich behandelt, sodaß es an der Zeit war, eine Arbeitsgruppe bestehend aus Mineralogen (Tonmineralogie, Schwermineralspektren), Geologen (Kartierung, Profilaufnahme, Mikrofazies), Palynologen (Erfassung der Mikroflora in durchgehenden Profilen) und Paläontologen (Mega- und Mikrofaunen innerhalb gut erschlossener Profile) zu bilden.

Zunächst galt es, die Partnachschiefer zu erfassen; damit hat das Team, dem auch die beiden Verfasser angehören, bereits im Sommer 1973 in den bayrischen und westösterreichischen Nördlichen Kalkalpen begonnen. Wesentlich war es, gleich eingangs das Ein- bzw. Aussetzen der tonigen Beckensedimentation (Partnach-Tonschiefer) zeitlich in den Griff zu bekommen. Dies gelang bereits in einzelnen Abschnitten mit Hilfe von sehr reichen und

gut datierbaren Mikrofaunen aus Karbonatgesteinen an der Basis bzw. am Top der Partnachsichten (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974b).

Die aus der Typlokalität stammenden Partnachsichten (faunistisch völlig steril) haben bisher keine auch nur annähernd brauchbaren Mikrofloraen erbracht, sodaß wir uns gezwungen sahen, auf geringmächtigere tonige, etwa den Partnachsichten zeitlich entsprechende Sedimente Ostösterreichs überzugreifen. Hierzu bot sich neben Göstling besonders Großreifling mit den hangenden Reiflinger Schichten an. Von großem Vorteil für uns war die erst jüngst erschienene eingehende Bearbeitung der Reiflinger Kalke durch SUMMESBERGER & WAGNER (1972), denen es auf Grund einer reichen Megafauna gelang, das Ladin bzw. Karn zu untergliedern. Wenn wir auch nicht dasselbe Profil wie die beiden Autoren bearbeitet haben, so konnten wir doch jedes Schichtglied mit den bereits aufgenommenen korrelieren bzw. auch eine reiche Megafauna schichtweise aufsammeln und bergen.

Die den tonigen Sedimenten zwischengeschalteten Kalke versprochen nach Testproben, die im Jahre 1970 entnommen wurden, reiche Mikrofaunen; die fündigen Mikrofloraenproben eine klare stratigraphische Einstufung ermöglichen sollten. Obwohl die Mikrofauna von Großreifling (speziell sind hier die Conodonten und Holothuriensklerite gemeint) sehr klare stratigraphische Vorstellungen vermittelt, wurde diese dennoch der gut datierten Großreiflinger Megafauna Schicht für Schicht gegenübergestellt, um aufs neue die stratigraphische Aussagekraft bzw. den Leitwert, besonders der Conodonten, zu überprüfen.

Im Gegensatz zu den Mikrofaunen sind die Mikrofloraen und ihre vertikalen Entwicklungstendenzen in der Alpenen Trias nur sehr einseitig und bruchstückhaft bekannt: Die bis heute verfügbaren Informationen beschränken sich vor allem auf karnische und rhätische Assoziationen, sowie auf Hinweise über Florenelemente aus dem Südalpenen "Muschelkalk" und aus skythischen Ablagerungen. Direkt mit Zoofossilien datiert ist nur das Material von VENKATACHALA & GOCZAN 1964 (*Avicula contorta*-Zone) und das Rhät-Profil von MORBEY & NEVES 1974, welches allerdings noch im Druck ist. Von den übrigen Mikrofloraen stehen für die stratigraphische Einordnung lediglich Formationsbezeichnungen wie zum Beispiel "Werfenerschichten", "Carditaschiefer", "Raiblerschichten" etc. zur Verfügung. Falls die bisher gebräuchliche Einstufung der auf diese Weise bezeichneten Sedimente korrekt ist, kann man den meisten mit Abbildungen publizierten Mikrofloraen der Alpenen Trias (KLAUS 1960, BHARADWAJ & SINGH 1964, KAVARY 1966/1972, PRAEHAUSER 1970) ein post-cordevolisches, d.h. julisch-tuvalisches Alter zuschreiben. Ob Formationsbezeichnungen hinreichend genaue und abgesicherte Altersangaben beinhalten, ist aber fraglich, denn im Germanischen Bereich läßt sich selbst an kleinen, relativ unbedeutenden Schichtpaketen, wie zum Beispiel der Lettenkohle, palynostratigraphisch sehr schön nachweisen, daß sie heterochron sind (p. 28).

Die Mikrofloraen der Alpenen Trias sind also nur sehr flecken-

haft - mit Schwerpunkt im Jul/Tuval und in naher Zukunft (d.h. nach Erscheinen der Arbeit von Morbey & Neves) im Rhät - bekannt und eine präzise stratigraphische Einstufung steht in den meisten Fällen aus. Dieser Sachverhalt liegt zu einem wesentlichen Teil im Mangel an Studien großer, vertikal grenzüberschreitender Profile begründet (SCHEURING 1974a). Wir wissen vorderhand nicht nur über die Entwicklung ganzer Mikrofloren praktisch nichts, auch die stratigraphische Verbreitung einzelner wichtiger Formen oder Formgruppen ist im wesentlichen noch unerforscht.

Diese Tatsache wird durch das Referat von KLAUS (1972) am Innsbrucker Symposium über die Alpine Trias am deutlichsten illustriert:

Klaus stellt die Mikroflorenentwicklung der Trias als zweistufigen Vorgang dar: Die untere, vom Skyth bis zum Ladin reichende Stufe wird von saccaten Pollenformen beherrscht, die obere - ab Karn - von neu und massenhaft auftretenden *Circumpolles*. Klaus untergliedert diese zwei Hauptabschnitte in je drei Unterabschnitte, deren Grenzen mit jenen der chronostratigraphischen Stufenbezeichnungen der Alpenen Trias zusammenfallen. Auf detaillierte, präzise Charakterisierungen der einzelnen Stufen legt er sich nicht fest. Er betont vielmehr den groben Charakter seiner Unterteilung und ist optimistisch, daß zukünftige Arbeiten mehr Klarheit schaffen werden. In seiner diagrammatischen Abbildung 2 (l.c., p. 435) ist die *Ovalipollis*-Gruppe nicht aufgeführt, obwohl sie zweifellos zu den wichtigsten Florenelementen der Trias zählt. Im Text (l.c., p. 431) bezeichnet Klaus die stratigraphische Verbreitung dieser Gruppe als "obertriadisch". Diese vage Umschreibung kann nur so interpretiert werden, daß über den Zeitpunkt des frühesten Erscheinens einer der wichtigsten triadischen Pollengruppen nichts Genaueres bekannt ist.

Ähnliches gilt für die nicht minder wichtigen *Circumpolles*-Formen, die nach Klaus "vom Karn an" den Charakter der Mikrofloren bestimmen. Auch diese Umschreibung ist wohl absichtlich unklar gehalten, zieht man in Betracht, daß manche Bearbeiter nur das Jul/Tuval, andere wiederum auch das Cordevol zum Karn rechnen. Die bisher einzigen verlässlichen Informationen über das früheste Auftauchen der *Ovalipollis*-Gruppe und der *Circumpolles* stammen nämlich aus dem Germanischen Bereich der Nordwestschweiz (SCHEURING 1970), wo *Ovalipollis* schon in der Lettenkohle, *Duplicisporites*, *Paracirculina* und andere *Circumpolles* dagegen im unteren Gipskeuper zum ersten Mal in Erscheinung treten. Die stratigraphische Position dieser Formationen gegenüber Alpenen Ablagerungen ist aber nur so ungenau bekannt, daß sie keine präziseren Angaben über das vertikale Verhalten der genannten Formgruppen gestattet.

Auch die stratigraphische Verbreitung einer anderen, äußerst wichtigen Formgruppe - der Gattung *Triadispora* - wird in der Abbildung 2 von KLAUS (1972) nur sehr grobschematisch umschrie-

ben: Der doppelte Trennstrich an der Obergrenze der "*Triadisporea*-Palynokoinen I<sub>1-3</sub>" könnte nämlich so gedeutet werden, daß diese Formgruppe nur bis in den Unter-Keuper (ku; Lettenkohle) verbreitet war. Laut SCHEURING (1970) ist sie aber - zum Teil mit riesigen Prozentsätzen - im ganzen Gipskeuper (km<sub>1</sub>) nachgewiesen und gewisse Arten sind sogar noch schwach im Schilfsandstein (km<sub>2</sub>) zu beobachten.

*Echinospores* andererseits wird von Klaus als Repräsentant von Ober-Muschelkalk und Unter-Keuper, resp. als ladinische Spore, dargestellt, während diese Form nach den uns zugänglichen Informationen bisher nur im außeralpinen Bereich - und zwar noch nie im Muschelkalk, dafür aber schon im Gipskeuper - gefunden worden ist.

Die schematische Darstellungsart, die Klaus für die Mikroflorenentwicklung in der Trias gewählt hat, umschreibt also die sehr wichtige Übergangsphase zwischen dem Mesophytikum I und dem Mesophytikum II nur unpräzise. Ausgerechnet diese Übergangsphase ist aber vorderhand der einzige größere, zusammenhängende Zeitabschnitt der zentraleuropäischen Trias, der - im Germanischen Bereich - durch die Untersuchungen von SCHEURING (1970) im Detail bekannt geworden ist. Das Fazit aus den Darlegungen von KLAUS (1972), in denen von einem Versuch abgesehen wurde, die Informationen aus dem Schweizer Keuper für eine detailliertere Gliederung zu verwenden, lautet daher, daß man nach zwanzig Jahren Triaspalynologie immer noch nicht weiß,

- wie groß die stratigraphische Reichweite der wichtigsten Trias-Formgruppen - ganz zu schweigen von wichtigen Einzelformen - ist,
- daß auch über die laterale Verbreitung vieler Formen keine Klarheit herrscht,
- und daß wir unverhältnismäßig mehr über die Germanischen als über die Alpenen Mikrofloren wissen. Diese Kenntnisse sind aber naturgemäß nicht ohne weiteres auf die Alpenen Verhältnisse übertragbar. Ist die Triaspalynologie also ein wertloses Hilfsmittel für die Stratigraphie? - Es scheint nicht so, denn gerade der Schweizer Keuper und das Rhätprofil des Kendlbachgrabens zeigen, daß triadische Mikrofloren außerordentlich feine Gliederungsmöglichkeiten anbieten. Die neuesten Untersuchungen von SCHEURING (1974a) sind nun in diesem Zusammenhang von dreifachem Interesse: Sie demonstrieren einerseits, daß wichtige, im Germanischen Raum beobachtete Entwicklungstendenzen im Südalpinen Raum offenbar parallel verliefen. Sie zeigen andererseits, daß - entgegen einer weitverbreiteten Meinung<sup>+</sup> - beide Faziesräume trotz dieser prinzipiellen Übereinstimmung deutliche qualitative Unterschiede aufweisen. Und als Drittes ist bemerkenswert, daß die stratigraphische Reichweite gewisser Formgattungen (*Jugasporites*, *Strotersporites*, *Guttulapollenites*

<sup>+</sup>TAUGOURDEAU-LANTZ; mdl. Diskussionsbeitrag an der APLF-Tagung 1973 in Strasbourg.

etc.) viel größer ist, als die bisherigen Informationen vermuten ließen. Der letztgenannte Befund stößt natürlich nicht auf eitel Freude, wäre es doch außerordentlich bequem, wenn man auf Gattungs-Ebene Stratigraphie treiben könnte, ohne sich auf das von Zufällen und Subjektivismen abhängige Feld spezifischer Bestimmungen hinauswagen zu müssen.

Die Situation ruft also nach mühsamen, von Grund auf neuen Detailuntersuchungen, gilt es doch nach einer ersten Phase, in der das vertikale Verhalten von Formgruppen und -gattungen abgeklärt ist, auch die stratigraphische Verbreitung wichtiger, gut definierter Arten herauszufinden. Daß auch hier zahlreiche stratigraphische und morphologisch-taxonomische Grundlagen fehlen, beweist unter anderem die Arbeit von SCHULZ (1966), wo in den Diagrammen viele Synonyme zweifelhafter stratigraphischer Stellung getrennt aufgeführt sind. Wenn man sieht, mit was für schlechtem Material heutzutage noch neue Gattungen und Arten begründet werden (z.B. PLANDEROVA 1972: 71, *Lunzispurites visscheri* n. gen. et n. sp.<sup>+</sup>), dann darf man sich für die nahe Zukunft noch keine schnellen Fortschritte versprechen.

Faßt man die Schlußfolgerungen zusammen, die sich aus dem hier dargelegten Stand der Triaspalynologie ableiten, dann kommt man zu keineswegs neuen, scheinbar selbstverständlichen Forderungen:

1) Vordringlich sind Studien an großen, zusammenhängenden Profilen, die die Mikroflorenentwicklung eines längeren Zeitabschnittes zu erkennen geben. Das Vorhandensein gut datierbarer Faunen in solchen Profilen ist wünschbar. Ihr Fehlen ist aber dann nicht so tragisch, wenn das Profil den Verlauf der Florenentwicklung, das Ein- und Aussetzen wichtiger Formen oder Formgruppen aufzeigt.

2) Auch das Studium von Einzelproben kann sehr wertvoll sein, vorausgesetzt, daß sie präzise und sicher datiert werden können. Sie vermögen dann in den großen Profilen Zeitmarken zu setzen, oder sie geben wenigstens eine zeitlich genau abgrenzbare Momentaufnahme der Mikroflorenentwicklung wieder.

3) Die Publikation von nicht oder schlecht einstuftbaren Einzelproben ist zu unterlassen, weil sie eher Konfusionen hervorrufen und den Tatbestand verwischen, als daß sie zur Klärung beitragen. Unsere Kenntnisse der Mikrofloren aus dem Germanischen Bereich sind schon seit langem hinreichend genug, um Grobeinstufungen (wie z.B. "Untertrias", "Obertrias" oder eventuell sogar "Rhät") zu ermöglichen. Was uns schon seit Jahren mangelt, sind die Kenntnisse, ob und wie man zum Beispiel

<sup>+</sup> Der Name "*Lunzispurites*" bezeichnet schon eine neue Formgattung von BHARADWAJ & SINGH 1964!



"Illyrische" von Fassanischen oder Langobardische von Cordovolischen Mikrofloren unterscheiden kann, oder wie sich die Spektren im Laufe des Jul-Tuvals verändert haben.

4) Selbst schlecht erhaltenes Material kann unter Umständen stratigraphisch wertvolle Informationen liefern (p. 27). Auf die Schaffung neuer Arten und Gattungen sollte bei schlechter Erhaltung und ungenügender Sporenfrequenz aber in jedem Falle verzichtet werden. Die Systematik ist vollkommen überlastet mit einer Unzahl von absolut unklaren und nutzlosen Sporentaxa, die nur auf Einzelfunden oder schlecht erhaltenem und schlecht publiziertem Material basieren.

Gäbe es im IC Qualitätsanforderungen an den Erhaltungszustand und an die Abbildung von Typusmaterial, und müßten zu einem neuen Typus mindestens fünf gleichartige, gut erkennbare Individuen zusätzlich publiziert werden, dann wären die schlimmsten taxonomischen Probleme gar nie aufgetaucht.

Es ist unsere Absicht für die nahe Zukunft, an ein paar konkreten Beispielen zu demonstrieren, wie die gegenwärtige Stagnation in der Triaspalynologie durch Zusammenarbeit auf mikrofaunistischem und mikrofloristischem Gebiet überwunden werden kann. Solche Studien ergeben nicht nur für das Problem der Korrelation der Germanischen und der Alpenen Trias wertvolle Resultate. Sie sollen vor allem auch dazu beitragen, daß der stratigraphische Wert der Sporae dispersae als fazies-unabhängigste aller Mikrofossilien voll zur Geltung kommt und genutzt werden kann.

## 2. Makrofauna, Mikrofaunen und Mikrofloren

### 2.1. Reiflinger Kalke von Großreifling (Steiermark)

Das von den Verfassern aufgenommene Profil (Hangendanteil der Reiflinger Kalke; Abb. 2) wurde durch den Bau eines neuen Güterweges im Jahre 1973 im Scheibling-Graben bei Großreifling (Steiermark) erschlossen. Es läßt sich sehr gut in das von SUMMESBERGER & WAGNER 1972 publizierte Profil einhängen. So stimmen die Mächtigkeiten im Liegenden der Halobien-führenden Schichten exakt überein, darüber, bedingt durch eine kleine Störung, treten geringfügige Mächtigkeitsdifferenzen auf.

Sehr wesentlich für die zeitliche Einbindung der hier bestens aufgeschlossenen Schichtfolge ist die reiche Megafossilführung: *Daonella lommeli* (im Profil zwischen FS 19 und FS 20), verschiedene Halobien-Arten (spezielle im Bank FS 14), und eine Reihe von Ammoniten, vor allem *Trachyceras aonoides* (FS 10, FS 10a, FS 13).

## Profilbeschreibung und Makrofossilien

Das Profil setzt 5 m unterhalb der markanten 2 m mächtigen graugrünen Mergelbank (mit *Daonella lommeli*) ein. Dünn gebankte, ebenflächige Kalke mit tonig-mergeligen Zwischenlagen sind für diesen Abschnitt typisch. Es handelt sich durchwegs um filamentführende Mikrite (Matrix durchschnittlich ca. 90% Mikrit; Sparit ca. 10%), deren Biogengehalt stark schwankt. Unter den stets im Dünnschliff anzutreffenden Biogenen sind Radiolarien sehr selten, Foraminiferen häufig und Echinodermaten (hier fast ohne Ausnahme Roveacriniden) häufig. Die Filamente, die mengenmäßig zum Teil auch stark schwanken, sind nach Form und Größe unterscheidbar. Große, nur mäßig gebogene bis gerade Formen lassen sich eindeutig auf zerbrochene Lamellibranchiatenschalen zurückführen; kleine, etwas stärker gebogene Filamente sind wohl größtenteils aus zerbrochenen Ostracodenschälchen hervorgegangen. Auffallend für diesen Profilabschnitt ist eine generelle bankinterne Bioturbation.

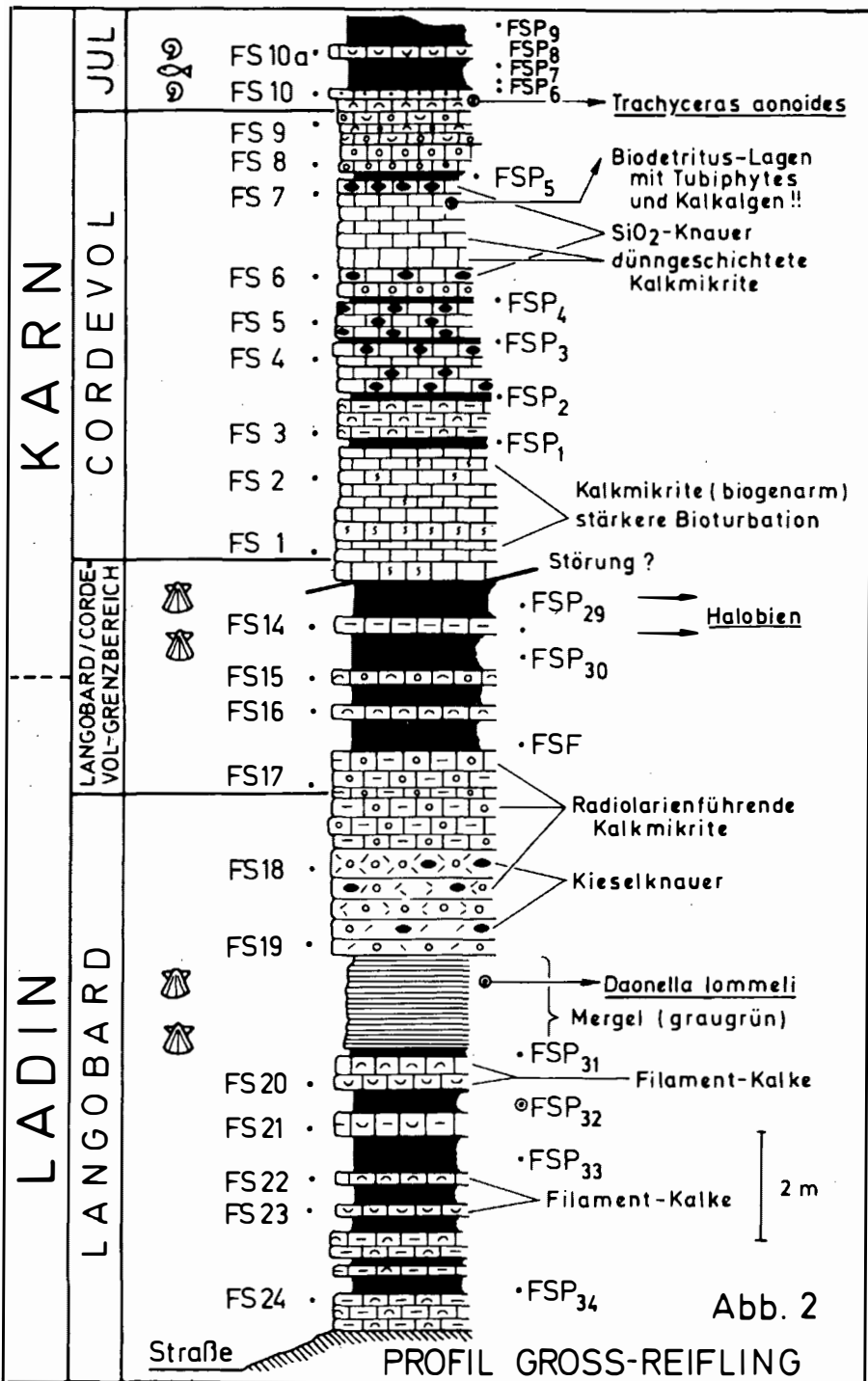
Die unmittelbar darüber einsetzenden 2 m mächtigen Daonellen-führenden Mergel sind, wenn wir von der örtlich reichlich auftretenden Pflanzenhäusel absehen, steril. Bemerkenswert sind einzelne unregelmäßig eingeschaltete Kalk-Konkretionen.

Darüber folgen knapp 4 m mächtige Kalke, an der Basis mit mäßiger Kieselknauerführung. Charakteristisch ist der Biogereichtum, vorwiegend in Form von Radiolarien; Filamente treten gegenüber der basalen Schichtfolge stark zurück, andere Biogene scheinen ganz zu fehlen.

Überlagert werden die radiolarienreichen Kalke von einer Kalk-Tonmergel-Wechselfolge (die Kalke treten allerdings stark zurück) mit reicher Halobienführung. Die geringmächtigen Kalkbänke sind ausgesprochene Filamentmikrite mit spärlicher Radiolarienführung. Die Abnahme von Filamenten und Zunahme von unzerbrochenen Schalen zum Hangenden hin spricht klar dafür, daß es sich bei den Filamenten um zerbrochene Lamellibranchiatenschalen handelt.

Abgelöst wird der tonig-kalkige Sedimentstapel von einem rein karbonatischen, der zunächst mit dünn gebankten, ebenflächigen bankintern stärker durchwühlten Kalken beginnt und schließlich in Radiolarienmikrite mit Filamentführung überleitet ( $\text{SiO}_2$ -führende, dünn geschichtete Kalke). Sehr charakteristisch sind Lagen bestehend aus Biodetritus (Dasycladaceen, *Tubiphytes* u. a.), die von einem Flachwasserbereich (Riff) stammen und in das Becken geschüttet wurden (bankweise Gradierung). Erwähnenswert ist die Zunahme an Radiolarien, die in den hangendsten Bänken zu Gesteinsbildnern werden.

Die im Hangenden einsetzenden rein tonigen Sedimente leiten eine sehr mächtige Tonschieferfolge ein (an der Straße sind sie in 34 m Mächtigkeit voll aufgeschlossen), die durchwegs fossil-



führend sind (z.B. sind kleine Lamellibranchiaten in der gesamten Schichtfolge zu finden). Schon die erste Tonlage erbrachte eine Reihe von Ammoniten, darunter auch häufig *Trachyceras aonoides*, auch sehr viele Lamellibranchiaten. Unmittelbar darüber konnte ein Fisch entdeckt und geborgen werden. Eine geringmächtige Kalkbank ist an der Basis der Tonschieferfolge (FS 10a) eingeschaltet, die mikrofaziell noch den Filamentkalken zuzuordnen ist, während die darüber auftretenden sehr geringmächtigen Kalkbänke mm-geschichtete völlig sterile Mikrite darstellen.

Betrachten wir abschließend nochmals kurz die beschriebene Schichtfolge (ausgenommen die hangende Tonschieferfolge), so stellen wir eine mehr oder minder regelmäßige Wechselfolge von kalkigen und tonig-mergeligen Sedimenten fest. Weder innerhalb der tonig beeinflussten Sedimente, noch innerhalb der Kalke gibt es markante sedimentologische bzw. mikrofazielle Unterschiede. Die Kalke sind, grob gesehen, nur auf einen Mikrofaziestypus (wenn wir von den Biogendetrituslagen absehen) zurückzuführen. Eine Untergliederung ist nur durch den unterschiedlichen Biogengehalt (Filamente, Radiolarien) möglich. Bioturbation fehlt praktisch in den geringmächtigen, den Tonmergeln zwischengeschalteten Kalkbänken, tritt aber speziell in den mächtigeren Kalkbänken in Erscheinung. Die Anlieferung von Biodekritus aus Riffgebieten erscheint uns für weitere paläogeographische Überlegungen wichtig. Kräuselung und Zerknitterung der Filamentlagen, Deformation der Radiolarien zu ovalen in ss-liegenden Körpern, sprechen eindeutig für stärkere Kompaktion der Sedimente.

#### Mikrofaunen und ihre stratigraphische Bedeutung:

Die mikrofaziellen geringen Unterschiede kommen auch deutlich in der Mikrofauna (semiquantitative Gesamtfauenauswertung; Tabelle 1) zum Ausdruck, was auf einen relativ stabilen bzw. permanenten Biotop für den betrachteten Profilabschnitt schließen läßt. Außer Zweifel steht es, daß es sich um eine typische Beckensedimentation handelt, zumal Plankton und Nekton ein starkes Übergewicht gegenüber dem Benthos zeigen. Massenhaftes Auftreten von Radiolarien und Roveacriniden, stete Anwesenheit von Conodontophorida, Fischen und Doanollen (planktisch) sprechen eine klare Sprache. Aber auch das Benthos (Kieselspiculae stets in Verbindung mit Radiolarien), die typischen Holothurien des tieferen Wassers, agglutinierte Foraminiferen, auch die Mikroflora (siehe dort) weisen in dieselbe Richtung. Besonders auffallend ist das sehr starke Zurücktreten, zum Teil völlige Fehlen von Echiniden und Ophiuren (siehe dazu BECHSTÄDT & MOSTLER 1974b).

PR.:	RADIO- LARIEN	PORIF. SPIC.	ROVEA- CRINIDA	ECHINO- IDEA	OPHIURO- IDEA	HOLOTHU- ROIDEA	OSTRA- CODA	CONO- DONTO- PHORIDA	FISCH- RESTE	MIKRO- PROBLE- MATIKA	FORA- MINI- FERA
9	█	█						█	█		
8	█		█					█	█		
7	█	█	█					█	█		
6	█	█	█					█	█		
5	█	█	█					█	█		
4	█	█	█					█	█		
3	█	█	█			█		█	█		█
2	█	█	█		█	█		█	█		█
1	█		█			█		█	█	█	█
14	█	█	█	█				█	█	█	█
15	█		█			█		█	█		█
16	█		█					█	█		█
17	█	█	█			█		█	█		█
18	█	█	█			█		█	█		█
19	█		█			█		█	█		█
20	█		█			█		█	█		█
21	█		█			█		█	█		█
22	█		█		█	█		█	█	█	█
23	█	█	█	█	█	█		█	█	█	█
24	█		█			█		█	█		█

CORDEVOL

LANGOBARD

Holothurien-Sklerite (FS 24 - FS 14)

*Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE  
*Acanthotheelia triassica* SPECKMANN  
*Acanthotheelia veghae* KOZUR & MOSTLER  
*Achistrum triassicum* FRIZZELL & EXLINE  
*Eocaudina cassianensis* FRIZZELL & EXLINE  
*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS & BRILL  
*Priscopodatus staurocumitoides* MOSTLER  
*Priscopodatus triassicus* MOSTLER  
*Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD (sehr viel)  
*Tetravirga perforata* MOSTLER (viel)  
*Theelia fastigata* MOSTLER  
*Theelia immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia* cf. *koesveskalensis* KOZUR & MOSTLER  
*Theelia subcirculata* MOSTLER  
*Theelia undata* MOSTLER (viel)

Bemerkungen zur Holothurienfauna aus dem Profilabschnitt FS 24 - FS-14

*Acanthotheelia veghae* und *Theelia fastigata* sprechen eindeutig für ein langobardisches Alter. *Theelia* cf. *koesveskalensis* dürfte eine Übergangsform von *Theelia undata* (die hier sehr häufig auftritt) darstellen, wobei dieser Übergang sich eher noch im Langobard vollzogen haben könnte.

*Eocaudina cassianensis* setzt sicher schon im Langobard ein und reicht weit in das Cordevol, zum Teil sogar in das Jul hinein, wobei das Häufigkeitsmaximum im basalen Cordevol liegt; mit Probe FS 18 tritt diese Vormacht schon häufiger auf. Sehr auffällig ist das Fehlen von *Acanthotheelia ladinica*. Alle anderen Formen stellen Durchläufer dar; interessant ist das Auftreten von *Staurocumites bartensteini*, *Tetravirga perforata* und *Theelia undata*, ein Faktum, das in anderen, etwa zeitgleichen Sedimenten ebenso beobachtet wurde. Zusammenfassend soll festgehalten werden, daß die oben angeführte Fauna für höheres Langobard, zum Teil für einen Langobard/Cordevol-Grenzbereich spricht.

Holothurien-Sklerite (FS 1 - FS 10)

*Achistrum triassicum* FRIZZELL & EXLINE  
*Fissobractites inusitata* KOZUR & MOSTLER  
*Eocaudina cassianensis* FRIZZELL & EXLINE (sehr viel)  
*Kuehnites* cf. *inaequalis*? MOSTLER  
*Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD  
*Tetravirga perforata* MOSTLER  
*Theelia immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia* cf. *immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia koesveskalensis* KOZUR & MOSTLER  
*Theelia lata* MOSTLER  
*Theelia planata* MOSTLER

*Theelia thalattocanthoides* MOSTLER  
*Theelia undata* MOSTLER

Bemerkungen:

Stratigraphisch aussagekräftig sind folgende Formarten:  
*Eocaudina cassianensis*, *Fissobractites inusitata*, *Theelia koeveskalensis* und *Theelia lata*.

*Eocaudina cassianensis* hat, wie schon erwähnt, ihr Häufigkeitsmaximum im Cordevol. *Fissobractites inusitata* ist nach KOZUR & MOSTLER (1971: 32) für den Langobard/Cordevol-Grenzbereich kennzeichnend, während *Theelia koeveskalensis* bisher stets ab dem "basalen" Cordevol nachgewiesen werden konnte. *Theelia lata* kommt nicht häufig vor; ihre bisherige Verbreitung beschränkt sich auf das Cordevol.

Die restlichen Arten sind Durchläufer; sehr charakteristisch ist *Theelia thalattocanthoides*, die relativ häufig im Cordevol auftritt; völlig aus der Reihe tanzt *Kuehnites* cf. *inaequalis*, zumal ähnliche Formen bisher nur im Nor gefunden wurden. Das Gesamtspektrum dieser Fauna spricht für Cordevol, nur zum geringen Teil für den Langobard/Cordevol-Grenzbereich.

Conodonten (FS 24 - FS 14)

*Chirodella dinodoides* (TATGE)  
*Diplododella bidentata* (TATGE)  
*Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL)  
*Gladigondolella malayensis* NOGAMI  
*Gladigondolella tethydis* ME (HUCKRIEDE)  
*Gondolella navicula* HUCKRIEDE  
*Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Hibbardella magnidentata* (TATGE)  
*Metapolygnathus mostleri* (KOZUR)  
*Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)  
*Neohindeodella triassica* (MÜLLER)  
*Ozarkodina ? torta* (MOSHER)

Bemerkungen zur Conodontenfauna

Von den oben nachgewiesenen 12 Arten haben *Metapolygnathus mostleri*, *Metapolygnathus mungoensis* und *Gondolella polygnathiformis* neben *Ozarkodina ? torta* stratigraphische Bedeutung; letztgenannte Form tritt nur im Langobard bzw. tieferen Cordevol auf. Die beiden vorher genannten Arten gehören den gleichnamigen Assemblage-Zonen (KOZUR & MOSTLER 1972: 792 bzw. KOZUR 1972: 16) an, kommen aber gemeinsam bereits im höheren Langobard vor (KOZUR & MOSTLER 1971: 23). *Gondolella polygnathiformis*, die erst ab Probe FS 17 einsetzt, ist schon typisch ausgebildet und spricht daher nach den Erfahrungen im Profil Koeveskal für basales Cordevol (nach KRYSZYN

1972 reicht *Gondolella polygnathiformis* stratigraphisch tiefer, was aber auf eine zu breite Artfassung zurückgeht), während die vorher genannten Arten eher für höheres Langobard bzw. für Langobard/Cordevol-Grenzbereich sprechen.

#### Conodonten (FS 1 - FS 9)

*Cornudina* cf. *breviramulis minor* KOZUR  
*Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL)  
*Gladigondolella malayensis* NOGAMI  
*Gladigondolella tethydis* ME (HUCKRIEDE)  
*Gondolella navicula*  
*Gondolella polygnathiformis* (häufig)  
*Grodella delicatula* (MOSHER)  
*Hibbardella magnidentata* (TATGE) (häufig)  
*Metapolygnathus mostleri* (KOZUR)  
*Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)  
*Metaprioniodus suevica* (TATGE)  
*Neohindeodella dropla* (SPASOV & GANEV)  
*Neoplectospathodus muelleri* KOZUR & MOSTLER  
*Ozarkodina tortilis tortilis* KOZUR & MOSTLER  
*Prioniodina (Cypridodella) muelleri* TATGE

#### Bemerkungen:

Die Conodontenfauna des höheren Abschnittes der Reiflinger Kalke (FS 1 - FS 9) hat sich nur wenig verändert; die Leitformen sind die gleichen, nur der quantitative Anteil verschob sich wesentlich. *Gondolella polygnathiformis* kommt sehr häufig vor; ebenso *Hibbardella magnidentata*, die zwar keine Leitform ist, mit Vorsicht betrachtet in Richtung Cordevol hindeutet. *Metapolygnathus mungoensis* tritt das letzte Mal in Probe FS 1 auf, während *Metapolygnathus mostleri* hier schon öfter auftaucht.

Das Häufigerwerden von *Gondolella polygnathiformis* und *Metapolygnathus mostleri* weist auf ein cordevolisches Alter des Profilabschnittes FS 1 - FS 9 hin. Zur Langobard/Cordevol-Grenzziehung wird anschließend in Verbindung mit der Megafauna Stellung bezogen.

Abschließend soll noch festgehalten werden, daß die Gesamtf fauna im Langobard/Cordevol-Grenzbereich nicht das Abbild einer durch einen markanten Fazieswechsel bzw. einer damit verbundenen Biotopänderung darstellt, sondern eine kontinuierliche ungestörte Faunen widerspiegelt.



Pr.	Holothurien-Sk.	Conodonten	Rovaeocriniden	
9	<i>Theelia fastigata</i>			
8	<i>Eocaudina cassianensis</i>			
7				
6				
5				
4				
3	<i>Theelia lata</i>			
2	<i>Fissobractites inusitata</i>			
1				1
14				
15				
16				
17				
18				2
19				
20				4
21				
22				
23				
24				
	<i>Theelia koeveskalensis</i>			
	<i>Acanthotheelia veghae</i>			
	<i>Theelia cf. koeveskalensis</i>			
	<i>Gondolella polygnathiformis</i>			
	<i>Metapolygnathus mungoensis</i>			
	<i>Metapolygnathus mostleri</i>			
	<i>Ozarkodina ? torta</i>			
	<i>Osteocrinus rectus rectus</i>			
	<i>Osteocrinus squamosus</i>			
	<i>Osteocrinus acanthicus</i>			

- 1 nach Holothuriensklertiten
- 2 nach Conodonten
- 3 nach SUMMESBERGER & WAGNER 1972
- 4 *Daonella lomelli*-Lage

Tabellle 2: Langobard/Cordevol-Grenzziehung

## Beziehungen Mega- und Mikrofauna

Obwohl die *mungoensis* Assemblage-Zone (KOZUR & MOSTLER 1972, KOZUR 1973, SWEET et al 1971) in ihrer stratigraphischen Position klar abgesteckt und weltweit belegt ist, aber auch die Holothuriensklerite recht gute Einstufungen, zum Teil schon für den Unterstufenbereich, ermöglichen, wurde im Falle des Profils Scheibling-Graben von *Daonella lommeli* ausgegangen, die zwischen Probe FS 20 (im Liegenden) und FS 19 (im Hangenden) auftritt. Wir haben *Daonella lommeli* in Tabelle 2 in Profilposition aufgetragen und gleichzeitig die aus dem Profil stammenden Mikrofossil-Leitformen (Conodonten und Holothuriensklerite) mit eingetragen.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand fällt ein Schwerpunkt der Langobard/Cordevol-Grenze im Profil Scheiblingsgraben vor allem auf Grund von Holothurienskleriten (*Theelia koeveskalensis*, *Theelia lata* und *Fissobractites inusitata*) zwischen Bank FS 14 und FS 1. Diese Grenzziehung läßt sich mit Hilfe der hier nachgewiesenen Conodonten höchstens durch das Aussetzen von *Metapolygnathus mungoensis* stützen, doch möchten wir dem Aussetzen dieser Form kein besonderes Gewicht beimessen, zumal *Metapolygnathus mungoensis* in diesem Profil eher selten auftritt. Gehen wir von *Gondolella polygnathiformis* aus, die erstmals und gleich in sehr typischer Ausbildung in Probe FS 17 einsetzt (in dieser Probe allerdings nur ein Exemplar nachgewiesen), unmittelbar danach aber häufiger wird, so wäre die Langobard/Cordevol-Grenze zwischen FS 17 und FS 18 zu suchen. *Metapolygnathus mostleri* und *Metapolygnathus mungoensis* überschreiten die Langobard/Cordevol-Grenze und können daher nur indirekt für eine Grenzziehung verwendet werden. Eine präzisere Aussage wäre nur durch das Überwiegen der einen oder anderen Art möglich (KOZUR & MOSTLER 1971), kommt aber infolge des seltenen Auftretens nicht zum Tragen.

Mit Hilfe der Mikrofossilien bekommen wir keine scharfe Langobard/Cordevol-Grenze, sondern einen Grenzbereich, der zwischen Bank FS 17 im Liegenden und FS 1 im Hangenden zu liegen kommt; in Sedimentmächtigkeit ausgedrückt schwache 4 Meter. *Daonella lommeli* liegt somit 3 m unterhalb der möglichen Langobard/Cordevol-Grenze. Wenn wir nun die von SUMMESBERGER & WAGNER 1972 angeführte Halobien-Fauna, die sie dem Cordevol zuweisen (Halobien wurden auch in dem von uns aufgenommenen Profil gefunden, speziell in Bank FS 14), hereinproduzieren, so fällt die Langobard/Cordevol-Grenze etwa in die Mitte des mit Hilfe der Mikrofauna gewonnenen Grenzbereiches (in Tabelle 2 mit "3" bezeichnete Grenze).

Wie steht es nun um die stratigraphische Position von *Daonella lommeli*? Erst kürzlich haben KRYSZYN & GRUBER 1974 zur stratigraphischen Bedeutung dieser Lamellibranchiatenart Stellung bezogen. Nach den beiden Autoren ist *Daonella lommeli* mit Ausnahme der Nördlichen Kalkalpen ein in der Tethys weit verbreitetes Leitfossil des Oberladins. Zum bisher einzigen Fundpunkt in den östlichen Kalkalpen - mit Ausnahme des Neufundes in

Hallstätter Kalken des Salzkammergutes - gehört Großreifling (KRYSTYN & WAGNER 1974: 279); es handelt sich hierbei um die in unserem Profil Scheibling-Graben erfaßten 2 m mächtigen grau-grünen Mergel zwischen FS 19 und FS 20.

Das Langobard, das nach TOZER 1971 in Nordamerika in drei Zonen (*M. meginae*-, *M. maclearni*- und *F. sutherlandi*-Zone) gliederbar ist, umfaßt im Vergleich zum Cordevol einen relativ langen Zeitraum. Nach KRYSTYN und GRUBER (1974: 282) fällt das Häufigkeitsmaximum von *Daonella lommeli* in die *Maclearnoceras maclearni*-Zone, das heißt mit anderen Worten in das "mittlere" Ober-ladin. Dies bedeutet für die Probe FSP 32 (Position zwischen FS 20 und FS 21 bzw. 70 cm unter der *Daonella lommeli*-Lage) mit der entscheidenden Mikroflora eine klare Einstufung in das Langobard.

### Die Mikroflora der Probe FSP 32

Die Mikroflorenassoziation in Probe FSP 32 erinnert stark an jene der Gipskeuper-Abschnitte C-E von SCHEURING (1970: Abb. 5; vorl. Arbeit: Taf. 1).

Obwohl 55.2% der ausgezählten 750 Individuen nicht bestimmbare Pollenformen sind (23.8% davon sind bisacat), und obwohl die Erhaltung der Mikroflora so schlecht ist, daß nur in Ausnahmefällen spezifische Bestimmungen möglich sind (Taf. 1), kann die Verwandtschaft zu den Gipskeuper-Abschnitten C-E eindeutig nachgewiesen werden: Die Assoziation enthält...

- Formen der *Ovalipollis/Parillinites*-Gruppe (9.6%; davon *Ovalipollis ovalis* 8.4%),
- *Circumpolles* der Gattungen *Camerosporites*, *Duplicisporites* und *Paracirculina* (zusammen 3.2%),
- Formen der *Triadispora*-Gruppe (3%; dieser im Vergleich zum Gipskeuper erstaunlich niedrige Prozentsatz ist auf den schlechten Erhaltungszustand der Mikroflora zurückzuführen. Sehr viele der unbestimmbaren Bisaccaten, die 23.8% des Gesamtspektrums ausmachen, besitzen keinen Zentralkörper mehr, dürften aber zu *Triadispora* gehören),
- Formen affinis *Enzonalasporites* (2%),
- *Porcellispora longdonensis* (2%),
- stratigraphisch weniger wichtige, für die Zusammensetzung des Spektrums aber trotzdem signifikante Saccate der Gattungen *Cuneatisporites* und *Vitreisporites*, sowie *Lunatisporites acutus* (zusammen 3%),
- marine Faziesindikatoren (*Acritarcha* und chitinöse Kammerauskleidungen von Foraminiferen, die im Gipskeuper natürlich fehlen; zusammen 13.8%).

Die Beckenfazies wird nicht nur durch die vielen marinen Organismen angezeigt. Auch der verschwindend kleine Anteil an Sporen (3%, wovon 2% auf *Porcellispora* entfallen) deutet auf offenmarine, landferne Verhältnisse (REYRE 1973: 75, Fig. II, 1.).

Für einen näheren Vergleich mit unserer Mikroflora kommen die Keuper-Abschnitte A-B und F-G von SCHEURING (1970: Abb.5) nicht in Frage. Die Keuper-Abschnitte A-B unterscheiden sich von der Probe FSP 32 zum einen, weil sie *Echinitosporites*, *Retisulcites*, *Cucullispora* und *Lunatisporites noviaulensis* enthalten, zum anderen, weil ihnen die *Circumpolles* (*Camerosporites*, *Duplicisporites*, *Paracirculina*) noch fehlen. Vor allem das Vorkommen von *Lunatisporites noviaulensis* und das Fehlen der *Circumpolles* in der Lettenkohle und im basalen Gipskeuper der Nordwestschweiz ist für unsere Betrachtungen von Interesse, weil beide Formen resp. Formgruppen mit Sicherheit nicht nur auf den Germanischen Faziesraum beschränkt sind. Sie sind in den Südalpen im natürlichen Liegenden dortiger Raiblerschichten vergesellschaftet nachgewiesen worden (SCHEURING 1966, 1974a; SCHEURING, in Vorbereitung).

Die Keuper-Abschnitte F-G unterscheiden sich qualitativ von unserer Probe durch das Vorkommen von *Patinasporites*, *Vallasporites*, *Paracirculina quadruplicis*, *Spiritisporites*, *Aulisporites*, *Pseudenzonalasporites*, *Infernopollenites parvus* und *Triadispora verrucata*. Viele dieser Formen, die zur eigentlichen "Schilfsandstein-Mikroflora" zählen, sind schon in julisch-tuvalischen Ablagerungen des Alpen Raumes gefunden worden, fehlen aber in der Probe FSP 32.

# PROFİL GÖSTLING (NÖ)

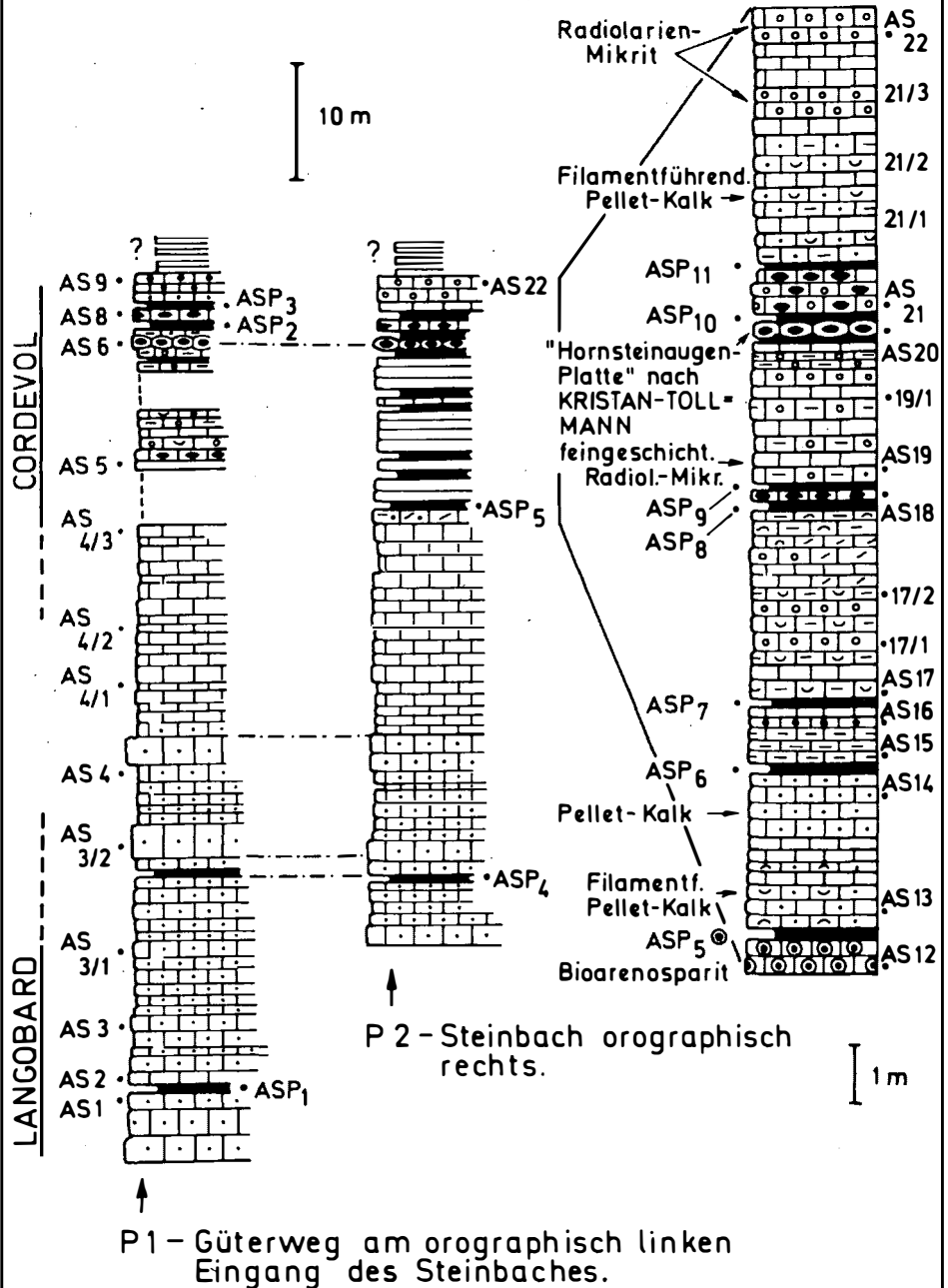


Abb. 3

## 2.2. Göstlinger Schichten von Göstling (Niederösterreich)

An der Typlokalität der Göstlinger Schichten wurden zwei Profile beprobt (Abb. 3<sup>†</sup>). Sehr gut erschlossen ist ein Profil entlang des Steinbaches, speziell im Mündungsbereich zur Ybbs. Es wurde an der orographisch rechten Seite des Steinbaches vom ersten Gebäude bis zur Bundesstraße lückenlos verfolgt, zum Teil bis in die Ybbs hinein, um auch die letzten Kalkbänke unmittelbar unter den "Aonschiefern" mit *Trachyceras aonoides* zu erfassen (P. 2).

Ein zweites, weniger gut erschlossenes Profil wurde entlang eines Güterweges, welcher von der über Göstling nach Lunz führenden Bundesstraße auf den orographisch links des Steinbaches gelegenen Einhang hinaufzieht, bemustert (P. 1).

### Profilbeschreibung

Der tiefere Abschnitt der beiden Profile setzt sich aus durchwegs gut gebankten ebenflächigen dunklen Kalken zusammen. Neben mittel- bis dünngebankten Kalken treten immer wieder bis 80 cm dicke, zum Teil etwas Kieselsäure führende Bänke auf. Diese dickbankigen Partien fallen durch eine etwas hellere Färbung heraus. Mikrofaziell handelt es sich um typische Pelletkalke, daß heißt sehr pelletreiche Mikrite; nur selten ist ein Teil (optimal 10%) der mikritischen Matrix ausgewaschen. An Biogenen treten neben relativ vielen Foraminiferen nur vereinzelt Filamente auf; die im Hangenden so häufigen Radiolarien fehlen; auch die Roveacriniden sind nur spärlich vertreten. Auffallend ist die zum Teil sehr starke bankinterne Bioturbation. Selten sind in diesem Bereich Mergel- bzw. Tonmergellagen eingeschaltet, die für mikrofloristische Untersuchungen ungeeignet sind.

Der höhere Abschnitt fällt besonders durch die Dünnbankigkeit der Kalke heraus, wobei in der Nähe der Mergel- bis Tonmergellagen häufig eine Feinschichtung zu beobachten ist. Auch die Kieselsäureführung ist wesentlich stärker geworden bzw. konzentrierter (einzelne Lagen bestehen aus über 60% SiO<sub>2</sub>). Ab und zu weisen einzelne Bänke eine deutliche Gradierung auf; darin allerdings finden sich immer wieder Dasycladaceenbruchstücke, Tubiphytes, zum Teil auch Kleingastropoden.

Mikrofaziell handelt es sich bei den dünngebankten bituminösen Kalken um filament-führende Radiolarien-reiche Mikrite (sowohl in Bänken mit und ohne Feinschichtung); nur die vorher erwähn-

<sup>†</sup>In Abb. 3 wurde das Profil, das im kleinen, unmittelbar an der Bundesstraße liegenden Steinbruch aufgeschlossen liegt, stark vergrößert dargestellt.

ten gradierten Kalkbänke sind Bioarenite (Grob- bis Feinarenite).

Auffallend sind in den dunklen Lagen schlecht erhaltene Ammonitenbruchstücke; relativ häufig wurden sie in den Dünnschliffen als Querschnitte angetroffen. An Biogenen wurden neben reichlich Roveacriniden und massenhaft anfallenden Radiolarien, Kieselspiculae und Foraminiferen gefunden.

Der obere Abschnitt in den Profilen von Göstling läßt sich gut mit dem von Großreifling vergleichen. Besonders hervorstechend ist die Übereinstimmung in der Dünnbankigkeit, Feinschichtung, Radiolarienführung, Einschaltung von gradierten Schichten mit Riffdetritus.

Was die Mächtigkeit betrifft, so ist das Cordevol von Großreifling wesentlich geringmächtiger als das von Göstling, aber auch die tieferen Abschnitte der Profile lassen sich nur schwer miteinander vergleichen; diese Unterschiede lassen sich am ehesten auf verschiedene paläogeographische Positionen zurückführen.

### Mikrofaunen

Conodonten(AS 1-AS 4/2 bzw. AS 10-AS 11/4: Langobard; zum Teil mittleres Langobard)

*Chirodella dinodoides* (TATGE)  
*Diplododella bidentata* (TATGE)  
*Gladigondolella tethydis* ME (HUCKRIEDE)  
*Gladigondolella malayensis* NOGAMI  
*Gondolella navicula* (HUCKRIEDE)  
*Hibbardella magnidentata* (TATGE)  
*Metapolygnathus hungaricus* KOZUR  
*Metapolygnathus mungoensis* (HUCKRIEDE)  
*Metaprioniodus suevica* (TATGE)  
*Neohindeodella triassica* (MÜLLER)

### Bemerkungen:

Die Conodontenfauna ist im Vergleich zu Großreifling sehr arm, vor allem arm an Individuen. *Metapolygnathus hungaricus* und *Metapolygnathus mungoensis* kommen im tieferen Teil des Profils (also im Abschnitt AS 1 - AS 3) zusammen vor; wiederum ein Beleg dafür, daß *Metapolygnathus hungaricus* in die mungoensis-Assemblage-Zone hineinreicht und demnach bis in das mittlere Langobard hinaufreicht. Eine gute Abgrenzung zum Cordevol ist bisher in diesen beiden Profilen nicht möglich; es müßte hier noch gezielter aufgesammelt werden, um zu einer ähnlich genauen Langobard/Cordevol-Grenzziehung wie in Großreifling zu gelangen.

Conodonten (AS 5 - AS 9 bzw. AS 12 - AS 22: Cordevol)

*Gladigondolella malayensis*  
*Gladigondolella tethydis* ME  
*Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV)

Bemerkungen:

Die Conodontenfauna ist hier nicht nur arm an Individuen, sondern auch sehr artenarm. *Gondolella polygnathiformis* setzt als bereits sehr ausgeprägte Form in Probe AS 12 bzw. AS 4/3 ein. Übergangsformen konnten schon darunter beobachtet werden. Infolge der Armut an Conodonten einerseits und einer in zu großen Abständen vorgenommenen Probenaufsammlung liegen hier sicher eingestuftes Langobard und Cordevol 25 m auseinander. Die pollenführende Probe ASP 5 ist aber sicher bereits in das Cordevol zu stellen, wie dies aus der sie unterlagernden Probe AS 12 hervorgeht (*Metapolygnathus polygnathiformis*, sehr häufig *Eocaudina cassianensis*).

Holothuriensklerite (AS 1 - AS 4/2 bzw. AS 10 - AS 11/4)

*Acanthotheelia triassica* FRIZZELL & EXLINE  
*Calclamna nuda* (MOSTLER)  
*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK  
*Prae euphronides simplex* MOSTLER  
*Priscopodatus triassicus* MOSTLER  
*Staurocumites bartensteini* FRIZZELL & EXLINE  
*Tetravirga perforata* MOSTLER  
*Theelia immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia subcirculata* MOSTLER

Bemerkungen:

Relativ artenarme bzw. individuenarme, in Bezug auf stratigraphische Verwertbarkeit, völlig indifferente Fauna.

Holothuriensklerite (AS 5 - AS 9 bzw. AS 12 - AS 22)

*Acanthotheelia triassica*  
*Eocaudina cassianensis* (häufig)  
*Theelia immissorbicula*

Bemerkungen:

Hier kann nur *Eocaudina cassianensis*, die sehr häufig vorkommt, zur Einstufung für das Cordevol herangezogen werden.



## Restliche Mikrofauna:

Foraminiferen: Vorherrschend Kalkschaler; selten agglutinierte Formen.

Radiolarien: sehr reiche Faunen, die im höchsten Profilabschnitt massenhaft auftreten (siehe KOZUR & MOSTLER 1972).

Poriferen spiculae: zum Teil sehr reiche Kieselspiculaefaunen; wenig Kalkspiculae (siehe MOSTLER 1972).

Roveacriniden: zum Teil sehr reiche Faunen (siehe dazu KRISTAN & TOLLMANN 1971 und MOSTLER 1972).

Echiniden: (wenig); Pedicellarien und Stacheln.

Ophiuren: (sehr selten); nur Lateralia.

Ostracoden: (wenig); nur Steinkerne

Fischreste: (wenig); *Saurichthys*- und *Hybodus*-Zähne; vereinzelt Placoidschuppen

Mikroproblematica: *Cornuacites floralis* (KOZUR & MOSTLER)

Fassan - Jul.

## Die Mikrofloren der Proben ASP 5 und FSP 4

Die Probe ASP 5 wurde im hangendsten Teil des Steinbruchs (siehe Abb. 3) bei Göstling entnommen und gehört auf Grund der Mikrofauna (Conodonten und Holothuriensklerite) ins höhere Cordevol.

Die Sporenerhaltung in diesem Bereich der Göstlinger Kalke ist derart schlecht, daß eine umfassende Aussage über die Assoziation und ein Vergleich mit Funden aus der Germanischen Trias (LESCHIK 1955, SCHEURING 1970) nicht möglich ist. Es kann einzig mit Sicherheit festgehalten werden, daß die Probe Formen der *Ovalipollis*-Gruppe enthält. Ein absolut sicherer Nachweis von *Circumpolles*-Formen erscheint wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

Im Vergleich zum Rest der Assoziation sind zwei Arten von zum Teil wulstig aussehenden Sporen relativ gut erhalten und erinnern an *Vallasporites* LESCHIK emend. SCHEURING 1970. Ihre Exine ist allerdings nicht rugulat ornamentiert, sondern weist entweder ein feines, regelmäßig-polygonales Supraretikulum auf (die kleineren Formen: Taf. 2, Fig. 6-18), oder eine locker verstreute Granulation (die größeren Formen: Taf. 2, Fig. 2-5). An beiden Form-Typen können meist unscharf begrenzte, ovale oder längliche Exinenverdünnungen beobachtet werden. Auf Grund der schlechten Sporenerhaltung kann man aber nicht beurteilen, ob es sich hiebei um primäre oder um sekundär entstandene Merkmale handelt.

Die Mikroflora der Probe FSP 4 stammt aus den Reiflinger Kalken von Großreifling und wird hier, weil sie sich faunistisch einwandfrei mit den Göstlinger Kalken beider Profile (Probe ASP 5) parallelisieren läßt, mitbehandelt. Sie ist sowohl in der Sporenerhaltung, als auch im Vorkommen jener zwei gelben

Sporenformen, die in den Göstlinger Kalken beobachtet werden können (Taf. 2, Fig. 2-18), mit der Probe ASP 5 identisch.

Auf eine Einteilung oder sonstige taxonomische Bearbeitung dieser Mikroflorenelemente muß wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Gesamtflora selbstverständlich verzichtet werden. Da es aber sehr wohl möglich ist, daß sie sowohl stratigraphisch als auch paläobotanisch von großer Bedeutung sind, hielten wir ihre Abbildung und vorläufige Beschreibung für unumgänglich.

### 3. Palynostratigraphische Korrelation Germanische-Alpine Trias

#### 3.1. Alpine Trias

Die sichere faunistische Einstufung der Probe FSP 32 ins Obere Langobard (p. 20) ist sowohl stratigraphisch als auch paläobotanisch von großer Wichtigkeit.

Stratigraphisch ist sie deshalb von Bedeutung, weil sie endlich das Einsetzen von zwei der wichtigsten triadischen Formgruppen - der *Ovalipollis*-Gruppe und der *Circumpolles* - im Unterstufenbereich zu erkennen gibt und dadurch eine zentrale Frage der Triaspalynologie (p. 8) löst. Südalpines Vergleichs-Material aus dem obersten Teil der Unteren Meridekalke vom Mte. San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz), das stratigraphisch nicht sehr weit im Hangenden von *Protrachyceras archelaus*-Funden entnommen worden ist (Vergl. WIRZ 1945), zeigt einen ähnlich schlechten Erhaltungszustand wie das hier vorliegende. Es konnten bisher wenige Formen der Gattung *Ovalipollis* aber keine *Circumpolles*-Individuen in ihm beobachtet werden (SCHEURING; in Vorbereitung), weshalb feststeht, daß diese zwei Formgruppen abgestuft im Laufe des Mittleren bis Oberen Langobard stratigraphisch zum ersten Mal in Erscheinung treten.

Paläobotanisch bedeutsam ist dieser Befund deshalb, weil er die initialen Ereignisse, die den Wechsel von der Trias- zur Juraflora ankündigen, ins Langobard zurückdatiert. Trotz der schlechten Sporenerhaltung (Taf. 1) ist nämlich deutlich zu erkennen, daß sowohl die *Ovalipollis*- als auch die *Circumpolles*-formen in der Probe FSP 32 schon stark und artenreich entfaltet sind. Setzt man in Übereinstimmung mit KLAUS (1972) den Beginn des Mesophytikums II mit dem frühesten Erscheinen dieser wichtigen Formgruppen gleich, dann steht man in Widerspruch zu KOZUR (1972: 396), der den schärfsten Mikroflorenschnitt des Mesozoi-kums an der Nor/Rhät-Wende zu erkennen glaubt. Es besteht kein Zweifel, daß im Grenzbereich Nor/Rhät ein paläobotanisch und palynostratigraphisch äußerst wichtiger Florenwechsel stattfand, aber es scheint, daß derselbe als Glied in einer Kette von evolutiven Vorgängen zu betrachten ist, die ihren Anfang im Laufe des Langobard genommen haben.

Der Übergang vom Mesophytikum II ist aber nicht als scharfer, scheinbar katastrophentypischer Florenwechsel zu verstehen, wie man aus der Grenzziehung in Abb. 2 von KLAUS (1972) schließen könnte. Es handelte sich vielmehr um einen komplex verzahnten Prozeß mit mehreren, schrittweise aufeinanderfolgenden Formenschüben, die - wie schon eingangs erwähnt wurde - im Alpen Raum nur sehr unvollständig studiert worden sind.

Wie die Untersuchungen in den Oberen Meridekalken der Südalpen (SCHEURING 1974a; SCHEURING, in Vorbereitung) zeigen, scheint ein derartiger Schub mit *Patinasporites*, *Vallasporites ignacii*, *Aulisporites*, *Entylissa martini* und anderen Formen den Grenzbereich Cordevol/Jul zu markieren und ein Analogon zu den Verhältnissen an der Grenze der Keuper-Abschnitte E-F (SCHEURING 1970) zu schaffen. Mit Absicht werden hier nur Sporen namentlich erwähnt, die auch aus dem Germanischen Bereich bekannt sind, geht es doch darum, jene wichtigen, kurzlebigen Formen herauszustreichen, die für weitreichende Korrelationen in Frage zu kommen scheinen.

Weitere Floren-Schübe, die übrigens schrittweise vom Auslöschen alter oder kurzlebiger neuer Formen begleitet waren, werden in der Arbeit von MORBEY & NEVES (1974) beschrieben.

### 3.2. Germanische Trias

Schon bei der Beschreibung der Zusammensetzung (p. 20) haben wir auf die Verwandtschaft unserer ostalpinen Mikroflora mit jener der Gipskeuper-Abschnitte C-E von SCHEURING (1970) hingewiesen. Bevor wir auf diesen Befund und seine Bedeutung für die Korrelation der zwei triadischen Faziesräume zurückkommen, muß auf den heterochronen Charakter lithostratigraphischer Einheiten noch einmal mit Nachdruck hingewiesen werden. Die Heterochronie kann am Beispiel der Lettenkohle besonders deutlich nachgewiesen werden und zeigt, daß die Parallelisierung ganzer Serien oder Schichtpakete des Germanischen Bereichs mit Alpen Ablagerungen ein undifferenziertes paläogeographisches Bild ergäbe.

Laut MÄDLER (1964) und GEIGER & HOPPING (1968) ist *Ovalipollis* in der Lettenkohle von Thüringen und Niedersachsen noch nicht vertreten. *Ovalipollis* wird des Mittel-Keupers, also des Gipskeupers (km.) betrachtet. In der Nordwestschweiz hingegen (SCHEURING 1970) findet sich *Ovalipollis* schon in den Estherierschiefern, das heißt in der basalen Lettenkohle. In der Umgebung von Basel wurde die Lettenkohle also zu einem Zeitpunkt abgelagert, als Thüringen und Niedersachsen schon sedimentation kannten. Dieser Befund steht nicht nur gut im Einklang mit WURSTER's (1964) Zuteilung der Lettenkohle zum "Nordischen Keuper", er scheint auch darauf hinzuweisen, daß diese S-; respektive SW-vergenten Detritusschüttungen (wie die Lettenkohle oder der Schilfsandstein) eine beachtliche Migrationszeit beansprucht hatten.

Unter diesem Gesichtspunkt erscheint die Altersfrage gewisser Alpiner Ablagerungen - zum Beispiel der Raiblerschichten - eine Neuüberprüfung wert zu sein.

### 3.3. Korrelation

Für weitreichende, Faziesgrenzen überschreitende Korrelationen sind Mikroflorenelemente, und insbesondere Pollenkörner, wie keine andere Fossilgruppe geeignet (REYRE 1973: 58-80). Die Bedeutung dieser Tatsache, die unter anderem auf der Individuenzahl und den Dispersionsmöglichkeiten der Pollenkörner basiert, wird durch die Lithologie, die oftmals für die Sporenerhaltung ungünstig ist, herabgemindert. Außerdem beginnt man auch in der Trias langsam zu erkennen, daß viele Formen, die gerade wegen ihrer markanten Gestalt und Kurzlebigkeit für biostratigraphische Zwecke besonders geeignet erscheinen, eine faziell beschränkte Verbreitung gefunden haben. *Echinitosporites*, *Infernopollenites*, *Cucullispora* und *Retisulcites* (SCHEURING 1970) sind Beispiele für solche Formen, die zum Teil schon mehrfach im außeralpinen Bereich beschrieben worden sind, in den ost- und südalpinen Äquivalenten des Schweizer Gipskeupers aber noch nie beobachtet wurden.

Die Ubiquisten andererseits, zu denen wir z.B. Arten von Formgattungen wie *Lueckisporites*, *Jugasporites*, *Lunatisporites*, *Klausipollenites*, *Ovalipollis* oder *Classopollis* zählen möchten, sind in der Vertikale derart erfolgreich gewesen, daß ihre Eignung für feinstratigraphische Gliederungsversuche sehr fraglich erscheint.

Ein Problem bei palynostratigraphischen Korrelationen über große Distanzen ist also die Suche und das Erkennen signifikanter Florenelemente mit kurzer vertikaler, aber weitreichender lateraler Verbreitung. Diesem Problem wird in der Literatur allgemein zu wenig Beachtung geschenkt, und die spärlichen Informationen werden oft in langen Florenlisten von ubiquistischen Durchläufern oder Faziesindikatoren vernebelt. Dem Windtransport werden durch physische Verbreitungsbarrieren (Wüsten, Gebirge? Ozeane etc.) zwar keine absoluten, aber immerhin sehr stark wirksame Hindernisse in den Weg gestellt, und der Wassertransport, der solche Hindernisse erfolgreich zu umgehen oder zu überbrücken vermag, wird von derart vielen Zufallsfaktoren<sup>+</sup> beeinflußt, daß das Vorhandensein oder Fehlen gewisser Formen oder Formgruppen nicht ohne weiteres gedeutet werden kann. Daß uns deshalb die Grundlagen für die Beurteilung der stratigraphischen Verwendbarkeit vieler triadischer Mikrofloren-

<sup>+</sup>Topographische und klimatische Bedingungen im Hinterland, Fließrichtungen, Strömungsverhältnisse etc.

elemente noch fehlen, wurde schon an anderer Stelle angedeutet und insbesondere am vertikalen Verhalten von *Porcellispora longdonensis* im Schweizer Keuper demonstriert (SCHEURING 1970: 104, 106).

Diese Form ist wegen ihres eingenartigen lateralen und vertikalen Verbreitungsmusters auch für unsere hiesigen Betrachtungen von Interesse: In der ostalpinen Probe FSP 32 ist sie - analog den Verhältnissen im Profil-Abschnitt C des Gipskeupers (SCHEURING 1970: 103, Tab. 55) - zusammen mit den *Circumpolles* deutlich vorhanden. In den südalpinen Oberen Meridekalken (SCHEURING, in Vorbereitung), die zumindest in ihrem obersten Abschnitt, also im Liegenden der dortigen Raiblerschichten, cordevolisch sein dürften, findet man diese Formen nicht, obwohl sie dort auf Grund des Befundes im Bölchentunnel zu erwarten wären.

Umgekehrt schien das gemeinsame Vorkommen von *Lunatisporites noviaulensis mollis* (SCHEURING 1974b) und von *Triadispora suspecta* in den Oberen Meridekalken der Südalpen darauf hinzuweisen, daß diese Formen dort einen Profilteil markieren, der den untersten Gipskeuper-Abschnitten A-B von SCHEURING (1970: 54, Tab. 21) entspricht. Diese Vermutung kann jedoch kaum zutreffen, weil *Lunatisporites noviaulensis mollis* in den Südalpen mit den *Circumpolles* vergesellschaftet ist, im Schweizer Keuper dagegen nur im Liegenden der frühesten *Circumpolles* beobachtet werden kann.

Bedeutet diese Tatsache nun, daß *Lunatisporites noviaulensis mollis* in der südalpinen Florenprovinz sehr viel länger überlebt hat als in den Einzugsgebieten der heutigen Nordwestschweiz? - Diese Möglichkeit muß zweifellos in Erwägung gezogen werden, weil sie durch Beobachtungen an anderen Florenelementen gestützt wird (SCHEURING 1974a: 31). Es wäre aber ebensogut denkbar, daß der Gipskeuper des Bölchentunnels im Grenzbereich der Abschnitte B-C einen Hiatus aufweist, weshalb das synchrone Vorkommen von *Lunatisporites noviaulensis* und den *Circumpolles*-Formen nicht nachgewiesen werden konnte.

Interessant ist nun das Fehlen von *Lunatisporites noviaulensis* in der ostalpinen Probe FSP 32, die gleiche *Circumpolles*-Arten wie die südalpinen Oberen Meridekalke enthält, und wie sie im Gipskeuper vom Abschnitt C an auftreten. Die Zusammensetzung dieser ostalpinen Probe (*Circumpolles* ohne *Lunatisporites noviaulensis*) stimmt also mit jener des Keuper-Abschnitts C überein, nicht hingegen mit jener der Oberen Meridekalke. Falls die in den Südalpen beobachtete Vergesellschaftung der *Circumpolles* mit *Lunatisporites noviaulensis* und *Triadispora suspecta* über einen lokal-ökologischen oder provinziellen Bereich hinaus Gültigkeit hat, kann das Fehlen dieser Assoziation im Gipskeuper des Bölchentunnels nur mit Schichtlücken erklärt werden. Schichtlücken könnten aber entweder den Grenzbereich B-C umfassen, oder höher, in den Abschnitten D+E eingeschaltet sein. Der erste Fall würde Sedimente betreffen, die strati-

graphisch älter sind als die Probe FSP 32. Dies würde bedeuten, daß praktisch die gesamten 4-500 m mächtigen Meridekalke des Südtessin während des Langobard abgelagert worden sind, und daß die dortigen Raiblerschichten zeitlich auch das Cordevol umfassen. Die zweite Annahme impliziert ein Wiederauftauchen von *Lunatisporites noviaulensis* im mittleren bis oberen Gipskeuper, das ausgerechnet auf Grund einer diesen Zeitraum erfassenden Schichtlücke im Bölchentunnel verborgen blieb. Beide Annahmen dürften wohl kaum den Tatsachen entsprechen. Mit sehr größerer Wahrscheinlichkeit muß man aber damit rechnen, daß sich einzelne Florenelemente in den verschiedenen Verbreitungsbereichen vertikal unterschiedlich verhielten.

Die Diskussion dieses Befundes soll veranschaulichen, wie unvollständig unsere Informationen über markante, stratigraphisch wichtige Formen noch sind, die sowohl im Germanischen, wie auch im Alpenen Faziesraum beobachtet werden können. Die einleitenden Ausführungen über den aktuellen Kenntnisstand und die daraus entwickelten Schlußfolgerungen (p. 9 u.f.) finden dadurch eine Bestätigung.

Ist also vorderhand die Verwertbarkeit einzelner wichtiger Formen für feinstratigraphische Zwecke noch zweifelhaft, so trifft dies wohl kaum für ganze Formgruppen wie zum Beispiel die *Circumpolles* zu. Diese Formen erscheinen im Nordwestschweizer Gipskeuper im Abschnitt C sehr plötzlich und artenreich und markieren mit Sicherheit die Entfaltung einer großen, paläobotanisch äußerst wichtigen Gymnospermengruppe. Da nun mit *Camerosporites*, *Duplicisporites* und *Paracirculina* (Taf. 1) die wichtigsten Formgattungen dieser Gruppe schon im ostalpinen Langobard nachgewiesen sind, ergibt ihr frühestes Erscheinen im Bölchentunnel eine Zeitmarke, die den Mindest-Anteil des Langobard am Schweizer Keuper bezeichnet.

Dieser reicht bis in die Mitte des Gipskeuper-Abschnittes C (Taf. 2, Fig. 1), weil *Camerosporites pseudoverrucatus* SCHEURING nicht wie die übrigen *Circumpolles*-Formen nicht schon an der Basis des Abschnittes C auftaucht, sondern erst ungefähr in dessen Mitte (Verg. SCHEURING 1970: 88, Tab. 44).

Dadurch reduziert sich der Höchstanteil des Cordevol am Schweizer Keuper praktisch auf die Abschnitte C', D und E, denn das Vorkommen der sogenannten "Schilfsandstein-Mikroflora" im obersten Gipskeuper-Abschnitt F weist diesen Profilteil nach unserem heutigen Wissen ins Jul (SCHEURING 1974a).

Da die Schweizer Lettenkohle - wie schon p.28 ausgeführt wurde - mit Sicherheit jünger als die Lettenkohle Nord- respektive Ostdeutschlands ist, erscheint die Zuteilung des Grenzdolomits zum Cordevol durch KOZUR (1972: 394) kaum berechtigt. Man muß vielmehr davon ausgehen, daß die Lettenkohle und der basale Gipskeuper jenes Teils des Germanischen Beckens noch wesentlich tiefer ins Langobard hineinreichen als in der Nordwestschweiz.

Diese Ergebnisse bedeuten eine stratigraphische Aufwertung der Mikrofloren aus dem Schweizer Keuper (SCHEURING 1970), weil durch sie die Mindest- respektive Höchstanteile jener drei Unterstufen definiert werden können, die im Bülchentunnel-Profil repräsentiert sind. Wichtig ist vor allem über der Nachweis, daß die Keupersedimentation im Germanischen Becken schon im Laufe des Oberen Ladin begonnen hat, und daß dieser Vorgang von einem tiefgreifenden Wandel in der Florentwicklung begleitet war.

Die Mikroflorenentwicklung im Langobard kann man jetzt schon als mindestens dreiphasigen Vorgang beschreiben: Eine erste, basale Entwicklungsstufe wird durch das Fehlen der *Ovalipollis*-Gruppe und der *Circumpolles* charakterisiert. Diese Phase mag zeitlich wohl die bedeutendste gewesen sein. In einer zweiten ist das Einsetzen der *Ovalipollis*-Gruppe zu verzeichnen und in der abschließenden dritten treten die *Circumpolles* mit mannigfaltigen Formen hinzu. Welchen Zeitanteil diese drei Entwicklungsphasen innerhalb des Langobard genau beanspruchen, und wie man die Mikrofloren der dritten Stufe von jenen des Cordevol unterscheiden kann, dies herauszufinden bleibt zukünftigen Untersuchungen im Alpenen Raum vorbehalten.

#### Danksagung

Der Beitrag von B. Scheuring ist Teil einer Studie über die palynostratigraphische Korrelation der Germanischen und der Alpenen Trias, die im Auftrag des Schweizerischen Nationalfonds (Kredit-Nr. 2.662.72) durchgeführt wird.

Der von H. Mostler beigestellte Teil wurde in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich unterstützt.  
Für die Reinzeichnung der Abbildungen sind wir Herrn Leo Leitner, Wien, zu Dank verpflichtet.

## Literatur

- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1974a): Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). - "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias". --- Symp. Wien, 45-55.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1974b): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. --- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, Heft 5 (im Druck).
- BHARADWAJ, D.C. & SINGH, H.P. (1964): An Upper Triassic miospore assemblage from the coals of Lunz, Austria. --- Palaeobotanist, 12, 28-44.
- GEIGER, M.E. & HOPPING, C.A. (1968): Triassic stratigraphy of the Southern North Sea basin. --- Phil. Trans. Roy. Soc. London, No. 790, 254, 1-36.
- KAVARY, E. (1966): A palynological study of the subdivision of the Cardita Shales (Upper Triassic) of Bleiberg, Austria. --- Verh. Geol. B. A., H. 1/2, 178-189.
- KAVARY, E. (1972): Significant Upper Triassic Microspores from Bleiberg, Austria. --- Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 19, 87-105.
- KLAUS, W. (1960): Sporen der karnischen Stufe der Ostalpinen Trias. --- Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 5, 107-184.
- KLAUS, W. (1972): Zur Aufbereitungstechnik und Stratigraphie von Trias-Sporen. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 427-435.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 361-412.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. --- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 1-37.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Holothuriensklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Koeveskal (Balatonhochland, Ungarn). --- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, 1-36.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972a): Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 21, 777-810.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972b): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien, Teil I: Revision der Oberfamilie *Coccolidiscacea* HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. --- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 8/9, 1-46.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Die Osteocrinusfazies, ein Leit-horizont von Schwebcrinoiden im Oberladin und Unterkarn der Tethys. --- Erdöl und Kohle ... 23, 781-789.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). --- Verh. Geol. B. A. Wien, 113-153.
- KRYSTYN, L. & GRUBER, B. (1974): *Daonella lommeli* (WISSMANN)



- im Hallstätterkalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich).  
--- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, 279-286.
- LESCHIK, G. (1955): Die Keuperflora von Neue Welt bei Basel. II. Iso- und Mikrosporen. --- Schweiz. Palaeont. Abh. 72, 1-70.
- MÄDLER, K. (1964): Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. --- Beih. Geol. Jb., 65, 1-147.
- MORBAY, S.J. & NEVES, R. (1974): A scheme of palynologically defined concurrent-range zones and subzones for the Triassic Rhaetian Stage s. l. --- Rev. Palaeobot. Palyn., 16 (3/4) (im Druck).
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 21, 729-744.
- PLANDEROVA, E. (1972): A contribution to palynological research of Lunz in West-Carpathian Region. --- Geologické práce, Správa 58, 57-77.
- PRAEHAUSER, M. (1970): Beitrag zur Mikroflora der Ober-Trias von Heilig Kreuz (Gadertal, Dolomiten). --- Festb. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 321-337.
- REYRE, Y. (1973): Palynologie du Mésozoïque Saharien. --- Mém. Mus. Nat. Hist. Naturelle, Nouv. Sér., C, Bd. 27, 1-284.
- SCHEURING, B. (1966): Vorläufige Mitteilungen über pollenanalytische Untersuchungen der Oberen Meridekalke am Mte. San Giorgio (Südtessin). --- Eclogae geol. Helv., 59, 2, 964-966.
- SCHEURING, B. (1970): Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bölchentunnel (Solothurner Jura). --- Schweiz. Palaeontol. Abh., 88, 1-119.
- SCHEURING, B. (1974a): Beitrag zur palynostratigraphischen Korrelation der Germanischen und der Alpenen Trias. --- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 10, 28-31.
- SCHEURING, B. (1974b): Protosaccate Strukturen, ein weitverbreitetes Pollenmerkmal zur frühen und mittleren Gymnospermenzeit. --- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. (im Druck).
- SCHEURING, B. (in Vorbereitung): Mikroflora aus den Oberen Meridekalken (Kanton Tessin). --- Schweiz. Palaeontol. Abh.
- SCHULZ, E. (1966): Erläuterungen zur Tabelle der stratigraphischen Verbreitung der Sporen und Pollen vom Oberen Perm bis Untersten Lias. --- Abh. zentr. geol. Inst., 8, 3-20.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). --- Ehrenberg-Festschrift, 515-538.
- SWEET et al. (1971): Conodont Biostratigraphy of the Triassic. --- Symp. on Conodont Biostratigraphy. Memoir 127, 441-466.
- TOZER, E. (1971): Triassic time and ammonoids. Problems and proposals. --- Can. J. Earth Sci., Ottawa, 8, 989-1031.
- VENKATACHALA, B.S. & GOCZAN, F. (1964): The spore-pollen flore of the Hungarian "Kössen Fazies". --- Acta Geologica, 8, 1-4, 203-228.
- WIRZ, A. (1945): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. --- Schweiz. Palaeontol. Abh., 65, 1-84.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. --- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 1-140.

TAFEL 1 (alle Vergrößerungen 500x)

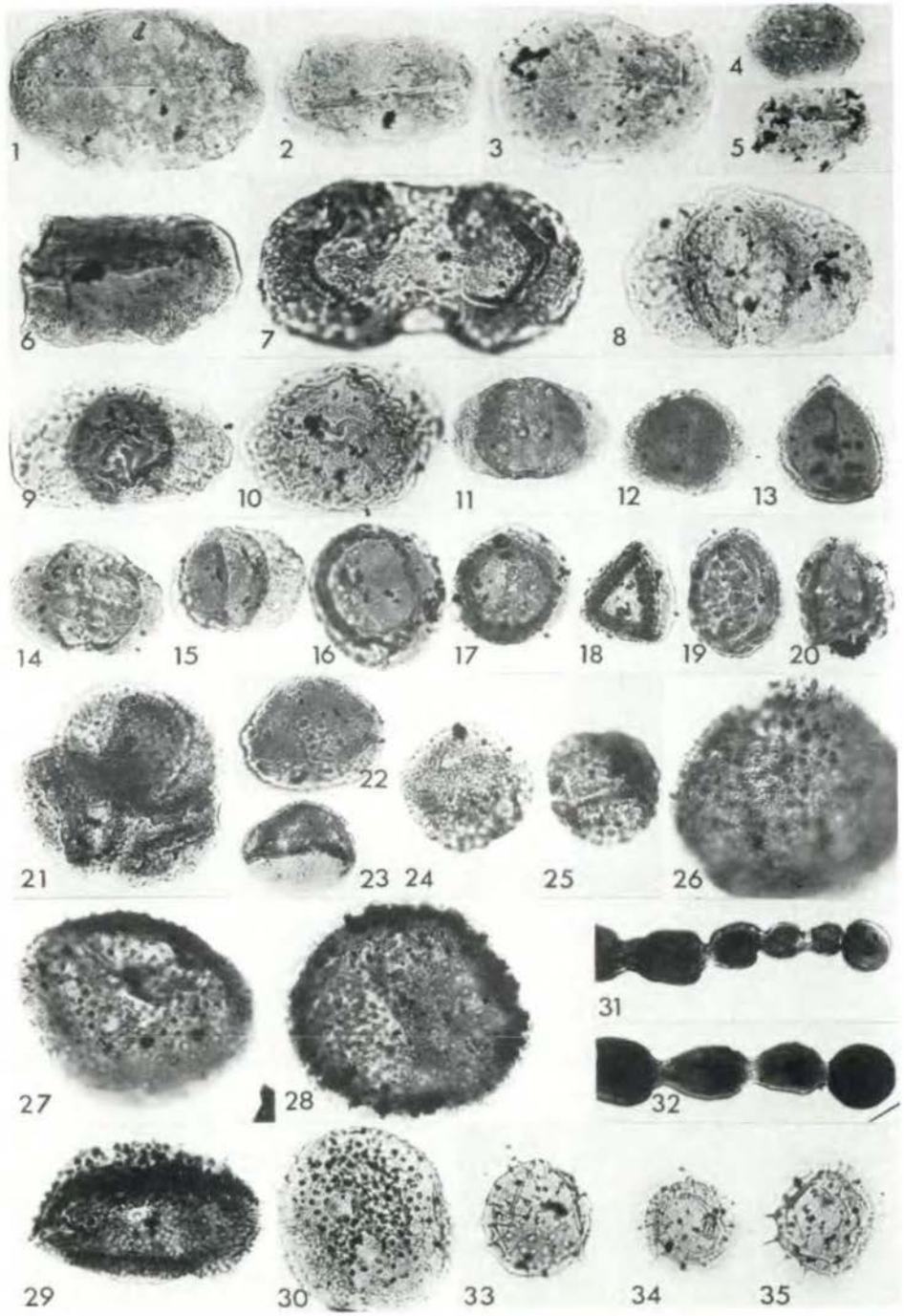
Mikroflorenelemente und marine Organismen aus den Reiflinger Kalken von Großreifling (Probe FSP 32; Alter: O. Langobard; *Metapolygnathus mungoensis* Assemblage-Zone).

- Fig. 1 - 3: *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH emend. SCHEURING 1970  
Fig. 4 - 5: *Ovalipollis minimus* SCHEURING 1970  
Fig. 6: *Ovalipollis notabilis* SCHEURING 1970  
Fig. 7: *Parillinites vanus* SCHEURING 1970  
Fig. 8: *Bisaccat-aletes* Pollenkorn affinis *Cuneatisporites* sp. mit relativ schwach entwickelten Sacci, die jedoch (SCHEURING; in Vorbereitung) noch innerhalb der Variabilität liegen dürften.  
Fig. 9 -12: Formen von *Triadispora* KLAUS 1964 sensu SCHEURING 1970; Fig. 9-10 mit rugulater Cappa, Fig. 12 T. cf. *epigona* KLAUS 1964.  
Fig. 13: *Aratrisporites* sp.  
Fig. 14 -15: *Lunatisporites acutus* LESCHIK emend. SCHEURING 1970  
Fig. 16 -17: *Paracirculina* cf. *scurrilis* SCHEURING 1970  
Fig. 18: *Duplicisporites* cf. *granulatus* LESCHIK emend. SCHEURING 1970  
Fig. 19 -20: *Camerosporites pseudoverrucatus* SCHEURING 1970  
Fig. 21 -24: Formen affinis *Enzonalaspores* LESCHIK emend. SCHEURING 1970  
Fig. 25: *Uvaesporites* cf. *gadensis* PRAEHAUSER 1970  
Fig. 26 -30: *Porcellispora longdonensis* (CLARKE) SCHEURING 1970  
Fig. 31 -32: Foraminiferen (chitinöse Kammerauskleidungen). Die Probe enthält auch zweireihige und eingerollte Formen.  
Fig. 33 -35: *Hystrichosphaeridium* sp.

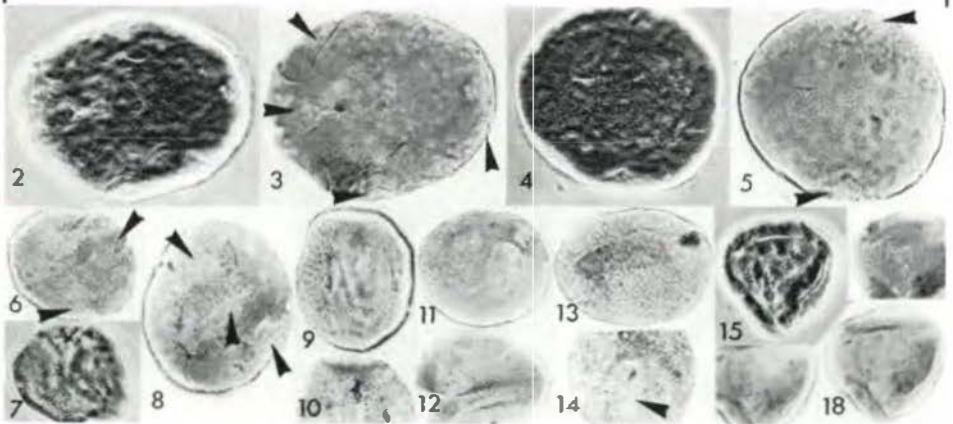
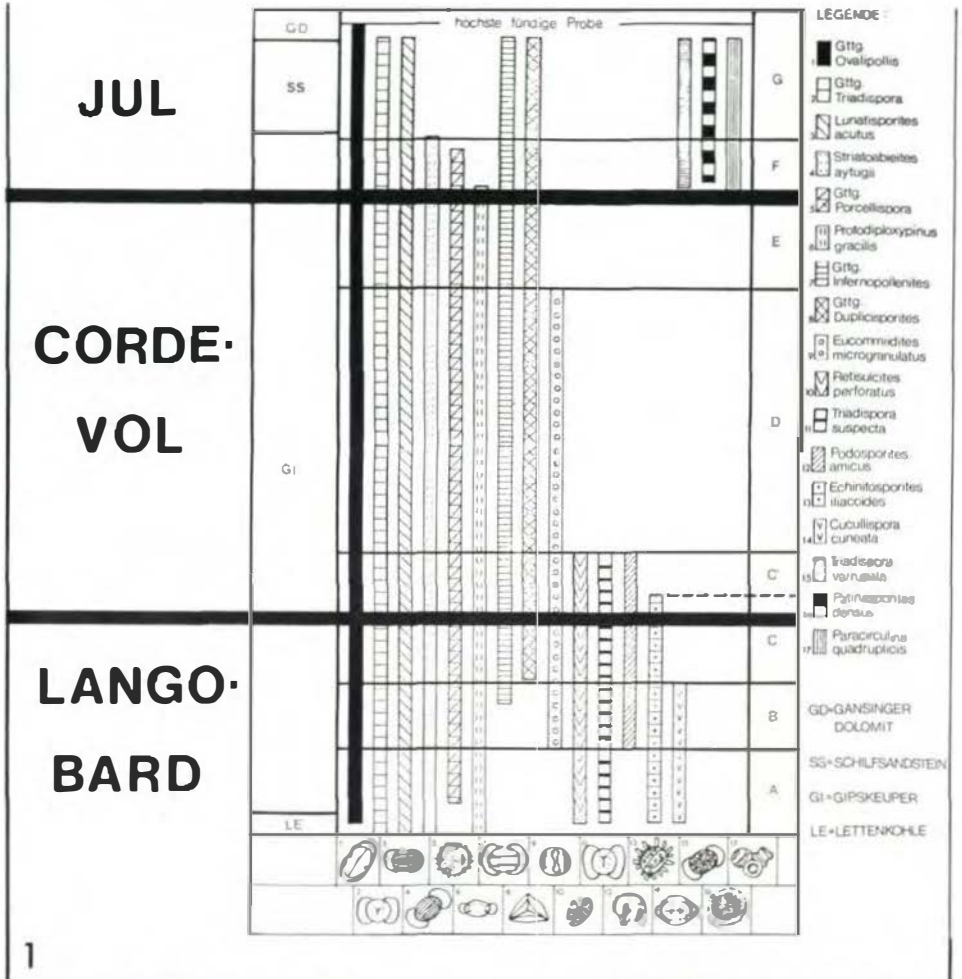
TAFEL 2

- Fig. 1: Die Anteile der drei Unterstufen Langobard, Cordevol und Jul am Nordwestschweizer Keuperprofil des Bülchentunnels von SCHEURING (1970: 107, Abb. 5). Die Stufengrenzen sind palynostratigraphisch bestimmt und setzen für das Langobard den Mindest-, für das Cordevol den Höchstanteil am Keuper fest. Die Jul/Tuval-Grenze läßt sich palynostratigraphisch nicht ermitteln.  
Fig. 2 -18: Einzige Mikroflorenelemente aus den Göstlinger Kalken von Göstling (Cordevol; *Trachyceras aon*-Zone), die - trotz schlechter Sporenerhaltung - feine Exinenstrukturen erkennen lassen (Vergrößerung 500x).  
Fig. 2 - 5: 60-70 $\mu$  große, gelbe runde Sporen mit Granulation (Fig. 2, 4, 5) und mehreren, oft unscharf begrenzten Exinenverdünnungen (Pfeile).  
Fig. 6 -18: Ca. 35-50 $\mu$  große, gelbe runde Sporen, häufig mit Wülsten oder Falten und mehreren, meist unscharf begrenzten Exinenverdünnungen (Pfeile). Trotz oberflächlicher Ähnlichkeit mit den größeren Formen (Fig. 2-5) unterscheidet sich die Exine durch ein feines, polygonales Supraretikulum (besonders deutlich in Fig. 7, 9, 12 und 15-18). Das Korn in Fig. 12 ist aufgeplatzt









# Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols

von T. Bechstädt und H. Mostler<sup>+)</sup>

## Zusammenfassung

Der hangende Teil des "Alpinen Muschelkalkes" wird auch im mittleren und westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen durch die Reiflinger Kalke repräsentiert. Diese liegen in zwei Ausbildungen vor, als Reiflinger Knollenkalk und als Reiflinger Bankkalk. Es handelt sich um eine kalkige Beckenfazies, die altersmäßig etwa dem unteren Abschnitt von sowohl Wettersteinkalk als auch Partnach Schichten entspricht. Demnach treten im Ladin drei Faziesbereiche auf, ein Riff-Komplex und zwei Arten von Beckenfazies.

Beim Vorwachsen in das Becken überwächst das Riff anfangs die riffnäher gelegene kalkige Beckenfazies, in der Folge aber auch die mergelige Beckenfazies, bis das Riffwachstum, wohl infolge Abschnürung, mit dem Ende des Cordevols zum Erliegen kommt.

Die Gleichaltrigkeit von tonig-mergeliger Beckenfazies konnte mit Hilfe von Conodonten, Holothurienskleriten und Roveacrinen nachgewiesen werden. Faunenlisten der Profile Silz und Martinswand sollen die Reichweite jener Arten, denen bisher ein stratigraphischer Leitwert zugesprochen wird, aufzeigen. Daraus resultierende Modifizierungen einzelner assemblage-Zonen werden diskutiert.

Die Organismenverteilung in den einzelnen Profilen zeigt keine Unterschiede zwischen Reiflinger Bank- und Knollenkalken, ändert sich aber schlagartig mit den im Liegenden auftretenden "Steinalmkalken". Die über den Reiflinger Kalken einsetzende Karbonatgesteinsfolge wird zwar von Riffdetritus stark beeinflusst, doch bezeugen die immer wieder auftretenden Filament-

---

<sup>+)</sup>  Anschriften der Verfasser: Dr. Thilo Bechstädt, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, Luisenstraße 37, D-8 München 2; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

kalke eindeutig ein Weiterbestehen einer Beckenfazies, was auch in dem Auftreten von Radiolarien, Roveacriniden, Daonellen, Ammoniten, neben den vielen Filamenten klar zum Ausdruck kommt.

Vulkanogene Ablagerungen in Form von Tuffen und Tuffiten sind im wesentlichen auf das Fassan beschränkt, in einigen Profilen überschreiten sie nur knapp die Fassan/Langobard-Grenze. Überraschenderweise konnten wir Tuffitlagen im basalsten Teil der trinodosus-Zone nachweisen, die demnach zeitgleich sind mit den von BECHSTÄDT & MOSTLER 1974 beschriebenen Tuffen aus den Gailtaler Alpen. Die Pyroklastika von Großreifling reichen nach unseren Untersuchungen im Gegensatz zu denen in den Nordtiroler Kalkalpen weit in das Langobard hinein.

Vergleiche mit dem Vulkanismus der Südalpen ergaben, daß auch dort die ersten intermediären bis basischen Tuffe in der basalen trinodosus-Zone einsetzen.

### Summary

In the middle and western part of the Nördlichen Kalkalpen the uppermost "Alpine Muschelkalk" is represented by the Reiflinger Kalke. It can be found in two developments, Reiflinger Knollenkalk (nodular limestone) and Reiflinger Bankkalk (with thicker beds). These sediments represent a basin-facies, which has approximately the same age as lower parts of Wetterstein-limestone as well as Partnach beds. So we have three facies-regions in the Ladinian: a reef-complex and two types of basin-facies.

The reef grew into the basin, it overthrust first the calcareous basinal sediments nearer by (Reiflinger Kalk) and later on parts of the Partnach beds. In the uppermost Cordevolian substage the reef-buildup came to an end, caused most probably by the separation of the reef-area from the open sea.

The same age of calcareous and clayish-marly basin-facies could be demonstrated with the help of conodonts, holothurian sclerites and pelagic crinoids. Fauna-diagrams of the profiles Silz and Martinswand shall show the range of those species to which a stratigraphical significance has been granted until now. Resulting modifications of particular assemblage-zones are discussed. The distribution of organisms in the individual profiles does not show any differences between "Reiflinger Bank- und Knollenkalke", but changes suddenly with the "Steinalmkalke" appearing in the basal member. The carbonate rocks, which are inserting above the "Reiflinger Kalke" are in fact strongly influenced by bioherm detritus, but the filamental limestones, which are appearing again and again, clearly show a permanent basin-facies, which, beside the many filaments is also evident by the appearing of radiolarians, pelagic crinoids, pelecypods (Daonella) and ammonites.

Pyroclastic sediments are essentially restricted to the Fassanian, in some profiles they scarcely transgress the Fassanian/Lango-



bardian boundary. Unexpectedly we could demonstrate pyroclastic layers in the lowest part of the trinodosus-zone; they are accordingly of the same age as the pyroclastic rocks of the Gailtaler Alpen, described by BECHSTÄDT & MOSTLER 1974. According to our investigations the pyroclastic sediments of Großreifling reach far into the Langobardian, in opposition to those of the Nordtiroler Kalkalpen.

Comparisons with the volcanism in the Südalpen showed, that also there the first intermediate to basic pyroclastic rocks inserted in the basal trinodosus-zone.

## Inhalt

1. Einleitung
2. Lage der Profile
3. Bisher bekannte stratigraphische Daten
4. Bemerkungen zu den Bezeichnungen Alpiner Muschelkalk bzw. Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk sowie Virgloria Kalk und Steinalmkalk
  - 4.1. Tritt die Fazies von Gutenstein, Trafel und Großreifling auch im W Österreichs auf?
    - 4.1.1. Gutensteiner Kalk
    - 4.1.2. Virgloria Kalk und Steinalmkalk
    - 4.1.3. Reiflinger Kalk
5. Die Reiflinger Kalke in den Profilen Silz und Martinswand
  - 5.1. Allgemeine Faziesabfolge
  - 5.2. Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke
6. Übersichtsprofile
7. Mikrofazielle Beschreibung der Profile Silz und Martinswand
  - 7.1. Hangendste Anteile der "Steinalmkalke"
  - 7.2. Reiflinger Kalke
    - 7.2.1. Reiflinger Bankkalke
    - 7.2.2. Reiflinger Knollenkalke
    - 7.2.3. Zum Verhältnis Reiflinger Bankkalk-Reiflinger Knollenkalk
  - 7.3. Liegende Anteile des Wetterstein-Vorriffkalkes
8. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung
  - 8.1. Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung
  - 8.2. Holothuriensklerite und ihre stratigraphische Verbreitung
  - 8.3. Bemerkungen zur Organismenverteilung in Dünnschliff und unlöslichem Rückstand
9. Zur stratigraphischen Position der vulkanogenen Ablagerungen
10. Paläogeographische Überlegungen
11. Conclusion
12. Dank
  - Literatur
  - Fototafeln

## 1. Einleitung

Bei feinstratigraphischen Untersuchungen innerhalb der Nord-tiroler Kalkalpen interessierte insbesondere die Grenze zwischen den mitteltriadischen Stufen Anis und Ladin.

Für diese Fragestellung wurden zwei Profile ausgewählt, die stratigraphisch gut eingebunden, ohne wesentliche Störung und völlig lückenlos aufgeschlossen sind. Die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse stellen die erste Stufe einer Reihe von Profilarbeitungen der Mitteltrias mit folgender Zielsetzung dar:

1. Leicht zugängliche und gut erschlossene Profile innerhalb der mitteltriadischen Beckensedimente feinstratigraphisch zu erfassen.

2. Änderungen der Fazies innerhalb der Beckensedimente aufzuzeigen, stets unter Berücksichtigung der anfallenden Mega- und Mikrofauna.

3. Einschneidende Ereignisse im Zuge der Geosynklinalentwicklung, wie z.B. vulkanische Äußerungen zeitlich in den Griff zu bekommen.

ad 1: Es muß sich um Profile handeln, die leicht erreichbar sind und eine rasche Orientierung über die Schichtfolge ermöglichen. Wichtig erscheint uns vor allem, daß eine bestimmte Zeiteinheit erfaßt wird, d.h. eine Stufe oder Unterstufe der Mitteltrias, deren Liegendes und Hangendes sich noch relativ gut zeitlich definieren läßt. Leider lassen sich die Kriterien "leichte Erreichbarkeit" und "gute Aufschlußverhältnisse" oft nur schwer miteinander verbinden.

ad 2: Wir stehen heute vor dem Problem, daß auf der einen Seite sedimentologisch-mikrofazielle Arbeiten durchgeführt werden, die meist nur die im Dünnschliff anfallenden Biogene auswerten; die Megafauna wird nur dort berücksichtigt, wo diese gerade bei der Profilaufnahme angetroffen wird (reine Zufallsfunde!). Es gilt also, einen größeren "Nachbarbereich" mit zu bemustern. Auf der anderen Seite werden Mikro- und Megafaunen oft völlig isoliert von den lithologischen Gegebenheiten bearbeitet. So wird nun hier der Versuch unternommen, in gut zugänglichen Profilen die Teilfaziesbereiche, zunächst beschränkt auf die Beckensedimente, mit litho- und biofaziellen Merkmalen zu erfassen, um mit den Faziesänderungen auch die Biotopänderungen zu erkennen. Die Profile erheben zunächst keinen Anspruch auf neue Stratotypen (Neostatotypen), sondern sollen vielmehr eine Grundlage für ev. später zu wählende Faziostratotypen im Sinne von CICHÁ et al. (1967: 18) bilden. In den hier ausgewählten Profilen wurden vor allem Conodonten und Holothurien-sklerite berücksichtigt; Megafaunen fehlen oder sie sind aus diagenetischen Gründen so schlecht erhalten, daß sie zumeist nicht einmal generisch erfaßt werden können. Die bearbeiteten Mikrofaunen sind jedoch zur Erstellung einer Feinstratigraphie bestens geeignet. Besonders die Conodonten ermöglichen es z.T., einzelne durch Ammonitenzonen verkörperte Schichtglieder zu korrelieren, wobei man sich zunächst nur solcher Formen

bedient, deren Leitwert weltweit gesichert ist. Eine Bearbeitung folgender Mikrofossilgruppen, die teilweise eine nicht unbedeutende Verbreitung (auch mengenmäßig) aufweisen, steht noch aus: Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, Roveacriniden, Mikroproblematika und Fischreste.

Da die Profile leicht erreichbar und gut erschlossen sind, das stratigraphische Gerüst durch das Einhängen der Conodonten in die orthochronologische Skala gut gefestigt ist, ist es für Mikropaläontologen jederzeit möglich, sich das Material für die gewünschte Tiergruppe zu beschaffen bzw. zu bearbeiten, wobei stets überprüft werden kann, inwieweit den oben angeführten Mikrofossilien eine stratigraphische Bedeutung zukommt.

ad 3: Die vulkanischen Einschaltungen (Pyroklastika) wurden früher vielfach als Leitschichten verwendet. Man sah in den einzelnen Tufflagen einzeilige Ereignisse, die weite Gebiete erfaßten. Einerseits, um den Leitwert der sogenannten "pietra-verde"-Lagen zu überprüfen, andererseits, um die zeitliche Einstufung aller vulkanischen Ereignisse der Mitteltrias zu erfassen, haben wir dem Auftreten vulkanischen Materials besondere Beachtung geschenkt. Im Zusammenhang damit war es notwendig, die einschneidenden Auswirkungen auf den Sedimentationsraum, und damit auf den Lebensraum, in unsere Betrachtungen miteinzubeziehen.

Die vulkanischen Produkte interessieren auch deshalb, weil sie in diesen Profilen (neben den glaukonitführenden Kalken innerhalb der trinodosus-Zone) die einzigen Ablagerungen darstellen, die für eine absolute Altersdatierung in Frage kommen.

## 2. Lage der Profile (Abb. 1)

Beide Profile liegen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen im Bereich der Inntaldecke.

Das Profil Silz ist im Steinbruch nördlich der Ortschaft Silz erschlossen. Zum Steinbruch (bereits mehrere Jahre außer Betrieb) gelangt man am besten, wenn man bei Mötztal den Inn überquert und auf der orographisch linken Seite einer Schotterstraße innaufwärts folgt. Etwa auf der Höhe der Ortschaft Silz, die nun jenseits des Inns liegt, stößt man gleich neben der Schotterstraße auf den Steinbruch, der durch eine überhohe, sehr steile Wand, die vor allem durch einige intensiv grün und rot gefärbte Tufflagen auffällt, charakterisiert ist.

Obwohl dieses Profil in einer tektonisch zum Teil stark beanspruchten Zone liegt - es handelt sich um den zum Teil aufgeschuppten Abschnitt am Südrand des Tschirgant-Simmering-Zuges - eignet es sich für unsere stratigraphischen Untersuchungen sehr gut. Einerseits reicht es bis an die Basis der "Mittleren Gesteinsserie des Alpenen Muschelkalkes" nach J. FRISCH (1968), andererseits läßt es sich bis weit in den basalen Wettersteinkalk verfolgen. Die Bruchtektonik ist im Bereich des Steinbruches gering und stets kontrollierbar. Die inverse Lagerung

der Schichtfolge fällt zunächst gar nicht auf, da im "Hangenden" grob gebankte Kalke mit relativ großen Hohlraumgefügen auftreten, die megaskopisch von Wettersteinkalken kaum zu unterscheiden sind, im "Liegenden" Crinoiden-führende Bänke erschlossen sind, die an Crinoidenkalken der "Mittleren Serie des Alpenen Muschelkalkes" erinnern. Das Steinbruchprofil wurde bereits von FRISCH (1968, Taf. 44; Profil r) grob aufgenommen und seinem Profiltyp IV zugeordnet, in dem er eine von Wettersteinriffkalken überlagerte Schwellenfazies sieht.

Profil Martinswand: Auch hier handelt es sich um ein bereits bearbeitetes Profil (SARNTHEIN 1966: 39). Die bisherige Bearbeitung beider Profile brachte für unsere Fragestellung aber eine viel zu geringe Information. SARNTHEIN (1966: Abb. 2) hat das Profil der Martinswand nur schematisch im Maßstab 1:10 000 dargestellt, FRISCH das Profil Silz im Maßstab 1:1000, ganz abgesehen von der geringen Probenzahl, die außerdem nur für mikrofazielle Untersuchungen aufgesammelt wurden. Es war daher notwendig, ein unseren Anforderungen entsprechendes Profil entlang der Mittenwaldbahn aufzunehmen. Dieses Profil bot sich deshalb besonders an, weil es zum einen leicht erreichbar ist (siehe Einleitung), zum anderen nach FRISCH (1968) demselben Profiltyp (IV) zuordenbar ist.

Das Profil Martinswand verläuft direkt an der Trasse der Mittenwaldbahn; das Hangende liegt wenig unterhalb der Finstertaler Brücke, 783 m SH; von hier reicht es ins Liegende bis kurz vor das Ende eines kleinen Felseinschnittes, durch den die Bahn verläuft, gegenüber einem Bahnhäuschen. Die Profil-Meter wurden im Jahre 1972 mit gelber Ölfarbe markiert. Mit einer Fahrerlaubnis des Schotterwerkes Meilbrunn besteht die Möglichkeit, die Straße zur Bahntrasse der Mittenwaldbahn zu benutzen. Die Schotterstraße beginnt an der Bundesstraße 1a, wenig westlich der Ortschaft Kranebitten, und endet an einem Parkplatz vor einer Lawingalerie, etwa 1 km östlich des Profils.

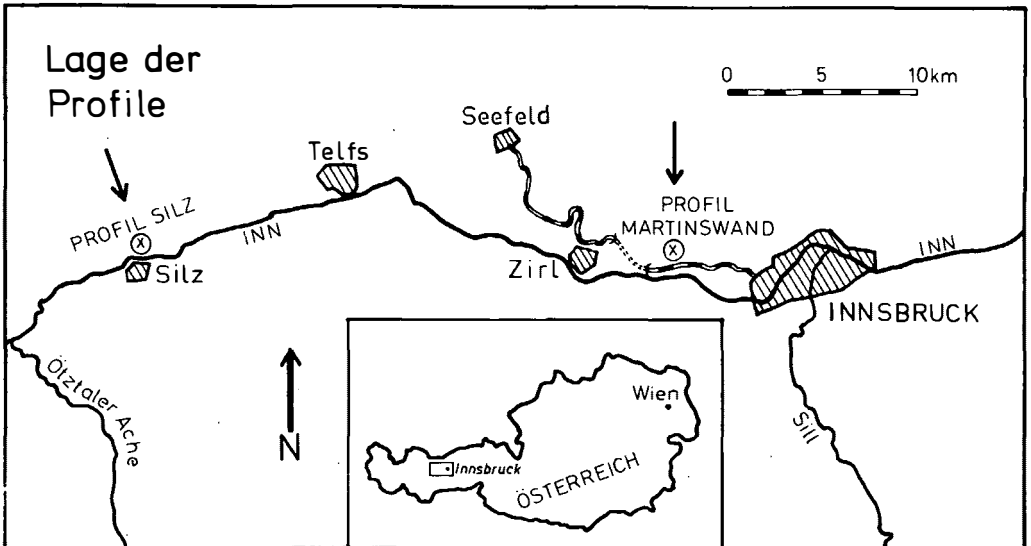


Abb.1

### 3. Bisher bekannte stratigraphische Daten

Die uns interessierenden Schichtfolgen, es sind dies der mittlere und höhere Anteil des "Alpinen Muschelkalkes" bzw. der tiefere Abschnitt des Wettersteinkalkes, wurden zeitlich vielfach recht unterschiedlich eingestuft. Dies ist zum Teil darauf zurückzuführen, daß man den Fazieswechsel auf engstem Raum nicht erkannte und daher faziell analoge Schichtglieder, obwohl verschiedenen Alters, als zeitgleich betrachtete.

ROTHPLETZ (1888) ließ sich nicht so sehr von der Fazies leiten, als er versuchte, das als "Muschelkalk" angesprochene Schichtglied zu untergliedern; er hielt sich vielmehr an den faunistischen Inhalt. Mit Hilfe dessen gelang ihm eine zwanglose Dreigliederung, wie folgt: basal ein Gastropodenhorizont, dann ein mittlerer Brachiopodenhorizont und darüber folgend ein Ammonitenhorizont. Einen nicht weiter fossilbelegten Horizont, den er nur mehr als fraglich dem Muschelkalk zuordnete, vermochte er allerdings aus faziellen Gründen nicht abzutrennen. Während der Gastropodenhorizont für unsere Betrachtungen ausscheidet (er dürfte im wesentlichen wohl dem basalen Anis entsprechen), wollen wir die beiden darauffolgenden Horizonte ROTHPLETZs näher betrachten.

Das Profil an der Mittenwaldbahn setzt im hangenden Teil des Brachiopodenhorizontes ein, der hier insbesondere Crinoiden und nur mehr sporadisch Brachiopoden führt. Im unmittelbar Liegenden sind Brachiopoden sehr häufig (siehe SARNTHEIN 1966: 41). Das aufgenommene Profil reicht nur bis zu den hangendsten Crinoidenlagen, da der mittlere und untere Teil des "Muschelkalkes" ursprünglich durch einen anderen Bearbeiter mikrofaziell aufgenommen werden sollte.

Folgende Brachiopoden wurden aus der näheren Umgebung des Profils Martinswand durch ROTHPLETZ und BITTNER bekanntgemacht:

*Rhynchonella decurtata* GIR.  
*Spiriferina fragilis* SCHLOTH.  
*Spiriferina hirsuta* ALB.  
*Spiriferina manca* BITTN.  
*Spiriferina mentzeli* v. BUCH  
*Spiriferina (Mentzelia) koeveskalensis* SUESS  
*Spirigera trigonella* SCHLOTH.  
*Terebratula vulgaris* SCHLOTH.  
*Waldheimia angusta* SCHLOTH.  
*Waldheimia angustaeformis* BOECKH.

Eine Reihe der hier aufgeführten Brachiopoden kommt auch in stratigraphisch jüngeren Schichtgliedern vor; so vor allem (*Terebratula vulgaris*) = *Coenothyris vulgaris*; (*Spiriferina mentzeli*) = *Mentzelia mentzeli* und (*Spirigera trigonella*) = *Tetractinella trigonella*. Dies wurde zum Teil übersehen, sodaß man beim Auffinden von Brachiopodenlagen in höheren Niveaus, wie zum Beispiel bei einem Massenvorkommen von *Coenothyris vulgaris*, das sicher faziell bedingt ist, an den Brachiopodenhorizont von ROTHPLETZ dachte. Dies führte zum Teil soweit, daß man den Brachiopoden der Mitteltrias jeden stratigraphischen Leitwert absprach. Wenn auch die meisten obengenannten Arten

des Brachiopodenhorizontes in den Ammonitenhorizont von ROTHPLETZ hinaufreichen, zum Teil sogar bis in die avisianus-Zone, so trifft dies für (*Rhynchonella decurtata*) = *Decurtella decurtata* nicht zu. Demnach dürfte mit ziemlicher Sicherheit der Brachiopodenhorizont in der Fassung von ROTHPLETZ dem Ammoniten-niveau II bzw. III (pro parte) nach ASSERETO (1971) zuordenbar sein und somit dem Pelson (in bisheriger Fassung) entsprechen. Sowohl die Conodonten als auch Holothuriensklerite weisen in diese Richtung (kockeli-Zone; Tetravirga levis-assemblage-Zone, z.B. nachgewiesen in Reutte, siehe H. MOSTLER 1972a).

Ein bisher ausgezeichnetes Kriterium, den Brachiopodenhorizont von ROTHPLETZ schon im Gelände zu erkennen, kann im Zusammen-vorkommen von Crinoiden (viel-sehr viel) und Brachiopoden gesehen werden (MOSTLER 1972a: 6). Dies konnte in einer Reihe mitteltriadischer Profile nachgewiesen werden. Bei den höchsten Brachiopoden-Crinoiden-Kalken muß man allerdings vorsichtig sein, da sich innerhalb der letzten Bank bereits ein Fazies-wechsel vollzieht. Die mengenmäßig zurückgetretenen Crinoiden (Brachiopoden fehlen) sind fast stets mit Glaukonit-führenden Filamentmikriten bis -spariten vergesellschaftet. Es handelt sich hierbei bereits um den basalen Ammonitenhorizont (trinodosus-Zone). Damit sind wir auch schon beim dritten Horizont nach ROTHPLETZ angelangt. Folgende Fauna wurde aus der nahen Umgebung des Profils Martinswand, vor allem von der Lokalität Kerschbuchhof, bekanntgemacht. Die Bestimmungen stammen von BITTNER, MOJSISOVICS und PICHLER.

Cephalopoden: *Arcestes bramantei* MOJS.  
*Ceratites binodosus* (HAUER)  
*Nautilus bidorsatus* (HAUER)  
*Nautilus pichleri* HAUER  
*Nautilus quadrangulus* (HAUER)  
*Orthoceras* sp.  
*Pleuromutilus mosis* MOJS.  
*Ptychites studeri* (HAUER)

Brachiopoden: *Rhynchonella trinodosi* BITTNER  
*Spirigera trigonella* SCHLOTH.

Die Fauna vom Kerschbuchhof wurde stets der trinodosus-Zone zugeordnet (zuletzt von ROSENBERG 1959 dem Unterillyr und zum Beispiel mit der Fauna vom Öfenbachgraben gleichgesetzt). Auffallend an dieser Fauna ist das Vorkommen von (*Ceratites binodosus*) = *Paraceratites binodosus*, der hier gleichzeitig mit (*Rhynchonella trinodosi*) = *Piarorhynchia trinodosi* auftritt. Falls die Bestimmung als *Paraceratites binodosus* zutrifft, müßte es sich um den höheren Teil des Ammonitenniveaus III nach ASSERETO (1971) handeln. Hier sollen neue Aufsammlungen, gepaart mit mikropaläontologischen Untersuchungen aufklären, ob es sich noch um den höchsten Teil des Niveaus III oder schon um das Niveau IV nach ASSERETO handelt.

Abschließend sei noch auf die wenigen mikrofaunistischen Untersuchungen eingegangen, die an "Muschelkalk"-Schichtgliedern der näheren Umgebung der Profile durchgeführt wurden. R. OBERHAUSER hat aus dem Ammonitenhorizont vom Brandjoch (*Paraceratites*

*trinodosus* und *Flexoptychites flexuosus*) Foraminiferen aus unten angeführten Gründen nur artlich bestimmt (Schreiben vom 22. Februar 1968): "Im folgenden wird über - oft glaukonitische - Steinkerne von Foraminiferen aus dem Anis des Karwendels berichtet, welche aus den Rückständen stammen, die bei der Auflösung von Kalken für Conodonten-Untersuchungen anfallen. Vereinzelt finden sich auch voll erhaltene Schalen von Formen, welche von vornherein keine kalkige Schale hatten oder diagenetisch verändert wurden.

#### In Steinkernerhaltung

*Frondicularia* (mehrere Arten)  
*Falsopalmula* (vier Arten)  
*Quadratina* (eine Art)  
*Pseudoglandulina* (drei Arten)  
*Marginulina* (mehrere Arten)  
*Dentalina* (mehrere Arten)  
Variostomidae genus indet. (drei Arten)  
*Spirillina* (?) (eine Art)

#### In Schalenerhaltung

*Permodiscus* (drei Arten)  
*Coronipora* (?) (zwei Arten)  
*Ammodiscus* (eine Art)  
*Ophthalmidium* (eine Art)

Discussion: Die vortrefflich erhaltenen Steinkerne erlauben Einblicke in den Innenbau, wie sie sonst kaum möglich sind! Da aber die bisherige Artbeschreibung auf der Schalenerhaltung basiert, ist eine artliche Bestimmung unmöglich. Nichtsdestoweniger erscheint die Fauna der drei Proben als weitgehend artlich übereinstimmend und, wie ich vermute, als von Steinkernfaunen anderer Trias-Niveaus abtrennbar."

Die von H. MOSTLER 1968 beschriebenen Holothuriensklerite stammen von demselben Ammonitenhorizont; es sind dies:

*Acanthotheelia anisica* MOSTLER  
*Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE  
*Achistrum bartensteini* FRIZZELL & EXLINE  
*Eocaudina marginata* LANGENHEIM & EPIS)  
*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS & BRILL  
*Priscopedatus acanthicus* MOSTLER  
*Priscopedatus heisseli* MOSTLER  
*Priscopedatus multiperforatus* MOSTLER  
*Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER  
*Priscopedatus triassicus* MOSTLER  
*Priscopedatus tyrolensis* MOSTLER  
*Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD  
*Theelia consona* (CARINI)  
*Theelia planata* MOSTLER  
*Theelia subcirculata* MOSTLER  
*Theelia thalattocanthoides* MOSTLER  
*Theelia undata* MOSTLER

Von den oben angeführten Formen, die sehr häufig in den Schichtfolgen der trinodosus-Zone auftreten, sind nach den bisherigen Untersuchungen *A. anisica*, *P. acanthicus*, *P. heisseli* und *P. multiperforatus* auf diese beschränkt.

Über dem Ammonitenhorizont von ROTHPLETZ (1888) treten Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk auf. Im speziellen (siehe Kap. 5) handelt es sich um Reiflinger Knollenkalke, Reiflinger Bankkalke und Wetterstein-Vorriffkalk. Ein Teil dieser Schichtfolge, und zwar die in Knollenkalkentwicklung (von ROTHPLETZ noch als fraglich dem Muschelkalk zugeordnet) wurde später (AMPFERER & HAMMER 1898: 306) dem oberen Muschelkalk (hier gleichbedeutend mit Oberanis) zugeteilt. Dies geschah, weil die dem trinodosus-Niveau (nach den obengenannten Autoren) angehörende Fauna vom Kerschbuchhof, die ROTHPLETZ noch nicht kannte, in der Knollenkalkentwicklung liegt. Die in den Profilen beobachtbare Vertretung der Bankkalke durch die Knollenkalke (siehe Kap. 5) und umgekehrt war bislang nicht bekannt. Man war von folgender Abfolge überzeugt (vom Liegenden zum Hangenden): Knollenkalke, Bankkalke. Erstere wurden als Reiflinger Kalke bzw. oberer Muschelkalk, letztere als Partnachkalke, untere Wettersteinkalke oder Übergangskalke angesprochen.

Die im folgenden aufgeführten Fossilien stammen aus den Reiflinger Bankkalken und Vorriffkalken (siehe AMPFERER & HAMMER 1898; KLEBELSBERG 1920). Da es sich fast ausschließlich um Lesestücke handelt, ist eine Zuordnung zu dem einen oder anderen obengenannten Schichtglied (meist nur über Literaturinformation) sehr schwierig bis fast unmöglich.

Cephalopoden:

*Orthoceras* sp.  
*Atractites* sp.  
*Megaphyllites jarbas* (MÜNST.)  
*Megaphyllites oenipontanus* MOJS.  
*Pinacoceras* cf. *daonicum* MOJS.  
*Pinacoceras* aff. *sandalinum* MOJS.  
*Procladiscites* cf. *griesbachi* MOJS.  
*Trachyceras ladinum* MOJS.

Brachiopoden:

*Aulacothyris* cf. *angusta* SCHLOTH.  
*Rhynchonella protractifrons* BITTN.  
*Spiriferina cassiana* LAUBE  
*Spirigera* aff. *wissmanni* MÜNST.

Lamellibranchiaten:

*Daonella obliqua* MOJS.  
*Daonella parthanensis* SCHAFH.  
*Donella pichleri* MOJS.

Die Ammoniten sprechen ohne Ausnahme für ein ladinisches Alter der oben angeführten Schichtglieder, und zwar für Oberladin (Protrachyceras archelaus-Zone = Langobard). Auch der für karnisch (im alten Sinne) gehaltene *M. jarbas* tritt nach den Untersuchungen von URLICHS (1974: 216) bereits im Langobard auf.

Während *D. parthanensis* gemeinsam mit den oben angeführten Ammoniten vorkommt, also dem Langobard angehört (die Fossilfunde stammen zum Teil wahrscheinlich aus den filamentführenden Lagen der Vorriffkalke) dürften *D. pichleri*, *R. protractifrons*



und *A. cf. angusta* aus den tiefladinischen Bankkalken stammen (avisianus-Zone und ? reitzi-Zone).

Die stratigraphische Konsequenz, die sich für AMPFERER & HAMMER (1898) bzw. KLEBELSBERG (1920) aus der oben angeführten Fauna ergab, war folgende: der Reiflinger Kalk (gemeint ist der Knollenkalk) wurde aufgrund der Kerschbuchhofer Fauna zur Gänze dem oberen Anis (trinodosus-Zone) zugeordnet; der darüber folgende Bankkalk bzw. Vorriffkalk (als Partnachkalk oder unterer Wettersteinkalk angesprochen) zur Gänze dem Ladin ohne weitere Differenzierung zugeteilt.

Abschließend sei noch festgehalten, daß es aufgrund der eben besprochenen Fauna keine Hinweise auf ein cordevolisches Alter der Reiflinger Bankkalke bzw. Vorriffkalke gibt.

#### 4. Bemerkungen zu den Bezeichnungen Alpiner Muschelkalk bzw. Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk sowie Virgloria Kalk und Steinalmkalk

Nach dem Einsetzen mikrofazieller Arbeiten an triadischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen begann naturgemäß eine rege Diskussion um die Namensgebung bzw. Zuordnung einzelner Schichtglieder. Die mit der "Lethaea" durch G. ARTHABER (1906) festgelegten und in der Folgezeit konsolidierten Schichtnamen (zuzüglich einiger später aufgestellter Schichtgliedbezeichnungen, die alle in den stratigraphischen Tabellen ROSENBERGS (1959) Aufnahme fanden), wurden nur teilweise übernommen. Zusätzlich zu der schon vielfach verwirrenden Anzahl von Namen kam es zu - oft wenig glücklichen - Neuschöpfungen.

Uns interessiert hier etwa der Zeitraum zwischen der hangendsten Buntsandsteinfohle und dem basalen Wettersteinkalk bzw. den Partnach-Schichten, der gerne mit dem Terminus "Alpiner Muschelkalk" angesprochen wird. Lassen wir hierzu zunächst J. FRISCH (1968: 4), den Bearbeiter der meisten Muschelkalkprofile, zu Wort kommen: "1824 entdeckt MARASCHINI, daß es in den Südalpen Äquivalente des germanischen Muschelkalkes gibt. 30 Jahre später, also etwa 1854, finden SCHLAGINTWEIT und SUESS paläontologische Hinweise auf Muschelkalk in der Gegend von Garmisch, also in den Nördlichen Kalkalpen. 1858, bereits vier Jahre danach, erkennt GÜMBEL, daß der in den Alpen vorkommende Muschelkalk zeitlich nur einen Teil des außeralpinen Muschelkalkes umfaßt. Er führt deshalb zur Unterscheidung den Namen Alpenmuschelkalk ein. Zwei Jahre später verwendet GÜMBEL (1860) erstmals die Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk". 1888 gliedert ROTHPLETZ den Muschelkalk des Karwendelgebirges mit Hilfe von Gastropoden, Brachiopoden und Ammoniten in 3 Horizonte und hält diese Zusammen für das zeitliche Äquivalent des außeralpinen Muschelkalkes. Die drei Begriffe Gastropodenhorizont, Brachiopodenkalk und Ammonitenhorizont werden auch in der gegenwärtigen Literatur noch verwendet, wobei sie häufig stratigraphisch und faziell vermengt werden. Wegen der allgemeinen Fossilarmut ist der Gebrauch dieser drei Bezeichnungen nicht angebracht. ARTHABER führt 1905 den Namen "alpiner Muschelkalk im engeren Sinne" ein,

KLEBELSBERG spricht 1935 von "Muschelkalk im engeren alpinen Sinn". HUCKRIEDE lehnt 1959 die Bezeichnung "Muschelkalk" in der Alpenstratigraphie ab und schlägt vor, die allgemeine alpine Stufengliederung Hydasp, Pelson und Illyr zu verwenden. Die Fossilien, die eine derartige zeitliche Gliederung stützen könnten, sind jedoch äußerst spärlich. HUCKRIEDE belegt faziell definierte Gesteinskomplexe mit zeitlichen Begriffen, ohne zu berücksichtigen, daß zeitliche und fazielle Grenzen nicht immer zusammenfallen. Deshalb ist diese Gliederung abzulehnen. 1962 schlägt MILLER den Begriff "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" vor. Es fehlen jedoch Angaben über riffbildende Organismen und riffanzeigende Fazieseigenschaften. Außerdem werden die zahlreichen anderen, ebenso wichtigen Gesteinstypen des Komplexes durch den vorgeschlagenen Namen erfaßt. SARNTHEIN verwendet in seinen Arbeiten von 1965/66/67 den Begriff "Alpiner Muschelkalk mit fazieller Bedeutung". Er versteht darunter den Gesteinskomplex, welcher zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnach Schichten liegt. HIRSCH gebraucht 1966 den Namen "Alpiner Muschelkalk" im gleichen Sinn wie SARNTHEIN. Außer zahlreichen Versuchen, den Alpen Muschelkalk zeitlich und lithologisch zu gliedern, existieren viele ortsbezogene Gesteins- und Schichtnamen, welche nur Teile des Alpen Muschelkalkes charakterisieren sollen, z.B. Gutensteiner Kalk, Lercheck-Kalk, Recoaro-Kalk, Reiflinger Kalk, Schreyeralm-Kalk, Schusterberg-Kalk, Virgloria-Kalk. Diese Lokalnamen bereiten bei Faziesstudien und Faziesvergleichen oft Schwierigkeiten, da sie von Autor zu Autor verschieden verwendet werden. Sie sollten deshalb für überregionale Vergleiche vermieden werden.

FRISCH (1968: 5) belegt also den Gesteinskomplex, der im stratigraphischen Profil zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnach Schichten zu liegen kommt, mit dem Faziesnamen "Alpiner Muschelkalk" (obwohl die Fazies sehr heterogen ist).

KUBANEK (1969: 11) kommt praktisch zur selben Ansicht: "Nach dem heutigen Erkenntnisstand ist meiner Erfahrung nach die Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" als reine Faziesbezeichnung durchaus allen Lokalfaziesbezeichnungen und Stufengliederungen vorzuziehen. Im Rahmen dieser Arbeit gebrauche ich diese Bezeichnung ungefähr in der lithofaziell gefaßten Definition von M. SARNTHEIN (1965). Als günstig erweist sich die von J. FRISCH (1968) durchgeführte, schon makroskopisch erkennbare lithologische Dreigliederung, wobei seine "untere Gesteinsserie" meiner "Wurstel"-Bankkalk-Serie, seine "mittlere" meiner "Massenkalk-Serie" und seine "obere" meiner "Knollenkalk-Serie" etwa entsprechen. Örtlich sind "Wurstel"-Bankkalk-Serie und Massenkalk-Serie teilweise oder ganz dolomitisch vertreten."

In etwas abgewandelter Form verwenden F. HIRSCH (1966) und M. KOBEL (1969) den Terminus "Alpiner Muschelkalk". Die beiden Autoren rechnen auch die Punt-la-Drossa-Schichten, eine Faziesvariante der Reichenhaller Schichten, zum Alpen Muschelkalk, während FRISCH (1968), KUBANEK (1969) und SARNTHEIN (1965, 1966, 1967) die Reichenhaller Schichten in ihrer Begriffsfassung ausklammern. Es ist also nicht richtig, wenn FRISCH (1968: 5)

schreibt, daß sich HIRSCH an die Definition SARNTHEINs anschloß; genausowenig ist es richtig, wenn KOBEL (1969: 25) schreibt, daß er am Begriff "Alpiner Muschelkalk" im Sinne SARNTHEINs festhält. Für weitere Information betreffend den Begriff "Alpiner Muschelkalk" sei noch ein Teil der Auffassungen von KOBEL wiedergegeben :

Nach STUR (1891) und BITTNER (1894) sollte unter "Muschelkalk" alles über den Werfener Schichten bis einschließlich der trinodosus-Zone verstanden werden, während MOJSISOVICS, WAAGEN und DIENER (1895) unter dem Begriff "Muschelkalkgruppe" die gesamte heutige Mitteltrias zusammenfaßten.

Für den unteren Teil ihrer "Muschelkalkgruppe" schufen die drei letztgenannten Forscher, die am Profil von Großreifling definierte "Anisische Stufe", die ursprünglich nur die binodosus- und trinodosus-Zone umfaßte, bis von G. von ARTHABER (1906) auch noch die hydaspische Stufe dazugeschlagen wurde. Neben dieser erweiterten anisischen Stufe (= Anisien, Anisian), welche eine chronostratigraphische Einheit repräsentiert, wurde in den kommenden Jahrzehnten der Begriff "Muschelkalk" (Alpiner Muschelkalk) insbesondere von den kartierenden Geologen, die gezwungen waren, diesen Muschelkalk auch in völlig fossilere Fazies abzugrenzen, immer mehr als lithostratigraphische Einheit des Ostalpenraumes aufgefaßt, welche außer dem Namen mit dem germanischen Muschelkalk nichts gemein zu haben braucht.

Von vielen Geologen wird der Name "Alpiner Muschelkalk" jedoch auch heute noch für unzureichend gehalten und O. KUEHN fordert im "Lexique stratigraphique international", Fasc. 8, Autriche, seine Ausmerzung. Was für einen Namen soll dann aber nach diesem Vorschlag die lithostratigraphische Einheit, die wir bisher mit "Alpiner Muschelkalk" bezeichnet haben, erhalten? Der Alpine Muschelkalk darf nämlich unter keinen Umständen gleichgesetzt werden mit der anisischen Stufe, da dies der Vermengung einer lithostratigraphischen Einheit mit einer chronostratigraphischen Einheit gleichkäme. Aber auch neue, als Ersatz für den Alpiner Muschelkalk geprägte Begriffe wie die "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" von H. MILLER (1962, 1965) überzeugen wenig, da diese Bezeichnung nur dort Gültigkeit haben kann, wo der Alpine Muschelkalk erstens nachweisbar anisisch ist und zweitens in der Riff-Knollenkalk-Fazies vorliegt. Solange deshalb kein wirklich überzeugender Ersatzname für "Alpiner Muschelkalk" gefunden ist, halten wir mit M. SARNTHEIN (1965) weiterhin an dieser Bezeichnung fest."

Daraus sehen wir, daß die Autoren FRISCH, HIRSCH, KOBEL, KUBANEK und SARNTHEIN, die im Raume vom Rhätikon bis zum Steinernen Meer insgesamt 107 Profile detailliert mikrofaziell bearbeiteten, sich ohne Ausnahme für den Begriff "Alpiner Muschelkalk" entschieden haben und in diesem eine lithostratigraphische Einheit vom Range einer Formation, wenn auch mit etwas unterschiedlichem Begriffsinhalt, sehen. In der Aufgliederung dieser Einheit gehen die Begriffsauffassungen beträchtlich auseinander. FRISCH, KUBANEK und SARNTHEIN kommen zu einer Seriengliederung (drei Serien) und obwohl sie alle

dasselbe meinen, verwenden dennoch alle drei verschiedene Termini.

FRISCH	KUBANEK	SARNTHEIN
Obere Gesteinsserie	Knollenkalk-Serie	Hangende Bankkalk-Serie bzw. Hornstein-Knollenkalk-Serie
Mittlere Gesteinsserie	Massenkalkserie	Kalkarenite, Stromatolithrasen und Massenkalk
Untere Gesteinsserie	"Wurstl"-Bankkalk-Serie	Wechselfolge der "Wurstl"-Kalke

HIRSCH und KOBEL verwenden dagegen die Schichtnamen Gutensteiner und Reiflinger Schichten und zwar im Sinne lithostratigraphischer Einheiten im Rang eines Formationsglied(es) (member) der Formation des Alpenen Muschelkalkes.

Kommen wir nochmals kurz auf den Begriff "Alpiner Muschelkalk" zurück, so sehen wir, daß er auch in den stratigraphischen Tabellen ROSENBERGS (1959) Eingang gefunden hat; er wird dort s. str. als gleichbedeutend mit der Stufenbezeichnung Anis betrachtet.

Der Begriffsinhalt des "Alpinen Muschelkalkes" ist sehr vielschichtig und trägt somit auch zu einiger Verwirrung bei; daher ist es nur zu verständlich, daß der Terminus "Alpiner Muschelkalk" von Stratigraphen abgelehnt wird (7.B. von O. KÜHN in Lex. strat. intern. - Autriche, 1962). Wir sind aber zur Zeit noch nicht in der Lage, eine Lösung des Problems herbeizuführen. Wir haben aber dennoch den Versuch unternommen, Lösungsvorschläge aufzuzeigen, zumal es uns klar ist, daß es für überregionale Vergleiche unbedingt erforderlich ist, die lithostratigraphischen Serien (im Laufe der Zeit) durch Schichtnamen, möglichst unter Berücksichtigung bereits eingeführter Namen; zu ersetzen bzw. deren stratigraphische Position abzuklären. Über den Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bestehen bereits einige Arbeiten in dieser Richtung, die im folgenden diskutiert werden sollen.

#### 4.1. Tritt die Fazies von Gutenstein, Trafel und Großreifling auch im W Österreichs auf?

##### 4.1.1. Gutensteiner Kalk

H. SUMMESBERGER & L. WAGNER haben sowohl die Gutensteiner Kalke (1971) in Gutenstein selbst und bei Trafel (beide Lokalitäten liegen in Niederösterreich) als auch in Großreifling (1972) stratigraphisch und mikrofazial bearbeitet.

Profil Gutenstein (Lithostratotypus); etwa 30 m mächtige Gutensteiner Kalke. An der Basis sind Gastropoden-führende Biosparite mit einer "Reichenhaller Fauna" entwickelt, denen Algensparite folgen; letztere werden von Radiolarien- und Kieselspiculae-führenden Mikriten überlagert, die ihrerseits wiederum vertikal von Algenspariten mit Intraklasten (es handelt sich hierbei vorwiegend um Radiolarien- und Kieselspiculae-führende Mikrite) abgelöst werden. Megaskopisch fallen die Gutensteiner Kalke durch ihre dunkle Farbe (meist schwarz), dünne und ebenflächige Bänke mit teilweiser Hornsteinführung besonders auf. Darüber setzen dickbankige Kalke ein, die sich aus Algenspariten mit gelegentlichen Zwischenschaltungen von Algenmatten zusammensetzen und von den oben angeführten Autoren als Wettersteinkalke angesprochen werden.

Betrachten wir zunächst die Gutensteiner Kalke bezüglich ihres Biogehaltes: Algen, Radiolarien, Foraminiferen Poriferen (fast ausschließlich Spiculae von Kieselschwämmen), Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Ostracoden, Crinoiden, Conodonten und Fischzähne.

Die Conodonten wurden von einem der beiden Verfasser (MOSTLER) in zwei Proben, die vom Steinbruch neben der Bundesstraße hinter dem Gasthaus Paßbrücke stammen, herausgelöst. In der hier genannten Fauna fallen besonders die Radiolarien und Conodonten neben den Algen auf. Außerdem muß noch auf die enge Vergesellschaftung von Radiolarien und Kieselspiculae aufmerksam gemacht werden. Radiolarien und Conodonten sind Faunenelemente des offenen Meeres, möglicherweise die eines tieferen Meeresbereiches. Radiolarien- und Kieselspiculae-führender Mikrit ist jedenfalls innerhalb der triadischen Beckensedimente ein typischer und weitverbreiteter Mikrofaziestyp. Derartige mikritische Sedimente sind auf jeden Fall unterhalb des Bereiches der Wellentätigkeit zum Absatz gekommen. Die Algen dagegen sind Bewohner des Flach- bzw. Flachstwassers und es ist naheliegend, in den Algenspariten Schüttungen aus Flachwasserbereichen zu sehen, zumal Algensparite und Mikrite stets übereinander folgen. Die in den Algenspariten auftretenden, aus Mikrit bestehenden Resedimente sind bei der Schüttung mitgerissene Sedimente des Beckenbodens.

Die von SUMMESBERGER & WAGNER (1971) als Wettersteinkalke angesprochenen dickbankigen Kalke des Hangenden sind von der mikrofaziellen Warte gesehen eher als Steinalmkalke anzusprechen; die immer wieder auftretenden Algensparite mit Zwischenschaltungen von Algenmatten würden darauf hinweisen. Sie stellen auf keinen Fall Wettersteinriffkalke dar, sind aber auch sonst nicht mit den Wettersteinkalken des Typgebietes bzw. des ganzen Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen (zu den Steinalmkalken siehe Profil Öfenbach).

Profil Trafel: ca. 50 m mächtige Gutensteiner Kalke. In diesem Profil liegen die Gutensteiner Kalke in einer vom Flachwasser unbeeinflußten Beckenfazies vor. SUMMESBERGER & WAGNER (1971: Profiltafel, Profil II) haben durchwegs Mikrite, vorherrschend Radiolarien- und Poriferenspiculae-führende Mikrite dargestellt.

Nur im Hangenden, im Übergangsbereich zu den Reiflinger Kalken (in der alpinen Trias bisher durchwegs als Beckensedimente bestätigt) sind von den genannten Autoren Sparite verzeichnet. Es handelt sich um Sparite mit folgenden Biogenen: Radiolarien, Foraminiferen, Kieselspiculae, Lamellibranchiaten und Crinoiden; auch hier fehlen Algen.

Die auf Gutensteiner Kalken, allerdings unter Zwischenschaltung geringmächtiger Reiflinger Kalke (knapp 10 m mächtig), folgenden dickbankigen Kalke können nicht als Wettersteinkalk angesprochen werden, zumal es sich, wie SUMMESBERGER & WAGNER (1971: Profiltafel, Profil II) selbst darstellen, mikrofaziell um dieselben Typen handelt wie in den darunterliegenden Reiflinger Kalken. Viel eher haben wir hier einen "Reiflinger Bankkalk" (vgl. Kap. 5 und 7.2.1.) vor uns.

Sammelprofil Großreiling: ca. 115 m mächtige Gutensteiner Kalke. Die bisher wohl mächtigste Schichtfolge von Gutensteiner Kalken setzt sich durchwegs aus Beckensedimenten zusammen; auch hier ist analog zum Profil Trafel keine Beeinflussung von Flachstwasser-Ablagerungen her, wie etwa die Einschwemmung von Dasycladaceen, festzustellen. Wiederum sind Radiolarien- und Kieselspiculae-führende Mikrite bei weitem vorherrschend; dazwischen treten immer wieder sparitische Bereiche auf, die in der Biogenführung aber im wesentlichen dieselbe Zusammensetzung wie die Mikrite aufweisen, wenn wir von einer im tieferen Abschnitt des Profils auftretenden Crinoidensparitlage absehen. Nachdem die beiden Ammonitenhorizonte vom Rahnbauerkogel und Tiefengraben (untere und obere "binodosus"-Fauna) auch noch in den ebenflächigen gebankten Kalken auftreten, zählen sie SUMMESBERGER & WAGNER (1972) ebenfalls zu den Gutensteiner Kalken.

Zusammenfassend können wir also festhalten, daß in Niederösterreich und der nördlichen Steiermark über den sandigen Werfener Schichten vielfach ausgeprägte Beckensedimente auftreten, die in Gutenstein schon sehr früh, bereits in Trafel um einiges später von Flachwassersedimenten verdrängt werden, während in Großreifling die Beckenfazies bis in das Jul anhält. Das frühe Einsetzen der Beckenfazies erklärt auch die im E bereits im "binodosus"-niveau auftretenden Ammoniten. Im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen konnte bisher nirgends eine so früh einsetzende Beckenfazies, damit aber auch keine den Gutensteiner Kalken vergleichbaren Sedimente gefunden werden. Wenn überhaupt Vergleiche zum mittleren und östlichen Österreich angestellt werden können, dann wären eventuell solche auf dem Wege über die Steinalmkalke möglich; dazu wären aber genauere Kenntnisse über den basalen sogenannten "Wettersteinkalk" von Gutenstein nötig. Die Gutensteiner Kalke bis nach Saalfelden hineinzuziehen, wie dies WAGNER (1970: Tafel 18) versucht, stößt unseres Erachtens allerdings auf Schwierigkeiten. Wir haben das Profil im Öfenbachgraben, das durch den Bau einer neuen Forststraße lückenlos erschlossen wurde, sehr detailliert aufgenommen (eine eigene Arbeit darüber liegt bereits in Manuskriptform vor). Es zeigte sich, daß hier, am locus typicus, der Steinalmkalk (aufgestellt von PIA 1923) mit einer knapp 20 cm mächtigen Lage (Algenkalk

mit Hohlraumgefügen) abschließt und sehr scharf von einer 110 cm mächtigen Bank überlagert wird. Diese dicke Kalkbank weist zwar basal eine ebene Bankfläche auf, die Hangendbegrenzung ist aber bereits knollig ausgebildet. Darüber hinaus tritt eine über die ganze Mächtigkeit der Bank verbreitete bankinterne Knollenbildung auf. Das Ammonitenlager (trinodosus-Zone; Niveau IV nach ASSERETO 1971) ist auf das obere Drittel der Bank beschränkt. Wo sollte nun der Gutensteiner Kalk nach WAGNER untergebracht werden? Wir sehen hier keinen Weg, zumal es sich bei den Gutensteiner Kalken doch um dünnbankige, ebenflächige Kalke handelt, solche im Profil Öfenbach aber fehlen. Stratigraphisch gesehen vertritt also der Steinalmkalk hier den höheren Teil des Gutensteiner Kalkes von Großreifling; beide setzen unmittelbar unter dem Ammonitenniveau IV nach ASSERETO aus. Ein Anhängen an die hangendsten Crinoidenkalkbänke von Gutenstein halten wir deshalb für ungeeignet, weil die Crinoiden-führenden Schichten vom Öfenbachgraben etwa dem Niveau III ASSERETOs entsprechen, also dem höheren "binodosus"-Niveau angehören, während die von Gutenstein nach SUMMESBERGER & WAGNER (1971: 354) stratigraphisch erheblich älter sind .

#### 4.1.2. Virgloria-Kalk und "Steinalmkalk" (siehe auch unter 4.1.1.)

Im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wird der Gutensteiner Kalk im basalen Abschnitt sicher von den Reichenhaller Schichten vertreten. Diese wurden von J. FRISCH (1968) in vielen Profilen erfaßt und mikrofaziell bearbeitet. Es gibt hier keine Möglichkeit, diese den von SUMMESBERGER & WAGNER (1971: 354) als allein sinnvoll vorgeschlagenen Bezeichnungen "Gutensteiner Kalk" und "Steinalmkalk" anzuschließen. Der Begriff "Steinalmkalk" könnte mit gewissen Vorbehalten auf die "Massenkalkserie" des Alpenen Muschelkalkes (KUBANEK 1969) (= Mittlerer Muschelkalk nach FRISCH 1968) angewandt werden.

Wie steht es nun mit dem Bereich, der im stratigraphischen Profil zwischen Reichenhaller Schichten im Liegenden und "Steinalmkalk" im Hangenden zu liegen kommt. Es handelt sich hierbei um die "Wurstl"-Bankkalk-Serie KUBANEKs (1969); synonyme Bezeichnungen siehe Kap. 4. HIRSCH (1966) und KOBEL (1969) bezeichneten nun, wie schon oben angeführt, den ganzen Bereich zwischen den Punt-la-Drossa-Schichten (Faziesvariante der Reichenhaller Schichten) und den Reiflinger Schichten (= Knollenkalkserie) als Gutensteiner Kalk. Es handelt sich also sowohl um die "Wurstl"-Bankkalk-Serie KUBANEKs, als auch um seine Massenkalk-Serie. Daß diese Bezeichnung für die Massenkalk-Serie nicht angebracht ist, wurde bereits ausgeführt. Wie verhält es sich aber mit der "Wurstl"-Bankkalk-Serie? Auch hier ist die Bezeichnung Gutensteiner Schichten unseres Erachtens nicht anwendbar, und zwar aus folgenden Gründen: die Serie setzt sich aus "Wurstl"-Kalk (10-20 cm Bänke), aus Bankkalken (20-60 cm) und untergeordnet Dolomitmänteln (20-330 cm) zusammen. Allein von den Bankmächtigkeiten her kann diese Serie nicht mit den Gutensteiner Kalken gleichgesetzt werden, denn die Gutensteiner Kalke stellen durchwegs eine dünnbankige Schichtfolge dar. Auch der Wechsel in der Lithologie, das Alternieren von Wurstl-Kalken und Bankkalken

unter teilweiser Einschiebung von Dolomitbänken ist mit dem Gutensteiner Kalk keinesfalls vergleichbar.

Sehr wesentlich erscheint uns noch, die Biogenführung der "Wurstl"-Bankkalk-Serie zu analysieren (nach Häufigkeit aufgeführt): nur Foraminiferen in den "Wurstl"-Kalken; Crinoiden, Gastropoden, Foraminiferen, Calcisphären und ? Ostracoden in den Bankkalken; Foraminiferen, Gastropoden und Dasycladaceen in den Dolomitbänken. Auch hier fallen die gewaltigen Unterschiede zu den Gutensteiner Kalken auf. Es fehlen z.B. die Radiolarien, Kieselspiculae, Ammoniten und Conodonten bzw. Brachiopoden, Lamellibranchiaten, wie sie in den Gutensteiner Kalken auftreten, ganz abzusehen von der allgemeinen Fossilarmut in der "Wurstl"-Bankkalk-Serie. Sowohl von der Mikrofazies als auch vom faunistischen Inhalt her handelt es sich um Flachwasserbildungen, deren Milieu noch nicht ganz durchleuchtbar ist, jedenfalls weit entfernt von Beckensedimenten, wie wir sie bei den Gutensteiner Kalken kennengelernt haben. Nach BRANDNER (1972) handelt es sich höchstwahrscheinlich um "eine marine Sedimentation im Küstenvorfeld". Die "Wursteln" (Bezeichnung geprägt von ROTHPLETZ 1888) werden ganz allgemein auf Durchwühlung zurückgeführt.

Aus den angeführten Gründen müssen wir uns um eine andere Bezeichnung für die "Wurstl"-Bankkalk-Serie umsehen. Verfügbare, schon lange eingeführte Termini wären Recoaro-Kalk, Annaberg-Kalk, Schusterberg-Kalk und Virgloria-Kalk.

Von den aufgezählten Namen kommt unseres Erachtens nur der Virgloria-Kalk, aufgestellt von F. v. RICHTHOFEN 1859 in Frage. (Lithostratotypus Amatschonjoch oberhalb des Virgloriatobels, Vorarlberg). M. KOBEL (1969: 36) hat am Amatschonjoch zwei Teilprofile aufgenommen, um einen einigermaßen guten Überblick über die Schichtfolge in dem z.T. schlecht aufgeschlossenen Gebiet zu bekommen. Nach KOBEL treten bereits in der ersten aufgeschlossenen Lage Wurstlkalke auf (die Liegendgrenze bzw. der Kontakt zu den Punt-la Drossa-Schichten ist nicht erschlossen), die von grobbankigen Kalken überlagert werden; darüber folgen nach Einschaltung eines etwa 3 m mächtigen massigen Dolomits mit LF-Gefügen (laminated fenestrae, TEBBUTT et al. 1965) wiederum grobbankige Kalke, die nach oben von Wurstlkalcken abgelöst werden.

Wir haben es also mit denselben Faziestypen zu tun, wie wir sie in den Tiroler und Salzburger Kalkalpen innerhalb der "Wurstl"-Bankkalk-Serie allenthalben antreffen: Wurstlkalke, Bankkalke (mittel- bis grobbankig) und untergeordnet Einschaltungen von z.T. sehr dickbankigen Dolomiten. Im Steinbruch Bürs (in der Nähe von Bludenz) ist die "Wurstl"-Bankkalk-Serie wohl am prächtigsten entwickelt; die dort anstehende Schichtfolge hat v. RICHTHOFEN selbst als typische Ausbildung des Virgloria-Kalkes bezeichnet (siehe dazu M. KOBEL 1969: 32).

Die im Rhätikon über der "Wurstl"-Bankkalk-Serie im Durchschnitt 45 m mächtige Schichtfolge, einschließlich der "Encrinitenbank", ließe sich am ehesten mit der Massenkalk-Serie im Sinne KUBANEKS 1969 vergleichen, für die man bei nur stark erweiterter Begriffs-



fassung die Bezeichnung "Steinalmkalk" wählen dürfte.

Wie schon erwähnt, hat KOBEL sowohl die "Wurstl"-Bankkalk-Serie als auch die darüber folgende "Massenkalk-Serie" (allerdings ohne "Encrinitenbank") zu den Gutensteiner Schichten geschlagen. Aus bereits oben detailliert angeführten Gründen müssen wir diese Art der Zuordnung ablehnen; auch ist es nach der Begriffsfassung des Reiflinger Kalkes nicht möglich, ihm die "Encrinitenbank" zuzuordnen. Wir schlagen aufgrund der Übereinstimmung des Virgloria-Kalkes mit der in Salzburg, Tirol und Vorarlberg weit verbreiteten "Wurstl"-Bankkalk-Serie für diese die Bezeichnung Virgloria-Kalk vor. Dies insbesondere, weil von RICHTHOFEN selbst die Kalke des Bürser Steinbruches als typischen Virgloria-Kalk bezeichnete. Virgloria-Kalk vertritt somit teilweise den im E-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen entwickelten Gutensteiner Kalk.

Für den "Massenkalk" wollen wir zunächst den Terminus "Steinalmkalk" (stets unter Anführungszeichen gesetzt) als Arbeitsbegriff verwenden, da vorderhand die Kenntnisse über den Steinalmkalk, auch am locus typicus, noch zu gering sind.

#### 4.1.3. Reiflinger Kalk

SUMMESBERGER & WAGNER, die erst jüngst (1972: Profiltafel) das Profil von Großreifling bearbeitet haben, betrachten den Abschnitt als Reiflinger Kalk, der unmittelbar über dem oberen "binodosus"-Niveau mit Knollenkalken einsetzt und mit dem ersten Auftreten des julischen Tonschiefers endet.

Wollen wir es ganz genau nehmen, so müssen wir noch eine kleine Ergänzung anbringen. Stratigraphisch gesehen schließt der Reiflinger Kalk auch noch basales Jul mit ein. H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974:12) konnten *Trachyceras aonoides* bereits in den letzten zwei Bänken der "gebänderten Kieselkalke" nachweisen; außerdem tritt im basalsten Tonschiefer, etwa 1 m über den Bänderkalken noch eine filamentführende Kalkbank auf, die mikrofaziell den Reiflinger Kalken entspricht. Die stratigraphische Reichweite der Reiflinger Kalke am Typusprofil umfaßt demnach einen Zeitraum vom top der oberen "binodosus"-Zone bis einschließlich basalster aonoides-Zone (Jul) reicht.

Welche megaskopisch bereits auffallenden Schichtglieder werden von SUMMESBERGER & WAGNER (1972) zu den Reiflinger Kalken gezählt? Es handelt sich um Knollenkalke, Kieselknollenkalke (mit Tuffen und Tuffiten), kieselsäureführende ebenflächige Kalke, kieselsäurefreie gebänderte Kalke, weiters Mergel-Tonmergeleinschaltungen und schließlich SiO<sub>2</sub>-führende Bänderkalke. Diese bunte Palette an Gesteinstypen spiegelt die großzügige und im Typusprofil vielleicht auch einzig mögliche Begriffsfassung der Reiflinger Kalke wider. Obwohl die in dem hangendsten Abschnitt auftretenden Mergel- bis Tonmergeleinschaltungen völlig den Partnach-Schichten entsprechen, ist es angebracht, hier nicht den Terminus Partnach-Schichten zu verwenden. Umgekehrt wurde schon öfters die Frage aufgeworfen, ob man die in den Partnach-Schichten auftretenden Filamentkalke (sowohl als

Knollenkalke, wie auch als ebenflächige, z.T. SiO<sub>2</sub>-führende Kalke entwickelt) als Reiflinger Kalke ansprechen sollte. Unserer Auffassung nach soll nach der vorherrschenden Fazies benannt werden, Kalke innerhalb von Partnach-Schichten bzw. -Mergeln als Partnach-Kalke angesprochen werden, zumal die tonig-mergeligen Sedimente bei weitem vorherrschen. Konsequenterweise müssen dann auch die tonig-mergeligen Einschaltungen in Großreifling infolge des Vorherrschens der Kalke zu den Reiflinger Kalken gezählt werden (vgl. auch Kap. 5.2.).

Wie wurde nun der Begriff Reiflinger Kalk im W-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen in jüngster Zeit gehandhabt? Über den Gebrauch des Namens Reiflinger Kalk in der älteren Literatur informiert M. KOBEL (1969: 50) sehr ausführlich. HIRSCH (1966: 70) spricht von Reiflinger Schichten mit dem Einsetzen der Knollenkalke und begrenzt sie nach oben mit dem ersten Auftreten der Partnach-Schichten (-Mergel). KOBEL (1969: 50) stimmt mit HIRSCH im wesentlichen überein, nur rechnet er die im Liegenden der Knollenkalke auftretenden Crinoiden-Kalke ("Encrinitenbank") auch noch zu den Reiflinger Schichten (siehe Kap. 4.1.2.).

Von den übrigen "Muschelkalk"-Bearbeitern (FRISCH 1968, KUBANEK, 1969 und SARNTHEIN 1965, 1966) wird der Begriff Reiflinger Schichten abgelehnt bzw. durch Serienbezeichnungen ersetzt. Es steht außer Zweifel, daß die "Obere Gesteinsserie" (des Alpenen Muschelkalkes) sensu FRISCH 1968 (Synonyme vgl. Kap. 4) im wesentlichen den Reiflinger Kalken entspricht, handelt es sich doch hier vorwiegend um Knollenkalke, häufig kieselig. Wir wollen daher den Begriff Reiflinger Kalk für den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wieder einführen. Er ist durch folgende Gesteinstypen vertreten: Knollenkalke, Kieselknollenkalke mit Tuffen und Tuffiten (untergeordnet ebenflächige Kieselkalke) und Bankkalke (vgl. Kap. 5.2.). Die Bankkalke, z.T. mehrere Meter mächtig, treten innerhalb des Reiflinger Kalkes im Typ-Profil nicht auf; analoge Bänke konnten aber im tieferen Abschnitt der Göstlinger Kalke (Langobard/basales Cordevol), die infolge vielfach gleicher Gesteinsausbildung auch als Reiflinger Kalke bezeichnet wurden (vgl. O. KÜHN in Lex. strat. intern., Autriche 1962), nachgewiesen werden (MOSTLER & SCHEURING 1974: 22). Kap. 5.2. informiert über Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke im Karwendel.

## 5. Die Reiflinger Kalke in den Profilen Silz und Martinswand

### 5.1. Allgemeine Faziesabfolge (vgl. Kap. 6. Übersichtsprofile (Abb.2) und Profiltafel im Anhang)

Von Interesse sind hier insbesondere die Unterschiede der beiden Profile in Bezug auf die Bankmächtigkeiten. Im Profil Martinswand treten Kompaktbänke mit ebenen Schichtflächen am top der Reiflinger Kalke auf, oberhalb des letzten Tuffithorizontes; diese Ausbildung setzt sich dann in den liegendsten Vorriffkalk (Wettersteinkalk) fort. Im Profil finden sich ganz entsprechende Kompaktbänke im Liegenden der Tuffbänke hangend des unterlagern-

den "Steinalmkalkes" Typisch sind oft dm-lange, spatiterfüllte Hohlräume (vgl. Kap. 7.2.1.). Charakteristisch für die Reiflinger Kalke sind aber die knolligen Kalke mit wechselndem Hornsteingehalt. Silexknauern treten besonders im Profil Martinswand in Erscheinung, während Hornsteinknauern an den Knollenkalken des Profils Silz nur untergeordneten Anteil haben. Eben hier sind auch Zwischenlagen von Tuffen und Tuffiten (pietra verde) weit weniger häufig bzw. mächtig als im Profil Martinswand. Diese Lagen sind zumeist grün gefärbt ("pietra verde"), treten aber auch rot gefärbt auf.

Die knolligen Kalke selbst sind gewöhnlich von grauer Farbe, sie können auch rot bis rotbraun werden, auch grünliche Farbtöne wurden beobachtet. Die Mächtigkeit der Knollenkalkbänke beträgt etwa 10-40 cm, während die der Kompaktbänke mehrere m erreichen kann.

Die Bezeichnung Knollenkalk beruht einmal auf den welligen bis höckerigen, meist von Tonbelägen überzogenen Schichtoberflächen, aber auch auf einer gewissen Knolligkeit innerhalb der Kalkbänke selbst. Diese welligen Schichtflächen werden häufig durch Hornsteinknauern geprägt, die teils einzeln über die Schichtfläche verstreut auftreten, öfters aber auch zu einem Hornsteinnetzwerk verbunden sein können. Vereinzelt werden auch vollständig verkieselte Bankoberseiten angetroffen; in diesem Fall ist die Schichtfläche meist völlig eben. Daneben treten die Hornsteinknauern auch bankintern auf, sie sind hierbei jedoch meist in hangenden Bankpartien angereichert, und zwar insbesondere dann, wenn die Bänke etwas größere Mächtigkeiten erreichen.

Man kann also unterscheiden zwischen  
Reiflinger Knollenkalken und  
Reiflinger Bankkalken.

Wie aus den Übersichtsprofilen (Kap. 6) ersichtlich, können sich beide vollständig vertreten.

## 5.2. Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke

Bei den Reiflinger Kalken handelt es sich einmal um Kalke mit einer Bankmächtigkeit bis zu mehreren m (Reiflinger Bankkalke), daneben treten aber auch gutgebankte Kalke (dm-Bereich) mit zumeist knolliger Oberfläche auf (Reiflinger Knollenkalk). Die Knollenkalken sind meist stärker verkieselt, gewöhnlich handelt es sich um Kieselknauern. Aber auch ebenflächige, kieselsäureführende Kalke kommen vor. Die pietra verde-Einschaltungen sind oft sehr zahlreich. Verkieselungen ganzer Bänke (meist auf den oberen Bankteil beschränkt) treten - wenn vorhanden - stets im Liegenden von Tuffen oder Tuffiten auf. Die Reiflinger Bankkalke enthalten zahlreiche, spatiterfüllte oder seltener nur teilweise spatiterfüllte Hohlräume (bis dm-groß).

Die Reiflinger Kalke sind eine lithostratographische Einheit, und zwar sehen wir sie hier als das hangendste Formationsglied (member) der Formation des Alpenen Muschelkalkes an.

Die Reiflinger Knollenkalken bzw. Reiflinger Bankkalke werden vorderhand als informelle Einheiten des Formationsgliedes der Reiflinger Kalke verstanden.

Auf die Nachteile der Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" wies u.a. schon KÜHN (1962) hin.

Da sich Knollen- und Bankkalke gegenseitig vertreten können, ist das Aufhören des Knollenkalkes als Abgrenzungskriterium zu den liegenden "Steinalmkalken" nicht geeignet. Die Liegendgrenze wird hier deshalb mit der letzten, Komponenten des Flachwassers führenden und mit Flachwasserablagerungen verbundenen Lage der "Steinalmkalke" gezogen. Bei den Komponenten des Flachwassers, die hier in Betracht kommen, handelt es sich insbesondere um Onkoide, Dasycladaceen, Crinoidenstielglieder. Die Crinoidenlagen werden insbesondere abgetrennt, weil ähnliche crinoidenreiche Lagen in den Reiflinger Kalken des Typprofils fehlen und weil die crinoidenreichen Schichten zumeist aufs engste mit einem neuen Faziestyp (des Flachwassers) verbunden sind.

Die Hangendgrenze der Reiflinger Kalke ist weit weniger günstig zu fassen. Die aufgehörende Knolligkeit der Reiflinger Kalke ist wegen der erwähnten gegenseitigen Vertretung Reiflinger Knollenkalk/Reiflinger Bankkalk als Abgrenzungskriterium wiederum ungeeignet. Da auch die pietra verde-Führung stark schwankt, kann sie ebenfalls nicht mit herangezogen werden, auch scheint die pietra verde in den Bankkalcken fast zu fehlen. Da die Reiflinger Kalke von Wettersteinkalk bzw. Partnach-Schichten überlagert werden, wird die Grenze mit den deutlichen Ausprägungen deren Fazies gezogen: beim Übergang zum Wettersteinkalk sind es im Verhältnis zu den Filamentkalcken überwiegende biogen- bis bioklastreiche Lagen arenitisch-ruditischer Größe, in denen Riffbildner eindeutig zu erkennen sind. Als Matrix dieser Lagen wird meist noch ein Lutit bzw. Sparit beobachtet, echte Vorriff-Breccien schalten sich meist erst in wesentlich höheren Lagen ein. Auch können die erwähnten Riffschüttungen durchaus noch von Filamentkalcken unterbrochen werden. Beim Übergang zu den Partnach-Schichten wird die Grenze mit dem Überwiegen der Mergel-sedimentation gezogen. Die allenfalls im Hangenden folgenden Kalke sind als Partnachkalke zu bezeichnen.

Zu den Begriffen "Übergangskalk" bzw. Partnachkalk:

Für "Reiflinger Bankkalke" im Hangenden von "Reiflinger Knollenkalcken" sowie für liegende Anteile der "Wetterstein-Vorriffkalke" prägten KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967) den Begriff "Übergangskalk", den sie zum liegendsten Wettersteinkalk stellten. MILLER (1965, 1971) und SCHNEIDER (1964) scheiden dieselben Gesteine als "Partnachkalke" aus. Es handelt sich, wie erwähnt, zum Teil um verschieden gut aufgearbeiteten und sortierten Riffschutt. Riffbildende Organismen sind also in größerer Anzahl am Aufbau dieses Sedimentes beteiligt, als Matrix tritt aber ein Lutit auf, auch kommen zwischen den Schüttungen immer wieder mächtigere lutitische Bereiche vor mit Filamenten, Foraminiferen, vereinzelt Echinodermatenresten, die als Weiterführung der Filamentlutite der Reiflinger Kalke anzusehen sind.

Es handelt sich bei diesen hangenden Bereichen also um den Übergang "Alpiner Muschelkalk"-(bzw. Reiflinger Kalk)/Wettersteinkalk, weshalb uns der Name "Partnachkalk" wenig geeignet erscheint. Nicht bestritten werden soll aber, daß die Fazies der lutiti-

schen Zwischenlagen auch der der Kalkbänke in den Partnach-Schichten ähnelt. Diese Ähnlichkeit lutitischer Sedimente mit Filamenten der Reiflinger Knollen- und Bankkalke und der Kalke in Partnach-Schiefern ist jedoch nicht weiter verwunderlich, da es sich um etwas verschiedene Ausbildungen von Beckenfazies handelt die vielfach gleich alt ist. Als Argument dafür, diese Bankkalke bzw. die liegendsten Anteile der "Wetterstein-Vorriffkalke" als Partnachkalke zu bezeichnen, scheint uns die Ähnlichkeit nicht ausreichend. Nach unserer Ansicht sollte der Name "Partnachkalke" auf solche Kalkbänke beschränkt bleiben, die auch wirklich in Partnach-Schiefer eingeschaltet sind bzw. zumindest von Partnach-Schiefern unterlagert werden und der ansonsten typischen Faziesausbildung der Kalkbänke in Partnach-Schiefern (überwiegend Lutite mit gewissen Filamentgehalten, Klaste meist zurücktretend) entsprechen. Infolge der Abtrennung der "Reiflinger Bankkalke" ist der Name "Übergangskalk" in Form eines Formationsgliedes nicht notwendig und sollte in dieser Form nicht verwendet werden. Als reine Faziesbezeichnung, als Ausdruck des Überganges Becken- zu Riffazies, ist er jedoch durchaus geeignet.

Die einzige Schwierigkeit bei dieser Form der Grenzziehung ist die, daß "Partnachkalke", die von Partnach-Schiefern unterlagert werden und den Übergang zum hangenden Wettersteinkalk bilden, infolge des Vorhandenseins feinklastischen Riffschuttetes etc. gewissen Partien der Reiflinger Bankkalke, die ebenfalls den Übergang zum Wettersteinkalk bilden, faziell äußerst ähnlich werden können. Das Kriterium für die Namensgebung ist dann die Art der unterlagernden Schichten.

Die Hangendgrenze der Reiflinger Kalke ist also (insbesondere im Profil Martinswand!) keineswegs so scharf wie SARNTHEIN (1966) angibt, da nach ersten Schüttungen mit angerundeten Klasten (pellets) sich wieder Filamentkalke einstellen. Erkennbare Riffossilien treten in den Klastlagen erst wesentlich später auf, aber selbst dann noch sind immer wieder Filamentkalke zwischengeschaltet. Auch sind die von SARNTHEIN angegebenen Hohlraumgefüge nicht als "Großoolith-Strukturen" (als Hinweis auf Riffazies) aufzufassen, vielmehr handelt es sich um die in den Reiflinger Bankkalken auch an anderen Stellen häufigen Hohlräume, die zu einem großen Teil "Stromatactis-Strukturen" entsprechen (vgl. mikrofazielle Beschreibung und BECHSTÄDT 1974). Der von SARNTHEIN (1965 und 1966) gegebene Hinweis auf eine sedimentologisch markante Liegendgrenze des Wettersteinkalkes trifft nur auf wenige Profile zu, vielmehr entspricht in den Profilen Martinswand und Silz der Übergang zur Wettersteinkalkfazies sowohl den von KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1968) wie auch KUBANEK (1969: 175) angegebenen Merkmalen.

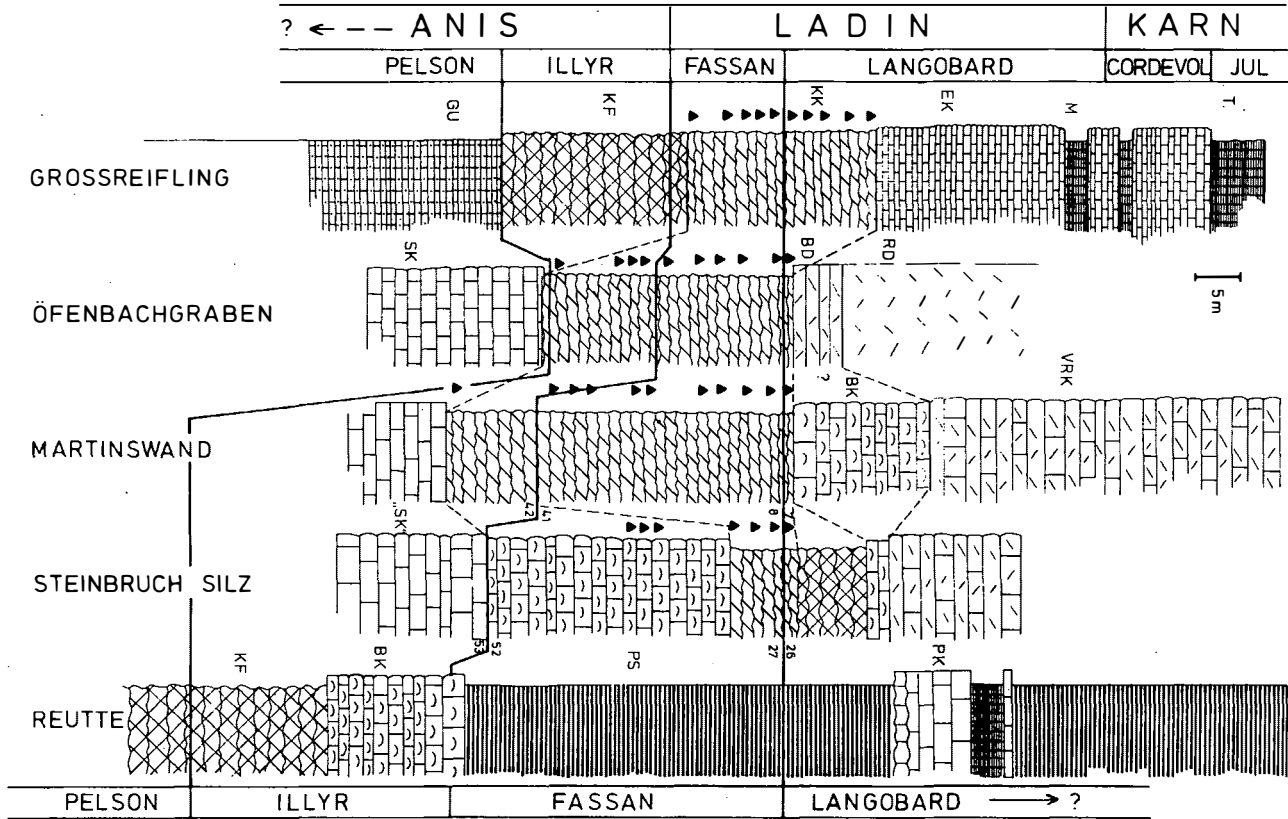


Abb.2

## 6. Übersichtsprofile

Abb. 2, Mitteltrias-Profile der Nördlichen Kalkalpen.

Erläuterung: GU = Gutensteiner Kalk; SK = Steinalmkalk; "SK" = Steinalmkalk, Bezeichnung als vorläufiger Arbeitsbehelf (siehe oben); KF = Knollen- bis Knollenflaserkalk; KK = Kieselknollenkalk mit Tuffen und Tuffiten; BK = Bankkalke; EK = ebenflächige dünn- bis mittelbankige Kalke, z.T. SiO<sub>2</sub>-führende Bänderkalke; M = Mergel- bis Tonmergelzwischenhaltungen; T = Tonschiefer (Jul); PS = Partnach-Schichten; PK = Partnachkalke; BD = bankiger Dolomit des "Ramsau-Dolomit"; RD = "Ramsau-Dolomit"; VRK = Vorriffkalke; ▲ = Tuffe und Tuffite.

Als "Aufhänger" bzw. Bezugshorizont für die fünf dargestellten Profile wurde die Fassin/Langobard-Grenze (= "curionii"/archelaus-Zone) gewählt. Diese Grenze bot sich deshalb an, weil sie mit dem Einsetzen von *Metapolygnathus mungoensis* (weltweit als *mungoensis*-Zone nachgewiesen) mikropaläontologisch am besten erfaßbar ist. Zudem kommt noch das gleichzeitige oder fast gleichzeitige, z.T. massenhafte Einsetzen von Schwebcrinoiden (Osteocriniden).

Die Illyr/Fassin-Grenze wurde mit dem ersten Auftreten des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes gezogen; dies bedeutet, daß die avisianus-Zone mit zum Fassin gezählt wird, da eine Abgrenzung der *avisianus*-Zone von der *reitzi*-Zone mittels Mikrofossilien zur Zeit nicht möglich ist.

Die Pelson/Illyr-Grenze wurde mit dem Aussetzen von *Ozarkodina kockeli* gezogen (*kockeli*-Zone gilt in der Trias Europas als gesichert!), die an dem Ammonitenhorizont I, II und III (tieferer Teil) nach ASSERETO 1971 geichet wurde, d.h. sie entspricht völlig der Grenze zwischen "binodosus"- und *trinodosus*-Zone.

Greifen wir beispielsweise das Fassin (*avisianus*-Zone, *reitzi*-Zone und "curionii"-Zone<sup>x</sup>) heraus, so sehen wir in Großreiflingen an der Basis Knollenkalke mit darauffolgenden Kieselknollenkalken (mit Tuffen und Tuffiten); im Profil Öfenbach bei Saalfelden und an der Martinswand bei Zirl in Tirol treten zur selben Zeit ausschließlich Kieselknollenkalke auf, während im Profil des Steinbruchs bei Silz (Tirol) die Kieselkalke im wesentlichen durch Bankkalke vertreten werden bzw. im hangendsten Abschnitt des Fassin gerade noch 6 m mächtige Knollenkalke auftreten. Wie aus dem Profil Reutte (am Rhone) ersichtlich, vertreten dort die Partnach-Schichten sowohl die Bankkalke, als auch die Kieselknollenkalke. Das heißt, neben der tonigen Beckenfazies tritt zeitgleich eine kalkige Beckenfazies auf (bestehend aus Bankkalken und Kieselknollenkalken = Reiflinger Kalke). Somit ist die bisherige Vorstellung vom abschließlichen Übereinander bzw. zeitlichen Nacheinander (unten Knollenkalke, oben Wettersteinkalk bzw. Partnach-Schichten) nicht mehr aufrecht zu erhalten. Entsprechend der WALTHERschen Faziesregel war ja sogar zu

x) H. RIEBER (1974: 174) ist der Meinung, daß die *curionii*-Zone etwa der *reitzi*-Zone entspricht; H. ZAPFE (1974, Triastabelle) führt für das Fassin nur die *reitzi*-Zone an!

erwarten, daß übereinander folgende Schichtglieder an anderer Stelle zeitgleich sein können.

Probleme gibt es noch bei der Handhabung der Schichtnamen bzw. bei der Zuordnung des einen oder anderen Faziestyps. Klarheit herrscht bezüglich der Gutensteiner und Reiflinger Kalke, Schwierigkeiten treten beim Steinalmkalk auf. Das Profil Öfenbachgraben ist der locus typicus des Steinalmkalkes (nach PIA 1923); die "Crinoidenbank" liegt dort bereits in der Knollenkalkfazies vor, während in den Profilen weiter im W (Kaisergebirge, Karwendel usw.) die "Crinoidenkalke" in einer Bankkalkfazies auftreten und somit nicht zu den Steinalmkalken gerechnet werden können. Sie passen weder aus der Sicht der Bathymetrie, noch aus der der Fazies zu den Steinalmkalken des Typprofils, die sich aus mittel- bis dickbankigen Dasycladaceenkalken in Wechsellagerung mit Stromatolithbänken zusammensetzen. Bis zur Lösung dieses Problems wollen wir aber dennoch, wie bereits ausgeführt, den "Steinalmkalk" (unter Anführungszeichen) als Arbeitsbegriff verwenden.

Abschließend noch einige kurze Bemerkungen zu den Übersichtsprofilen: Das Profil von Großreifling wurde von SUMMESBERGER & WGNER (1972) publiziert, es ist hier, soweit es die Lithologie betrifft, übernommen. Um aber die Illyr/Fassan (inklusive avisianus-Zone)-Grenze und die Fassan/Langobard-Grenze zu erfassen, war es notwendig, das Profil Scheibling-Graben und das an der Bundesstraße erschlossene Profil zu bemustern. Besonders interessant war hiebei das Einsetzen des Langobards über der 80 cm dicken pietra verde-Bank, an deren Basis die von H. ZAPFE determinierte *Daonella cf. indica* (z.T. massenhaft) auftritt.

Das Profil Öfenbachgraben wurde von den beiden Verfassern detailliert aufgenommen, obwohl bereits eine Profilaufnahme durch F. KUBANEK (1969) vorlag, die allerdings eine zeitliche Einstufung vermissen ließ.

Die Profile Martinswand und Silz sind auf der Profiltafel im Anhang im Detail dargestellt, die an beiden Übersichtsprofilen angeführten Zahlen (z.B. 41/42) markieren die für die Grenzziehung ausschlaggebenden Proben.

Das Profil Reutte (am Rhone) wurde 1968 schon von FRISCH aufgenommen. Der Autor hat allerdings damals die zwischen Knollenkalken und Partnach-Schichten auftretenden, allerdings nicht überall gut erschlossenen Bankkalke übersehen. Es handelt sich hiebei um ein 15 m mächtiges Gesteinspaket aus filamentführenden Bankkalken.

## 7. Mikrofazielle Beschreibung der Profile Silz und Martinswand

### 7.1. Hangendste Anteile der "Steinalmkalke"

Es handelt sich um Klastlutite bzw. -sparite mit einem größeren Spatitanteil. Als Klaste sind insbesondere Bioklaste und hier wieder Echinodermenbruchstücke zu nennen (überwiegend handelt es sich um Crinoiden: "Crinoidensande" SARNTHEINs 1966). Sehr



häufig sind auch Onkoide, die wiederum als Kern oft Echinodermenbruchstücke enthalten (Taf. 3, Abb. 12). Weiters wurden Dasycladaceen, Ostracoden und Foraminiferen beobachtet. Diesen Klastlagen, die in den hangendsten Lagen vielfach wohl auf Schüttungen zurückzuführen sind, sind im Profil Silz Lutite zwischengeschaltet, die einzelne Foraminiferen führen, insbesondere aber durch Wühlspuren sowie Stromatactis-Hohlräume auffallen, die dann für die im Hangenden folgenden Reiflinger Bankkalke so charakteristisch sind (siehe dort).

## 7.2. Reiflinger Kalke

Die in den Profilen beobachteten Faziestypen sind nicht allzu vielgestaltig. In beiden Profilen ist eine annähernd ähnliche Aufeinanderfolge zu beobachten, die aus dem Detailprofil entnommen werden kann.

Bei den Reiflinger Kalken (Knollenkalk und Bankkalk) handelt es sich zumeist um Radiolarien-reiche Filamentlutite bzw. -sparite mit einzelnen weiteren Biogenen: Ammoniten (die in den Profilen vollkörperlich nicht gewonnen werden konnten), Echinodermenbruchstücke (nur untergeordnet, aber doch in zahlreichen Proben vertreten), vereinzelte Foraminiferen sowie (?) das Problematikum *Aeolisaccus* (gerade Röhrchen mit einfacher Wandstruktur). Daneben kommen aber auch gebogene, sowie sich gabelnde Röhrchen vor, sodaß es sich bei den geraden Röhrchen wahrscheinlich um Bruchstücke ein und desselben Typs handelt und die Deutung als *Aeolisaccus* fraglich ist.

Bei den Filamenten handelt es sich nach der Definition von KUBANEK (1969) um gerade, flach oder seltener fast kreisrund gebogene Schalenschnitte im mm-Bereich. Die verschiedenen Deutungsmöglichkeiten sind bei FLÜGEL (1972) angegeben.

In einzelnen Proben überwiegt der Radiolariengehalt deutlich die Filamente, sodaß man von Radiolarienlutiten mit zahlreichen Filamenten sprechen muß. Öfters ist auch ein größerer Gehalt an kleinen angerundeten bis gerundeten Klasten (pellets) zu beobachten. Daneben kommen aber auch relativ reine Lutite mit nur geringen Komponentengehalten vor. Die lutitische Matrix kann auch sparitisiert sein, fast stets handelt es sich dann um einen Mikrospartit. Ausnahmen sind Druckflaserungszonen in den Reiflinger Knollenkalken (siehe dort). Sparitisierung wirkte sich negativ auf die Mikrofossilführung aus, da in stärker sparitisierten Proben, bei ehemals anscheinend vielfach gleicher Mikrofazies, die Fossilien in der Lösungsfraction stark zurücktreten oder fehlen.

Normalerweise schwimmen die Filamente und Radiolarien in der Matrix, nach der Nomenklatur von DUNHAM (1962) handelt es sich also um einen Wackestone. Lagenweise sind die Filamente bzw. die Radiolarien aber auch zu einem Packstone angereichert. Besteht dieser aus Filamenten, können sehr häufig "umbrella-structures" im Mikrobereich beobachtet werden (Taf. 2, Abb. 6).

### 7.2.1. Reiflinger Bankkalke

Die Bankkalke sind insbesondere durch verschiedenartige Hohl-

raugefüge gekennzeichnet: es treten häufig bis cm-große, röhrenförmige Hohlräume auf, die im Querschnitt fast kreisrund sind. Oft ist ihr Boden von späterem lutitischen Sediment (z.T. mit Filamenten) geglättet, die ehemalige Untergrenze ist jedoch immer sichtbar. Zweifellos handelt es sich um Wühlgefüge. Als Durchwühlungserscheinungen werden auch unregelmäßig begrenzte Unterschiede des Komponenten- und Matrixverhältnisses gedeutet (siehe Reiflinger Knollenkalke). Daneben kommen aber auch Stromatactis-Strukturen vor: es handelt sich dabei um längliche Hohlräume, deren Dach ganz unregelmäßig geformt ist, während der Boden eingeebnet ist, sei es, daß er schon ursprünglich eben angelegt war, sei es, daß er diese Einebnung erst durch eine Sedimentfüllung erfuhr. Weiters wurden noch oft cm-dicke, mehrere dm lange, meist ss-parallele Hohlräume beobachtet. Nach den Untersuchungen von HECKEL (1972) sind diese durch Setzungserscheinungen in einem schon weitgehend plastischen Sediment bedingt, während sich die oben erwähnten Stromatactis-Gefüge auf eine schon etwas früher erfolgte Entwässerung zurückführen lassen. Eine ursprüngliche Anlage zumindest eines Teiles der Stromatactis-Hohlräume durch wühlende Organismen kann aber keinesfalls ausgeschlossen werden, insbesondere dann nicht, wenn die Einebnung der Bodenfläche auf einer Sedimentfüllung beruht. Die Hohlräume werden von Spatit erfüllt, und zwar handelt es sich dabei um wandständigen, fibrösen Spatit (oft radiachsfibrös vgl. KENDALL & TUCKER 1973); Restlumina sind zumeist von hellem drusigen Spatit erfüllt, können aber auch unter Umständen freibleiben. Auf der anderen Seite kann dieser helle drusige Calcit auch den ganzen Hohlraum ausfüllen, wenn der fibröse Spatit der früheren Generation fehlt. Ausführlicher wird auf diese Hohlraumgefüge sowie ihre Füllungen in einer eigenen Arbeit eingegangen (BECHSTÄDT 1974).

Die Komponenten der Reiflinger Bankkalke sind, wie erwähnt, meist Biogene bzw. Bioklaste. Intraklaste arenitischer bis ruditischer Korngröße kommen nur vereinzelt vor. Feinklastische Lagen, vielfach mit pellets im hangenden Anteil der Bankkalke bzw. Knollenkalke werden dann noch zu den Reiflinger Kalken gerechnet, wenn keine eindeutigen Riffossilien erkennbar sind.

### 7.2.2. Reiflinger Knollenkalke

Auch hier treten Wühlstrukturen auf, allerdings nur selten in Form von Hohlräumen. Es handelt sich meist um nester- bis fleckenartige Unterschiede von einerseits pelletführenden und pelletarmen Filamentlutiten mit Radiolarien. Diese treten insbesondere in den hangenden Lagen der Profile auf. Auf der anderen Seite sind auch fleckig verteilte deutliche Unterschiede in der Packungsdichte der Biogene festzustellen (Taf. 2, Abb. 8) sowie Unterschiede in Bezug auf den Gehalt an Filamenten und Radiolarien. Schon KUBANEK (1969) deutet deren unscharfe Grenzen als Hinweis auf Bioturbation im noch weichen Sediment. Zum größten Teil beruhen die pellets sicher auf Schüttungen; ob auch Reste von fecal pellets darunter sind, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Die Wühler bewirkten vielfach einen Verlust der ursprünglichen Schichtung. Daß im Verhältnis zu den Bankkalken kaum Hohl-

raumgefüge durch die Wühler hinterlassen wurde, beruht wahrscheinlich auf unterschiedlichen Tongehalten.

Hinzuweisen ist noch auf eine bestimmte Art von nodules (Taf. 1, Abb. 3). Es handelt sich dabei um rundliche, fast rein lutitische, bis cm-große Bereiche, ev. mit einzelnen Filamenten, öfters unregelmäßig verteiltem Spatit. An der Unterseite zur unregelmäßigen Unterlage lassen sie häufig kleine, spatiterfüllte Hohlräume frei. An der "Hangendgrenze" der nodules treten diese Hohlräume nie auf, vielmehr ist hier vielfach keine scharfe Begrenzung vorhanden, sondern ein allmählicher Übergang in filament- und radiolarienreicheres Sediment. Man könnte deshalb an die Einsedimentation eines noch halbplastischen Schlickgerölls denken. Auf der anderen Seite treten eindeutige Wühlgefüge zusammen mit den nodules auf, die häufig ebenso aus fast reinem Lutit bestehen. Deshalb sind diese Strukturen wohl eher als Wühlgefüge (früher erhärtend) in Verbindung mit ungleichmäßiger Entwässerung bzw. Kompaktion zu deuten.

Auffallend ist ein größerer Glaukonitgehalt in liegendsten Proben des Profils Martinswand (M 46-M 48, bes. M 47). Hier erfolgte auch Glaukonitisierung von Fossilien (Echinodermenreste etc.). Derart glaukonitreiche Lagen treten in den basalsten Knollenkalklagen der meisten Profile im W Österreichs auf.

Eine Gliederung der Abfolge wird insbesondere durch die Pyroklastlagen bewirkt. Man kann entsprechend der Einteilung bei VIDAL (1953) zwischen Kristalltuffen und Aschentuffen sowie Tuffiten unterscheiden (Taf. 2, Abb. 7), wenn auch die genaue Abgrenzung oft schwierig wird, was insbesondere die Aschentuffe und Tuffite betrifft. Es finden sich sowohl grüne, als auch rote "pietra verde"-Lagen. Verwiesen wird auf das entsprechende Kapitel bei FRISCH (1968: 44 ff.) und KUBANEK (1969: 160 ff.). Da diese ~~pietra verde~~-Lagen inzwischen von anderer Seite detailliert aufgenommen worden sind, wurden sie nicht näher untersucht. Leider ist diese abgeschlossene Bearbeitung durch F. LIST immer noch nicht publiziert.

Unterschiedlicher Auffassung sind die früheren Bearbeiter des Alpenen Muschelkalkes in den westlichen Ostalpen in Bezug auf die Hornsteinentstehung. MILLER (1962: 54 ff.) ist der Ansicht, daß die Herkunft der Kieselsäure fraglich ist, eine Anlieferung durch den Vulkanismus aber sehr wahrscheinlich sei. Dieser Meinung schließen sich auch SARNTHEIN (1965), FRISCH (1968), KOBEL (1969) und KUBANEK (1969) an. SARNTHEIN erklärt, daß die Hornsteinknollen als "Subsolutionsreste" von Kalken, reich an  $\text{SiO}_2$  in diffuser Verteilung anzusehen seien (1965: 147). Dies soll anscheinend heißen, daß er einen ursprünglichen Lagenbau von Kalken mit  $\text{SiO}_2$  in unterschiedlicher Verteilung annimmt, wobei die kieselsäureärmeren Lagen zum größeren Teil weggelöst wurden. FRISCH (1968: 96) deutet die Kieselknollen ebenfalls als syngenetisch bis frühdiagenetisch, KOBEL (1969) weist darauf hin, daß die Hornsteinknauern bevorzugt auf Schichtoberseiten auftreten, wo sie geflechtartig zusammenwachsen können. Die Grenze zum umgebenden Kalk ist meist scharf (Taf. 3, Abb. 10). Der Hornstein soll im wesentlichen nur durch schlierig-

tonige Beimengungen verunreinigt sein. KOBEL (1969) bevorzugt eine syndimentäre Bildung der Kieselknollen; ihre Form bzw. Position innerhalb der Bank soll abhängig sein von der Stärke der Karbonatsedimentation. Bei geringer Sedimentation bzw. bei Karbonatlösung erfolge eine horizontale Ausbreitung, bei stärkerer Karbonatanlagerung komme es zu einem vertikalen Wachstum der gelartigen Konkretionen. Daneben sei aber vermutlich auch noch eine frühdiagenetische Knauerbildung erfolgt, die im wasserhältigen Sediment durch Anreicherung von Kieselsäuregel zu Konkretionen vor sich ging. In beiden Fällen soll die Kieselsäureanreicherung wahrscheinlich mit einer CO<sub>2</sub>-Anlieferung durch den Vulkanismus zusammenhängen: erhöhter CO<sub>2</sub>-Partialdruck und damit eine Herabsetzung des P<sub>H</sub> des Meerwassers erleichtert die Koagulation der Kieselsäure. Das häufige Auftreten von Hornsteinknauern auf den Schichtoberseiten wird von KOBEL (1969) durch vermehrte vulkanische Einflüsse auf den Chemismus des Meerwassers erklärt; diese sollen die Kalkfällung weitgehend unterbunden und die Kieselsäureanreicherung stark gefördert haben.

KUBANEK (1969: 154 ff.) erklärt, daß die Hornsteinknauerbildung vor Klüftung und Flaserung erfolgt sei. U.d.M. sei ein mikrokristallines Korngemenge von Quarz und Calcit mit mm-fleckenweise stark wechselndem Mengenverhältnis zu beobachten. Quarz überwiege aber meist gegenüber dem Calcit. KUBANEK schließt deshalb auf eine Verdrängung von Calcit durch Quarz. Wichtig sei auch, daß es sich um keine Radiolarithornsteine handle. Nach WENK (1949) könne die magmatische Zufuhr von Kieselsäure auf zwei Wegen vor sich gehen: Halmyrolyse von Tuffpartikeln (die laut KUBANEK Verkieselungen unmittelbar liegender Karbonate erklärt) und Extrusion SiO<sub>2</sub>-reicher spilitischer Magmen. Daneben sei, so meint KUBANEK (1969), wohl auch eine vulkanische exhalative Zufuhr gegeben.

Über den Zeitpunkt und die Art der diagenetischen Bildung der Hornsteinknauern existieren ("global" betrachtet) verschiedene Ansichten, der frühdiagenetischen wird aber meist der Vorzug gegeben (ILLIES 1949, CORRENS 1950, GRUNAU 1959, KRAUSKOPF 1959, ULRICH 1960, BERNOULLI 1964 etc.).

Eigene Beobachtungen: In den beiden untersuchten Profilen sind die Hornsteinknauern, wie schon früher erwähnt wurde, an radiolarienreiche Filamentlutite bis -sparite gebunden. Wichtig ist nun, daß die Radiolarien fast stets nicht mehr ihren ursprünglichen kieseligen Aufbau zeigen, sondern verkalkt sind. Aus diesem Grunde stand also ein relativ großes Kieselsäureangebot zur Verfügung, das durchaus zur Bildung der Hornsteinknauern ausgereicht haben könnte. Schon FRISCH (1968) erwähnt die Möglichkeit der Hornsteinentstehung auf diese Weise, ohne allerdings auf die oft massenhaft auftretenden Radiolarien einzugehen. Trotzdem kann eine zusätzliche Anlieferung von SiO<sub>2</sub> durch den Vulkanismus nicht ausgeschlossen werden, diese dürfte aber erst auf dem "Umweg" über die Radiolarien wirksam zur Knauerbildung beigetragen haben. Eine derartige Kieselsäureanreicherung, daß es zu einer Abscheidung von SiO<sub>2</sub>-Gelen aus dem Meerwasser kam, wie sie KOBEL (1969) in Betracht zieht, ist nicht anzunehmen, insbesondere nicht, wenn man die anscheinend doch

größeren Entfernungen zum auch Pyroklastika liefernden Vulkanismus beachtet.

Auffallend ist, daß im Profil Silz die Radiolarienführung auf einen viel kürzeren Profilabschnitt beschränkt ist als im Profil Martinswand. Auch treten hier insgesamt etwas weniger Radiolarien auf, auch die Anzahl der Tuff- und Tuffitlagen sowie deren Mächtigkeit ist dem Profil Martinswand nicht vergleichbar. Interessanterweise finden sich nun gerade im Profil Silz wesentlich weniger Hornsteinknauer-Horizonte, es sind nur vereinzelt Vorkommen zu beobachten (siehe Profil). Setzt man aber die Anzahl der Radiolarien zum Hornsteingehalt in Beziehung, so wären im Profil Silz im Vergleich zum Profil Martinswand mehr Hornsteinknauern zu erwarten. Ein Teil des Kieselsäuregehaltes müßte also abgewandert sein, oder, was wahrscheinlicher ist, feinverteilt im Sediment stecken. Werte über den Gesamtkieselgehalt der Sedimente liegen noch nicht vor.

In den Knauern sind fast stets, entsprechend den Beobachtungen von KUBANEK (1969), Reste des ursprünglichen Filamentkalkes (mit Radiolarien) zu erkennen (Taf. 2, Abb.5); es handelt sich hier also eindeutig um eine Verdrängung des ursprünglichen Kalksedimentes. Einzelne, knapp übereinander liegende Knauerlagen sind durch vertikale Fortsätze miteinander verbunden, nach PETTIJOHN (1957) ein eindeutiges Kriterium für diagenetische Verdrängung. Teilweise ist auch ein allmählicher Übergang von unverkieseltem zu stark verkieseltem Sediment beobachtbar (Taf. 2, Abb.5). Auf der anderen Seite werden die Knollen aber auch oft - auch hier haben sich die Beobachtungen von KUBANEK (1969) bestätigt - von Flaserzonen begrenzt (Taf. 2, Abb.5), sind also sicher schon vor der Flaserung entstanden. In nicht von Drucklösungen betroffenen Bereichen legt sich die Schichtung öfters stromlinienförmig um die Knollen, mit ein Hinweis auf ein Wachstum im noch wasserhältigen, nicht kompaktierten Sediment. An Boudinage ist hier nicht zu denken, weil sich manche Strukturen innerhalb der Knollen in das umgebende Sediment fortsetzen. Folgende Beobachtung könnte auch für eine frühe Entstehung der Kieselknauern sprechen: Innerhalb einer bräunlichen Tuffitlage (mit Glimmer, daneben auch Kieselspiculae) wurden Hornsteinknauern gefunden, die noch Reste von Filamentlutiten enthalten (Taf. 1, Abb. 2). Es handelt sich bei den Knollen um die typischen, auch sonst auftretenden Kieselknauern, deren ehemaliges Karbonatsediment aber überhaupt nicht zu der Tuffitlage paßt, in die sie jetzt eingebettet sind. Man könnte also an eine Wiederaufarbeitung, eventuell auch an Subsolution eines Kalksediments mit Kieselknauern denken; die Knauern wurden dann zusammen mit dem Tuffit sedimentiert. Allerdings könnte die rundliche Form der Kieselknauern auch als Ergebnis einer Boudinage gedeutet werden, dergestalt, daß eine dünne Kalklage innerhalb eines Tuffits vollkommen verkieselt und später boudiniert wurde. Die vollkommen gleiche Ausbildung der Tuffite im Liegenden und Hangenden der Knollen (in beiden Fällen mit zahlreichen, sonst seltenen Kieselspiculae), kann als Gegenargument dienen, ein eindeutiger Schluß ist aber nicht möglich.

Nicht immer erfolgte die Bildung von vollständigen Hornsteinknauern, öfters sind auch gleichsam "Vorstadien" zu beobachten in Form von Kieselfronten; diese zeigen sich vielfach am Rand durchwühlter Bereiche und/oder Knollen, wechsellagernd mit lutitischen Lagen bzw. Säumen: auf den ersten Blick könnte man fast den Eindruck eines Algenbewuchses bekommen, der durch die engen Wechsellagerungen etwas mehr bzw. weniger verkieselter Säume entsteht (Größenordnung von etwa 20-25  $\mu$ ; vgl. Taf. 3, Abb. 11).

Nach v. ENGELHARDT (1973) sprechen alle Beobachtungen dafür, daß die Bildung der meisten Hornsteinkonkretionen sehr früh einsetzte und schon in frühen Diagenesestadien abgeschlossen ist. Eine spätere Umverteilung ist aber noch möglich. ILLIES (1949) stellt sich die Bildung vieler schichtparalleler Hornsteinknauern derart vor, daß in größerer Tiefe kieselige Mikrofossilien gelöst werden (schwach alkalisch reagierende Porenlösungen), während es in höheren Zonen, wo sich organische Reste unter  $\text{CO}_2$ -Entwicklung zersetzen, zu einer Ausscheidung des früher gelösten  $\text{SiO}_2$  kommt. Nach KRAUSKOPF (1959) ist ja unterhalb eines  $P_{\text{H}}$  von ca. 9 Kieselsäure in etwa gleichbleibender Menge gelöst, oberhalb steigt die Löslichkeit stark an.  $\text{CO}_2$  setzt nun den  $P_{\text{H}}$ -Wert herab, sodaß dadurch eine Ausscheidung eines Teiles des gelösten  $\text{SiO}_2$  möglich wird. Eben dieses  $\text{CO}_2$  soll nach ILLIES (1949) eine gleichzeitige Lösung von Karbonat bewirken, wodurch Platz für die wachsende Hornsteinkonkretion geschaffen wird. Durch v. ENGELHARDT (1973) wird aber bezweifelt, daß organische Substanz  $\text{CO}_2$  in genügender Menge hätte produzieren können. Es ist der Ansicht, daß der diagenetische Prozeß der Umverteilung zwar augenscheinlich, im einzelnen aber noch nicht bekannt sei.

Wenn auch von uns die Ansicht KOBELs (1969) einer synsedimentären Koagulation der Kieselsäure als Ausfällungsprodukt des Meerwassers infolge erhöhtem  $\text{CO}_2$ -Gehalt abgelehnt wird, so könnte doch ein infolge des Vulkanismus möglicherweise vorhandener  $\text{CO}_2$ -Gehalt eine wichtige Rolle gespielt haben. Er könnte nämlich eine Ausfällung der im Porenwasser gelösten Kieselsäure nahe der Oberfläche, wenn nicht an der Oberfläche selbst, bewirkt haben.

Die Knollenkalkbildung wird von den verschiedenen Autoren unterschiedlich gedeutet. SARNTHEIN (1965, 1966) erklärt die Knolligkeit in enger Anlehnung an die Untersuchungen von HOLLMANN (1962, 1964) im Ammonitico rosso der Südalpen allein durch Subsolution und Omission: "In einem beständig schwach durchströmten, gut durchlüfteten Ablagerungsraum entstehen durch intermettierende submarine Subsolution fossile Hart- und Weichböden" (1965: 132). Diese Subolutionsbedingungen sollen durch  $\text{CO}_2$ -Zufuhr des pietra verde-Vulkanismus noch begünstigt worden sein. Auch für einige der cm-mächtigen grünen Lagen könnte man nicht nur an Tuffitlagen denken, vielmehr sei auch hier eine Entstehung durch Subsolution möglich. SARNTHEIN (1965, 1966) geht auf keinerlei andere Deutungsmöglichkeit der Entstehung knolliger Gefüge ein; die Reiflinger Knollenkalke werden als allein durch

Subsolution entstanden erklärt, ohne daß allerdings eindeutige Kriterien für Subsolution angeführt werden. Diese wären z.B. einseitig an der Oberfläche korrodierte Megafaunen. KOBEL (1969) zieht ebenfalls weitgehend Subolutionsbedingungen heran, nur möchte er den Prozeß in einem etwas weniger gut durchlüfteten Milieu ablaufen lassen. Wiederum wird, ähnlich SARTHEIN (1965), eingehend der Ablauf der angenommenen Ereignisse geschildert, ohne eindeutige Kriterien für Subsolution beibringen zu können.

FRISCH (1968: 31) erklärt, die Knollenkalke hätten "ihr Aussehen durch Subsolution und vorwiegend durch diagenetische Zerflaserung bei gleichzeitiger Drucklösung erhalten". An anderer Stelle schreibt er allerdings (1968: 95): "Die Bildung von Hart- und Weichböden durch Subsolution ist möglich, jedoch nicht nachweisbar". FRISCH möchte also offenbar die Subsolution nicht ausschließen, kann aber keine eindeutigen dafür sprechenden Kriterien nachweisen. Auch es ist, wie die früher aufgeführten Autoren, der Meinung, daß eine enge Verbindung der Knollenkalkentstehung mit dem *pietra verde*-Vulkanismus existiert, der zu einer CO<sub>2</sub>-Anreicherung und damit zu einer Kalklösung führen hätte können. Weiters sei auch an eine Temperaturerniedrigung zu denken (die sowohl den Kalkgehalt als auch das Kieselsäuregleichgewicht beeinflussen hätte können).

Sehr eingehend beschäftigt sich KUBANEK (1969) mit der Entstehung der Knollenkalke. Er weist darauf hin, daß diese Gesteine nach der Definition von GRÜNDEL & RÖSLER (1963: 1010) als "Flaser-Knollenkalke" anzusprechen sind und daß die Gefügebilder nicht als Subolutionsgefüge im Sinne von HOLLMANN (1964) zu deuten seien, da nirgends Hinweise auf Subsolution gefunden werden konnten. Das einzige, was zu beobachten sei, sei eine Korrosion durch Drucklösung. KUBANEK führt eine Reihe von Kriterien an, die eindeutig die Drucklösung und Flaserung zeigen (1969: 148 f): Bankinterne Ton- und Mergelhäute dünnen zu Mikrostylolithscharen oder Einzelstylolithen aus. Fossilien werden in diesen Flaserungszonen parallel der Flaserung eingeregelt. Bankrechte Klüfte werden an der Flaserzone versetzt. Die Flaserkalke gehen aber oft im Handstückbereich in Knollenkalke über. Wichtig seien auch die unterschiedlich scharfen Grenzen der Kalkknollen; deutliche Grenzen liegen in Bereichen erhöhten Druckes (meist Ober- und Untergrenzen), während in Bereichen geringeren Druckes (z.B. lateral) allmähliche Übergänge auftreten. In eben diesen Bereichen bleiben die Filamente erhalten, während sie in Zonen stärkerer Drucklösung verloren gehen.

In diesen Drucklösungszonen erfolgte aber auch eine Reihe von Mineralneubildungen. KUBANEK (1969) und KUBANEK & WILLGALLIS (1970) beschreiben insbesondere Dolomitneubildungen; dieser Dolomit kann örtlich über die Flaserzonen ausgreifen und auch ungeflasertes Kalksediment erfassen (Taf. 3, vgl. Abb. 9). Die untersuchten Dolomite sind nicht stöchiometrisch aufgebaut, sie weisen einen Calciumüberschuß auf. Aufgrund weiterer Überlegungen halten die Autoren Diagenesetemperaturen zwischen 120 und 200°C für sehr wahrscheinlich. Das Magnesiumangebot für die Neubildung dieses Dolomites ist durch Drucklösung der Nieder-Magnesium-*Calcite* gesichert (KUBANEK 1969). Als Grund für die

Entstehung der Flaser-Knollenkalke werden Sedimentinhomogenitäten angeführt, die bedingt sein können durch (1) Durchwühlung (unterschiedliche Porenzementation), (2) unterschiedliche Tonanteile, (3) organische Substanzen (wirken ähnlich wie Tonanteile), (4) Hornsteinknollen (drucklösungs- und bewegungsresistenter).

Die von KUBANEK angeführten Beobachtungen bestätigten sich auch bei den hier beschriebenen Profilen.

Folgendes ist noch anzumerken:

(a) die Durchwühlung tritt in beiden Profilen fast auf der ganzen Profillänge auf, insbesondere aber auch in solchen Bereichen, die keine Knollenstruktur bzw. Drucklösung aufweisen. Sie kann also nur eine untergeordnete Ursache der Entstehung der Knollengefüge sein.

(b) Bei ansonsten gleicher Fazies ist die schon beschriebene Bindung der Knollenkalke an pietra verde-Lagen auch in den Profilen Silz und Martinswand deutlich erkennbar. Ein klarer Konnex besteht auch zwischen Hornsteinführung und knolliger Ausbildung der Reiflinger Kalke. Im Profil Martinswand beginnt und endet der Knollenkalk mit der Hornsteinführung. Hierbei handelt es sich nicht nur um Kieselknauern, sondern auch um diffuse Verkieselungen. An der Fazies ändert sich aber z.B. gegen das Hangende zunächst nichts, die radiolarienreichen Filamentlutite werden weiter sedimentiert. Im Profil Silz sind einerseits die pietra verde-Lagen weniger häufig bzw. mächtig (verglichen mit dem Profil Martinswand), andererseits fehlen auch Hornsteinknauern fast völlig. Eben hier sind auch die Knollenkalke viel weniger deutlich ausgeprägt, die Schichtflächen sind auch weniger stark gewellt.

Die Knollen-Flaserkalke sind also weitgehend geprägt durch ihre Verbindung einerseits mit dem pietra verde-Vulkanismus, andererseits mit der Hornsteinführung. Die Durchwühlung scheint an ihrer Entstehung nur untergeordnet beteiligt zu sein. Unterschiedliche Tonanlieferung bzw. Karbonatsedimentation, die mit als auslösender Faktor für Drucklösungen angesehen werden kann, ist eventuell mit dem Vulkanismus zu verbinden. Vielfach ist eine starke Verdünnung eines pyroklastischen Sediments durch Karbonat zu beobachten. Die frühdiagenetisch entstandenen Hornsteine bewirkten außerdem durch unterschiedliche Setzungsbeiträge eine Verstärkung dieser knolligen Gefüge.

Drucklösung und unterschiedliche Setzungserscheinungen sind also offenbar die Hauptursachen für die knolligen Gefüge der Reiflinger Kalke. Die Frage erhebt sich nun: Sind dies wirklich die alleinigen Ursachen, oder ist noch die von zahlreichen früheren Autoren postulierte, aber nie nachgewiesene Subsolution an der Bildung der Knollengefüge mitbeteiligt? Eines der Hauptkriterien für Subsolution ist, wie HOLLMANN (1964) zeigen konnte, einseitige Korrosion von Megafaunen an der dem aggressiven Meerwasser zugewandten Seite. Infolge der geringen Megafossilführung gelang es nicht, dies nachzuweisen. Die "in großer Zahl" angeblich im liegendsten Abschnitt des Profils Martinswand vorhandenen "Ptychitenreste" (SARNTHEIN 1966: 42) konnten nicht aufgefunden



werden. Auch war von vornherein klar, daß infolge der zu beobachtenden starken Drucklösungen nur glückliche Funde einen Nachweis der Subsolution versprachen. Als Ergebnis detaillierter Durchmusterung kann aus dem Profil Silz nur ein einziger Fall einer Sedimentoberfläche beschreiben werden, die auf Subsolution zurückgeführt werden kann (vgl. Taf. 1, Abb. 4): Graues lutitisches Sediment mit einzelnen Filamenten wird an scharfer, nicht durch Drucklösung überprägter Fläche von einem diffus rötlich-grau gefärbten lutitischen Sediment mit Radiolarien und Filamenten überlagert. Ein senkrecht im Liegendsediment steckender Ammonitenrest ist, ebenso wie zwei weitere Schalen, an dieser Grenze scharf abgeschnitten. Lateral geht diese Grenzfläche in eine deutliche Drucklösungsbahn über, in der einzelne Sedimentknollen schwimmen. Es hat also zumindest eine Auflösung von über eine Sedimentoberfläche hinausragenden Schalen stattgefunden, wenn nicht sogar eine Lösung des Kalksediments selbst. Trotz intensiver Suche konnten keine weiteren Nachweise für Subsolution beigebracht werden, insbesondere auch nicht aus dem Profil Martinswand. Festgehalten werden soll noch, daß die beschriebene "Lösungserscheinung" aus einer unterschiedlich stark rötlich gefärbten Kalkbank stammt.

Subsolution scheint also an der Bildung der Knollenkalke mitbeteiligt gewesen zu sein; ob sie eine maßgebende Rolle dabei gespielt hat, bleibt zweifelhaft, da nur an einer einzigen Stelle ein Nachweis synsedimentärer Kalklösung glückte.

### 7.2.3. Zum Verhältnis Reiflinger Knollenkalk - Reiflinger Bankkalk

Wie schon erwähnt, können sich beide Ausbildungen der Reiflinger Kalke vollständig gegenseitig vertreten. Das ursprüngliche Sediment (radiolarien- und filamentreicher Lutit) entspricht sich ebenfalls weitgehend. Wodurch wird also der Unterschied bedingt? Beide Ausbildungen unterscheiden sich insbesondere durch die Hornsteinführung bzw. die pietra verde-Zwischenlagen der Knollenkalke, die wiederum als Hauptkriterium für die Knollenbildung herangezogen werden (siehe oben). Auch die bei der Knollenkalkentstehung eventuell mitbeteiligte Subsolution dürfte mit dem Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen sein. Offenbar waren also einzelne Meeresbereiche unterschiedlich stark von den vulkanischen Ereignissen betroffen. Bei ungestörter Sedimentation kam es zur Ausbildung der Reiflinger Knollenkalke. Dies erklärt auch, warum zum Zeitpunkt der Haupttuffanlieferung (reitzi- und curionii-Zone) überwiegend Knollenkalke entstanden, während sich im Hangenden und Liegenden häufig Bankkalk finden. Die in den Reiflinger Bankkalken häufig auftretenden Hohlräume, insbesondere Stromatactis-Strukturen, werden mit dem hier geringen Tongehalt in Zusammenhang gebracht. Unterschiede in der Packungsdichte, vielfach bedingt durch Durchwühlung, führten zu Entwässerungsstrukturen, zu "Sedimentkollaps". Nach dem Ablauf dieser Ereignisse in verschiedenen Stadien der Frühdiagenese richtet sich auch die Form dieser Hohlräume (BECHSTÄDT 1974).

### 7.3. Liegende Anteile des Wetterstein-Vorriffkalkes

Biogene bis Bioklaste arenitisch-ruditischer Größe, unter denen Riffbildner eindeutig erkennbar sind, sind anfangs in Lutite eingeschaltet, machen aber später den Hauptteil des Profiles aus. Es handelt sich also um Bio(klast)lutite bzw. -sparite mit einem wechselnden Gehalt an Spatit, der gegen das Hangende zunimmt. Dieser Spatit ist meist ein Zement B. In den hangendsten Lagen des Profiles Martinswand tritt aber auch ein tapetenförmig Hohlräume auskleidender Zement A auf. Eben hier wurden in den Lösungsproben zahlreiche idiomorphe Quarze beobachtet. Der Grund für ihre Anwesenheit ist unbekannt.

Die Bioklaste sind, je nach ihrer Aufarbeitung, verschieden gut bestimmbar; gegen das Hangende ist, insgesamt gesehen, eine Vergrößerung festzustellen (Arenit zu Rudit), es treten jedoch auch in hangenden Bereichen des Profiles Martinswand immer wieder feinerklastische Lagen auf. Eine detaillierte Beschreibung der den "Riffschutt" ausmachenden Biogene ist hier nicht möglich. Sie wäre auch nur mit einer Beschreibung des Riffbereiches selbst sinnvoll. Es handelt sich jedoch um die typischen Bewohner der Wettersteinriffe: Tubiphyten (*Tubiphytes obscurus* MASLOV), Sphinctozoen (Taf. 1, Abb. 1), vereinzelte Korallen. Öfters treten auch Algenbruchstücke auf, insbesondere Codiaceen, Spongiostromata (oft auf Komponenten aufsitzend), ganz vereinzelt Dasycladaceen.

Die lutitischen Anteile dieses liegendsten Wettersteinkalkes enthalten immer wieder Filamente (Taf. 2, Abb. 6), wenn auch in geringerer Anzahl als in den Reiflinger Kalken, daneben auch einzelne Foraminiferen. Radiolarien scheinen zu fehlen. Eben diese Lagen sind die Bereiche, aus denen die bisher beschriebenen Conodonten aus Wettersteinkalken stammen, sofern nicht überhaupt die Reiflinger Bankkalk als "Übergangskalk" (KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967) dem Wettersteinkalk zugerechnet wurden.

## 8. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung

### 8.1. Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung

Bevor wir auf die in letzter Zeit z.T. in Zweifel gezogene stratigraphische Bedeutung der Conodonten innerhalb der Trias zu sprechen kommen, wollen wir auf einige problematische Punkte eingehen, die zu verschiedenen Auffassungen bezüglich der Reichweite einzelner Conodontenarten geführt haben.

(1) An wohl erster Stelle muß die unterschiedliche Artfassung der Conodonten genannt werden, wobei sich naturgemäß die stratigraphische Reichweite verschieben muß. Bei den uns vorliegenden Conodontenfaunen sind dies vor allem *Gondolella mombergensis* und *Gondolella excelsa*; letztere wird im höheren Ladin sehr oft mit *Paragondolella polygnathiformis* verwechselt. Es sei zugegeben, daß man im höheren Langobard mit der Abgrenzung der beiden Arten Schwierigkeiten haben kann (Übergangsformen nach H. KOZUR & H. MOSTLER 1971), doch die typische *Paragondolella polygnathiformis* tritt erst ab dem Cordevol auf. So hat z.B. L. KRZYSTYN die aus dem Grenzbereich Unter/Oberladin

stammende *Gondolella excelsa* (1973: Taf. 2, Fig. 1) zu *Paragondolella polygnathiformis* gerechnet, wodurch der Leitwert dieser Art wesentlich eingeschränkt wird. In der strengen Fassung nach BUDUROV setzt *P. polygnathiformis* erst im Cordevol ein und reicht bis ins Tuval. Übergangsformen treten bereits ab dem mittleren Langobard auf.

Bei *G. mombergensis* hat sich gerade in der letzten Zeit die richtige Zuordnung durchgesetzt, nur treten z.T. noch Probleme bezüglich der Abgrenzung zu *Gondolella constricta* auf. KOZUR & MOSTLER (1972: 791) haben aufgrund der immer wieder auftretenden Einschnürungen bei *G. mombergensis*, *G. constricta* als Synonym von *G. mombergensis* aufgefaßt. In beiden von uns untersuchten Profilen treten Einschnürungen an *G. mombergensis* ganz plötzlich auf, ohne daß wir von mikrofazialer Seite her irgendwelche Änderungen beobachten konnten (weiteres siehe KOZUR & MOSTLER 1972).

(2) Eine nicht unbedeutende Rolle spielt im alpinen Raum eine z.T. noch lückenhafte orthochronologische Erfassung der Triasablagerungen; daher auch die unterschiedliche Handhabung von Stufen, Unterstufen und Zonenbezeichnungen, z.T. Aufführungen von Stufen ohne sicheren paläontologischen Beleg. Dies trifft allerdings für unseren Raum nicht zu, denn für die sichere Zuordnung von Conodonten assemblage-Zonen bzw. Zonen wurde eine Reihe von Ammonitenhorizonten untersucht. Um der Verbreitung von sogenannten Leitconodonten nochmals nachzugehen, wurden z.B. 4 Ammonitenhorizonte mit typischer trinodosus-Fauna untersucht. Es handelt sich dabei um die Faunen von Reutte und Wildanger in Tirol, Öfenbach in Salzburg und Großreifling in der Steiermark. Abgesehen von der von Wildanger im Karwendel stammenden Fauna hat ASSERETO (1971) alle anderen der trinodosus-Zone als zugehörig bestätigt; (über die detaillierten Untersuchungsergebnisse der Ammonitenhorizonte wird an anderer Stelle berichtet). Interessant ist hier nur, ob das *Gladigondolella tethydis*-Multielement bereits in der trinodosus-Zone auftritt, zumal F. HIRSCH (1966) das Auftreten von *G. tethydis* für diese Zone als nachgewiesen erachtet. Entgegen dieser Meinung können wir festhalten, daß in jedem Fall das Formelement *G. tethydis* fehlt. Nur innerhalb von 2 Proben wurde ein Formelement (*Hindeodella petraeviridis*) angetroffen, wobei hier die Wahrscheinlichkeit besteht, daß dieses Formelement schon vor dem ersten Erscheinen von *G. tethydis* (als T-Element) auftreten könnte. Mit diesem Ergebnis wurde ein weiterer Beleg dafür erbracht, daß die von KOZUR & MOSTLER (1972: 790) aufgestellte Subzone I der excelsa-assemblage-Zone innerhalb der austroalpinen Provinz zu Recht besteht.

(3) Gewisse Schwierigkeiten gibt es auch bei der unterschiedlichen Stufenbezeichnung, wenn dies nicht speziell vermerkt wird (z.B. Cordevol einmal zum Ladin, einmal zum Karn zugerechnet). Im Rahmen unserer Arbeit haben wir zwischen der trinodosus- und avisianus-Zone (siehe KOZUR & MOSTLER 1972) aufgrund des markanten Faunen- und Florensnchnittes die Anis/Ladin-Grenze gezogen. Aber in einer Reihe von Conodonten-Arbeiten ist es z.B. unmöglich, herauszubekommen, was unter Oberanis bzw. Unter-

ladin verstanden wird. Dies führt zu Korrelationsschwierigkeiten (bei der Auswertung von Conodonten-Arbeiten aus der Trias Polens, Bulgariens etc. ist es nicht möglich, herauszubekommen, was man unter Anis oder Ladin versteht); Faunenvergleiche auf stratigraphischer Basis werden daher sehr erschwert bzw. unmöglich gemacht. Wir haben deswegen nur dort feste Grenzen gesetzt, wo es uns mittels der Conodonten durch Eichung am orthochronologischen System gelungen ist, diese einzuhängen. Das ist im basalen Abschnitt der Profile die trinodosus-Zone bzw. ihre Abgrenzung zu der in vielen Profilen überprüften avisianus-Zone. Auf der anderen Seite ist die *Protrachyceras archelaus*-Zone weltweit durch das Auftreten von *Metapolygnathus mungoensis* gesichert. Die stratigraphisch wichtigen Conodonten werden in ihrer Reichweite in Verbindung mit den anderen stratigraphisch verwertbaren Mikrofossilien in den Profilen festgehalten, um auf diese Weise einerseits über ihre Verbreitung, andererseits über eine eventuelle fazielle Abhängigkeit ein Bild zu bekommen.

Bei den Untersuchungen soll noch ein Punkt zur Sprache kommen, der es verdient, in diesem Zusammenhang behandelt zu werden. Wieviel an Probenmaterial benötigt man innerhalb von Beckensedimenten für einen Probenpunkt? Wir haben von allen Probenpunkten ca. 1.5 kg Gesteinsmaterial entnommen (und zwar großstückig), um auf jeden Fall von jeder Probe einen Dünnschliff anfertigen zu können. Im Durchschnitt wurden nur 300 g (auf dieses Gewicht ist unsere Häufigkeitsverteilung bezogen) aufgelöst. Dies ist ein Erfahrungswert, der bei Beckensedimenten, z.B. innerhalb der Hallstätter Kalke, völlig genügt. Selbst die nicht häufig vorhandene Art *M. mungoensis* trat z.B. bei 26 in Frage kommenden Proben (Probenmenge 300 g) innerhalb von 10 Proben auf. Es hat sich gezeigt, daß man beim Auflösen etwa der dreifachen Probenmenge stratigraphisch wesentlich aussagekräftigere Faunen erhalten kann. Wir würden daher vorschlagen, daß es zunächst genügt, für eine erste Orientierung 300 g des Probenmaterials aufzulösen; nach einer ersten Faunenauswertung sollen Proben, die sich als wichtig herausstellen, auf die doppelte und dreifache Menge untersucht werden. Die Untersuchungen innerhalb der Reiflinger Kalke haben gezeigt, daß Rückstände von 1 kg-Proben für spezielle stratigraphische Fragestellungen völlig ausreichen. Die für die Grenzziehung wichtigen Bereiche wurden in einer zweiten Untersuchungsphase nochmals in wesentlich engeren Abständen bemustert, um das Einsetzen der einen oder anderen Conodontenart so exakt als möglich zu erfassen.

#### Conodontenfauna

*Chirodella triquetra* (TATGE)  
*Cornudina tortilis* KOZUR & MOSTLER  
*Didymodella alternata* (MOSHER)  
*Diplododella bidentata* (TATGE)  
*Diplododella meissneri* (TATGE)  
*Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE)  
*Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL)  
*Gladigondolella malayensis* NOGAMI  
*Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)

*Gondolella excelsa* (MOSHER)  
*Gondolella mombergensis* TATGE  
*Gondolella navicula* HUCKRIEDE  
*Hibbardella bicuspidata* (KOZUR)  
*Hibbardella lautissima* (HUCKRIEDE)  
*Hibbardella magnidentata* (TATGE)  
*Hibbardelloides acroforme* (MOSHER & CLARK)  
*Hindeodella (Metaprioniodus) multihamata* (HUCKRIEDE)  
*Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (HUCKRIEDE)  
*Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE)  
*Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE)  
*Lonchodina hungarica* KOZUR & MOSTLER  
*Lonchodina ? posterognathus* (MOSHER)  
*Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH)  
*Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)  
*Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER)  
*Ozarkodina saginata* HUCKRIEDE  
*Ozarkodina tortilis* TATGE  
*Prioniodella prioniodellides* TATGE  
*Prioniodina tatriva* (ZAWIDZKA)  
*Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE)  
*Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE)

Im folgenden wird die stratigraphische Reichweite einzelner wichtiger Conodonten diskutiert (siehe dazu auch Tabellen Nr. 3 und Nr. 4)

#### Plattform-Conodonten

*G. malayensis*, die von KOZUR & MOSTLER 1971 in ihrer Artfassung etwas erweitert wurde, tritt in Ungarn und Österreich selten im Langobard, häufig im Cordevol auf. Diese Art konnte nur im Profil Silz nachgewiesen werden und ist dort auf das tiefere Langobard beschränkt.

*G. tethydis* ist die mengenmäßig am stärksten vertretene Plattformform, die mit Beginn der avisianus-Zone (vgl. KOZUR & MOSTLER 1972) einsetzt. Obwohl stark unterschiedlich gebaute Formen auftreten, ist eine weitere Aufspaltung in Arten oder Unterarten nicht möglich; es handelt sich hierbei um eine natürliche Variationsbreite.

*G. excelsa* kommt im Illyr und Fassin häufig vor, während sie nach KOZUR & MOSTLER 1972 im Pelson, aber auch im Langobard mengenmäßig stark zurücktritt. Im Profil Martinswand tritt sie nur im Illyr und Fassin auf, während sie im Profil Silz vom höheren Illyr bis tief in das Langobard hineinreicht; im Langobard kommt sie selten, und zwar fast immer zusammen mit *G. navicula* vor. Etwa ab dem mittleren Langobard sind bereits Anklänge an *P. polygnathiformis* zu beobachten. Im Profil Silz, z.B. ab Probe 13 und dennoch müssen die Formen zu *G. excelsa* gestellt werden.

Es fehlt das freie Blatt, d.h. die Plattform erstreckt sich auf den ganzen Conodonten. Die Bezahnung nimmt von vorne gegen hinten allmählich ab. Bei *P. polygnathiformis* sind ab der Mitte nach hinten kleine massive Zähnchen, vorne dagegen hohe, z.T. verschmolzene Zähnchen. Weiters fehlt die typische Einschnürung, wie sie *P. polygnathiformis* aufweist.

*G. mombergensis*. Die Verbreitungszeit in der tethyalen Trias wird bisher vom basalen Pelson bis ins hohe Fassan angegeben. In unseren Profilen kommt diese Art nur in der höheren trinodosus- bzw. tieferen avisianus-Zone vor; häufig allerdings nur bis zum basalen Fassan.

*M. hungaricus* kommt nur in 2 Proben des Profils Silz, und zwar bereits mit *M. mungoensis* vergesellschaftet vor. Daher kann *M. hungaricus* als Leitform nur dort gelten, wo sie ohne *M. mungoensis* auftritt. In Koeveskal/Ungarn kommt *M. hungaricus* sogar noch in Probe X 8 vor (siehe KOZUR & MOSTLER 1971), d.h. sie tritt noch im mittleren Langobard auf. Damit reicht *Metapolygn. hungaricus*, die eine Vorläuferform von *M. mungoensis* darstellt, bis in das mittlere Langobard. Durch ihr Auftreten in den Nordtiroler Kalkalpen ist ihre Verbreitung erstmals auch aus der nordalpinen Subprovinz der austroalpinen Provinz (KOZUR 1972: 16) nachgewiesen.

*M. mungoensis*. Wichtig ist der Nachweis von *M. mungoensis*, da man zunächst der Ansicht war, daß diese Form in den Nördlichen Kalkalpen fehlen würde. KRYSZYN (1973) hat *M. mungoensis* erstmals (3 Exemplare) aus den Hallstätter Kalken nachgewiesen. In unseren Profilen kommen auf ein Exemplar *G. excelsa* oder *G. navicula* durchschnittlich 5 Exemplare *M. mungoensis* (bezieht sich auf 300 g). Um das erste Einsetzen dieser Form in der Schichtfolge einigermaßen gut zu erfassen, muß man, wie bereits erwähnt, ungefähr 1 kg Sediment auflösen. Die weltweite Verbreitung im Oberladin macht diese Form zu einer ausgezeichneten Leitform (mungoensis-assemblage-Zone, siehe KOZUR & MOSTLER 1972).

Abschließend wäre noch ganz allgemein zu bemerken, daß die Plattform-Conodonten wie *G. navicula*, *G. excelsa* in der Individuenzahl stark zurücktreten (z.B. auf 50 Conodonten ein Plattform-Conodont der beiden genannten Arten). Nur im Bereich der Proben S 58 bis S 52 kommt die eine oder andere Art häufiger vor. Ab der avisianus-Zone ist ein Ansteigen der Individuenzahl der zwei genannten Arten generell festzustellen, die im Langobard wieder zurückgeht.

#### Astformen

*Ch. triquetra*. Diese Form ist bisher auf das Fassan beschränkt und tritt in unserem Fall nur ein einziges Mal im basalen Teil der avisianus-Zone auf.

*P. tatraca* (ZAWIDZKA). Für die von K. ZAWIDZKA (1972: Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, 5) der Gattung *Neospathodus* zugeordneten Form wird Anis als Verbreitungszeit angeführt. Aus der beigegebenen Conodontenfauna handelt es sich aber um eine ladinische Fauna, d.h. auf jeden Fall ist die Fauna älter als die avisianus-Zone. Die bei uns anfallenden Formen sind bisher nur auf das Langobard beschränkt.

#### *Prioniodina tatraca* (ZAWIDZKA)

1972 *Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA n.sp. - ZAWIDZKA S. 462-463, Fig. 2, Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, 5

Beschreibung: Mäßig nach innen aufgewölbter Astbogen mit hohem, allmählich nach vorne niedriger werdendem Vorderast und einem nur rudimentär entwickelten Hinterast.

Der Vorderast ist mit 5-8 (vorherrschend 7) niedrigen, kleinen, in der Größe kaum variierenden Zähnchen besetzt. Die Zähnchen sind seitlich etwas komprimiert (d.h. vorne und hinten etwas zugeschärft) und berühren sich im basalen Abschnitt; vorne aufrecht oder nur wenig zum Vorderende geneigt, meist erst ab der Mitte des Astbogens schwach nach hinten geneigt; das letzte Zähnchen vor dem Hauptzahn meist stärker nach hinten geneigt.

Der Hauptzahn ist breit und sehr lang (mindestens doppelt so lang als die Zähnchen am Vorderast) und überragt das Hinterende des Conodonten um die Hälfte seiner Länge. Von der Seite gesehen hat der Hauptzahn eine dreieckige Gestalt, ist hinten stark, vorne weniger stark zugeschärft; auf der einen Seite eben verlaufend, auf der anderen Seite etwas ausgebaucht (Fortsetzung eines mäßig ausgebildeten Grates, das von der aufgetriebenen Basalgrube heraufreicht). Außerdem ist der Hauptzahn aus der Ebene des Vorderastes etwas herausgedreht (meist nur 15°). Der Astbogen, der nur wenig unter dem Hauptzahn aufgebogen ist, führt einen reduzierten niedrigen Hinterast, auf dem stets nur ein kleines Zähnchen aufragt, das ebenso wie der Hauptzahn stark nach hinten geneigt ist. Das Zähnchen ist noch mehr aus der Ebene herausgedreht, als dies beim Hauptzahn der Fall ist. Die Astbogenunterseite weist eine deutliche Basalfurche auf, die sich sehr rasch zu einer breiten Basalgrube ausweitet. Die Basalgrube reicht vom mittleren Abschnitt des Vorderastes bis an das Hinterende des Hinterastes.

Beziehungen: *P. tatrlica* weist einige Ähnlichkeiten zu *P. excavata* MOSHER auf, unterscheidet sich aber vor allem durch den rudimentären Hinterast, durch die kurzen Zähnchen am Vorderast und durch den Bau der Basalgrube. Es wäre aber auch durchaus denkbar (wenn auch nicht sehr wahrscheinlich), da der Hinterast bei *P. tatrlica* stark reduziert ist, daß die erst im Cordevol auftretende *P. excavata* sich aus *P. tatrlica* entwickelt haben könnte. Noch stärkere Beziehungen sind zu *P. sweeti sweeti* KOZUR & MOSTLER gegeben. Letztere unterscheidet sich aber durch den kurzen Vorderast und die wenigen Zähnchen, die außerdem wesentlich robuster sind als bei *P. tatrlica*. Der Hauptzahn ist im Gegensatz zu *P. tatrlica* nur wenig nach hinten geneigt und die Basalgrube ist nur mäßig ausgeweitet. *P. tatrlica* könnte problemlos als ein Vorläufer von *P. sweeti sweeti* betrachtet werden.

Vorkommen: In Polen: Anis? tieferes Ladin; Nördliche Kalkalpen: bisher nur im Langobard beobachtet.

## 8.2. Holothuriensklerite und ihre stratigraphische Bedeutung

Vorangestellt sei eine Faunenliste aller jener Arten, die in den Profilen Silz und Martinswand vorkommen: (S) bedeutet Vorkommen nur in Silz, (M) nur an der Martinswand. Arten, die in beiden Profilen auftreten, sind nicht näher gekennzeichnet. Insgesamt sind es 41 Arten, drei davon sind neu und werden in einer eigenen Arbeit (mitteltriadische Holothuriensklerite) beschrieben.

*Acanthotheelia anisica* MOSTLER  
*Acanthotheelia diffissa* MOSTLER  
*Acanthitheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER (M)  
*Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL & EXLINE (S)  
*Acanthotheelia triassica* SPECKMANN  
*Acanthotheelia veghae* KOZUR & MOSTLER (M)  
*Achistrum* sp.  
*Calclamna* cf. *germanica* FRIZZELL & EXLINE  
*Calclamna nuda* (MOSTLER) (S)  
*Eocaudina cassianensis* FRIZZELL & EXLINE  
*Eocaudina septaforaminalis* MARTIN  
*Eocaudina spinosa* MOSTLER (S)  
*Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK  
*Kuehnites acanthotheeloides* MOSTLER (S)  
*Kuehnites* cf. *hallstattensis* MOSTLER (S)  
*Kuehnites inaequalis* MOSTLER (S)  
*Multivirga* sp. (S)  
*Praeuephronides multiperforatus* MOSTLER  
*Praeuephronides simplex* MOSTLER  
*Priscopedatus elongatus* MOSTLER (M)  
*Priscopedatus heisseli* MOSTLER  
*Priscopedatus mostleri* STEFANOV  
*Priscopedatus multiperforatus* MOSTLER  
*Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER  
*Priscopedatus triassicus* MOSTLER  
*Semperites* sp. (S)  
*Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD  
*Staurocumites horridus* MOSTLER (S)  
*Tetravirga imperforata* GUTSCHICK  
*Tetravirga perforata* MOSTLER  
*Theelia consona* (CARINI) (S)  
*Theelia* aff. *doreckae* KOZUR & MOSTLER (S)  
*Theelia fastigata* MOSTLER (S)  
*Theelia immissorbicula* MOSTLER  
*Theelia planata* MOSTLER  
*Theelia subcirculata* MOSTLER  
*Theelia thalattocanthoides* MOSTLER  
*Theelia undata* MOSTLER

Die stratigraphisch wichtigsten Arten bzw. deren Reichweite innerhalb der Profile sind den Tabellen Nr. 1 und 2 zu entnehmen. Da einzelne Arten eine andere als bisher aufgenommene Verbreitung aufweisen, ist eine Begründung bzw. Diskussion der Abweichungen notwendig.

*A. anisica* tritt im Profil Martinswand nur innerhalb der trinodosus-Zone, im Profil Silz in der basalen avisianus-Zone auf. Es handelt sich um eine wichtige Art der consona assemblage-Zone nach MOSTLER 1972, deren Hauptverbreitung im Illyr liegt, aber auf jeden Fall bis in das basale Fassan reicht. Da SPECKMANN (1968) die Eigenständigkeit von *A. anisica* in Frage stellt und in dieser ein Synonym von *A. spinosa* sieht (letztere Form ist ein Durchläufer), würde im Falle einer Berechtigung seiner Annahme eine stratigraphisch wichtige Form ausfallen. Hierzu sei folgendes bemerkt: P. SPECKMANN (1968: 213)



bezweifelt die Eigenständigkeit von *A. anisica*, indem er besonders die Variabilität der Felgenausbildung als Kriterium heranzieht. Obwohl SPECKMANN feststellt, daß die Rädchen, die er aus anisischen Kalken isoliert hat, anders gebaut sind als die aus den Cassianer Schichten (Langobard/Cordevol) stammenden, stellt er erstere trotzdem zu *A. spinosa*. H. MOSTLER (1968) hat als Artmerkmal für *A. anisica* kräftige Sporne in Verlängerung der Speichen angeführt, im Gegensatz zu *A. spinosa*, deren Sporne über den Speichenzwischenräumen aufragen. SPECKMANN 1968 bildet auf Taf. 4, Abb. 6 bzw. Taf. 5, Abb. 5 Formen ab, die typisch für 180 Exemplare von *A. spinosa* aus den Cassianer Schichten sind (diese wurden aus insgesamt 200 Exemplaren ausgewählt). Die auf Abb. 6, Taf. 4 dargestellten Formen sind stellvertretend für die restlichen 20 aus dem Anis stammenden; sie stimmen völlig mit *A. anisica* überein, während die Formen aus den Cassianer Schichten stets einen oder mehrere Sporne über den Speichenzwischenräumen aufweisen, über den Speichen dagegen deutliche Einkerbungen erkennen lassen (das sind typische Merkmale von *A. spinosa*).

Zusammenfassend wollen wir nochmals festhalten: bei *A. anisica* fehlen Sporne über den Speichenzwischenräumen, in seltenen Fällen sind solche angedeutet, dort aber, wo die Einkerbungen zu suchen wären (dies ist bei *A. spinosa* der Fall), treten markante Sporne auf.

Bisherige Verbreitung von *A. anisica*: Nördliche Kalkalpen: trinodosus-Zone; Südalpen: bisher nur im Anis nachgewiesen; Bulgarien und Türkei: Anis (Türkei in kondensierten Rotkalken, die bis ins Cordevol reichen).

*A. diffissa*: bisher nur im Langobard der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen, nach den neuesten Beobachtungen könnte es sich hiebei um eine Form handeln, die auf die ladinica assemblage-Zone beschränkt ist.

*A. ladinica*: Indexform der ladinica assemblage-Zone nach MOSTLER 1972; wurde nur im Profil Martinswand nachgewiesen und dort in Vergesellschaftung mit den zum Teil auf diese assemblage-Zone beschränkten Formen wie z.B. *A. veghae*. Obwohl im Profil Silz sehr viele Holothuriensklerite mit zum Teil recht reichen Faunen auftreten, konnte *A. ladinica* nicht gefunden werden. Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen; Balaton-Hochland, Ungarn; slowakischer Karst (stets auf das Langobard beschränkt).

*A. spinosa*: Durchläuferform Illyr-Sevat.

*A. triassica*: Durchläuferform Illyr-Sevat.

*A. veghae*: bisher auf die ladinica assemblage-Zone beschränkt und damit als Leitform bestätigt.

Verbreitung: Langobard der Nördlichen Kalkalpen und Balaton-Hochland.

*C. cf. germanica*: Durchläuferform Illyr-Jura.

*C. nuda*: Durchläuferform Illyr-Sevat; Jura?

*E. cassianensis*: Überraschenderweise setzt diese Art in beiden Profilen schon relativ früh ein; auffallend ist es auch, daß sie bald wieder aussetzt, möglicherweise bedingt durch Milieuänderungen. Bisher wurde *E. cassianensis* im tieferen Langobard noch nicht beobachtet; in den meisten Fällen setzte diese Art erst mit dem mittleren Langobard ein, nach wie vor bleibt aber

ihr Häufigkeitsmaximum im Cordevol.

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: Langobard und Cordevol; Südtiroler Dolomiten: Langobard, Cordevol und Jul; Balaton-Hochland: Langobard und Cordevol.

*E. septaforaminalis*: Durchläuferform Devon-Sevat.

*E. spinosa*: es handelt sich zwar um eine Form, die häufig in der consona assemblage-Zone auftritt, in unserem Fall vereinzelt auch noch im Langobard vorkommt.

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: im Illyr und tieferen Fassin sehr häufig, im höheren Fassin und basalen Langobard selten; Türkei: Fassin, Langobard; Tschechoslowakei: Oberanis der Tatra; Bulgarien: Oberanis.

*E. subhexagona*: Durchläuferform Devon-Sevat.

*K. acanthocheeloides*: wiederum eine Form, die sehr häufig im Illyr vorkommt; vereinzelt tritt diese Art aber auch noch im Langobard auf (z.B. Profil Martinswand).

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: Illyr-Langobard; in kondensierten Rotkalken der Türkei: Illyr-Fassin; Bulgarien: Fassin.

*K. hallstattensis*: diese Form fällt ganz heraus, zumal sehr ähnliche Sklerite bisher nur aus norischen Hallstätterkalken isoliert wurden.

*K. inaequalis*: nicht mehr so überraschend ist das Vorkommen dieser Art im Langobard, denn diese Form wurde von MOSTLER & SCHEURING (1974: 16) im Langobard/Cordevol-Grenzbereich, aber auch im basalen Cordevol nachgewiesen; sonst wurde sie nur aus dem Nor bekannt.

*Praeuphronides multiperforatus*: Durchläuferform Illyr-Sevat.

*Praeuphronides simplex*: an sich war zu erwarten, daß neben *P. multiperforatus* *P. simplex* auftreten müßte (siehe dazu H. MOSTLER 1969); nun konnte diese Art im Langobard der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden; bisher war sie nur aus dem Nor bekannt.

*Priscopedatus elongatus*: bis zur Zeit nur in den Nördlichen Kalkalpen im Langobard nachgewiesen; möglicherweise eine Leitform der ladinica assemblage-Zone.

*Priscopedatus heisseli*: als eine der wichtigsten Arten der consona assemblage-Zone tritt diese Form auch noch in der basalen avisianus-Zone auf (z.B. im Profil Silz).

*Priscopedatus mostleri*: galt bisher als eine auf das Illyr beschränkte Art (siehe dazu MOSTLER 1972: 736); aus dem Profil von Silz geht eindeutig hervor, daß diese Art bis weit in die avisianus-Zone hineinreicht.

Bemerkungen: Da *P. mostleri* von zwei Autoren unabhängig voneinander aufgestellt wurde, soll die folgende Synonymaliste Aufschluß über die Priorität geben.

*Priscopedatus mostleri* STEFANOV 1970

1968 *Priscopedatus* n.sp. A MOSTLER - H. MOSTLER, S. 20, Taf. 6, Fig. 16

1968 *Priscopedatus* sp.2 SPECKMANN - P. SPECKMANN, S. 202, Taf. 2, Fig. 2a, 2b

1970 *Priscopedatus mostleri* STEFANOV - S.A. STEFANOV, S. 44, Taf. 1, Fig. 7 (Holotypus), Fig. 8

1971 *Priscopedatus mostleri* ZAWIDZKA - K. ZAWIDZKA, S. 437-438, Taf. 4, Fig. 5 (Holo-  
typus)

Zur Neuschaffung der Gattung *Cosmatites* durch E. KRISTAN-TOLLMANN (1973: 128) wird in einer eigenen Arbeit eingegangen.

*Priscopedatus multiperforatus*: Pelson bis Illyr, ? Fassan

*Priscopedatus staurocumitoides*: Pelson bis Jura

*S. bartensteini*: Pelson bis Jura

*S. horridus*: ist als Leitform für die trinodosus-Zone gefallen, zumal diese Art, wie im Profil Silz nachgewiesen werden könnte, bis in die basale avisianus-Zone hineinreicht.

*T. cf. imperforata*: Unterkarbon bis Illyr; Formen dieser Art sind stratigraphisch insofern gut verwertbar, als ihr Auftreten in triassischen Formen bisher nur im Pelson und Illyr nachgewiesen wurde, wobei das Häufigkeitsmaximum im Pelson liegt.

*T. perforata*: Durchläuferform Pelson bis Cordevol.

*Th. consona*: konnte nur im Profil Silz nachgewiesen werden.

Diese Art tritt das erste Mal im Unterkarbon auf und ist auch im Perm Asiens sehr häufig (MOSTLER & RAHIMI 1974). Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen bisher nur aus dem Illyr nachgewiesen. Es handelt sich um die Indexform der *consonus assemblage*-Zone (MOSTLER 1972). Neben dem Vorkommen in den Alpen aus dem Illyr Ungarns, Griechenlands und der Türkei nachgewiesen.

*Th. aff. doreckae*: es handelt sich hier um nur ein Exemplar, das im Langobard von Silz auftritt; wie Untersuchungen aus den hier noch nicht berücksichtigten Profilen ergaben, dürfte es sich um eine eigene Art handeln. Die typische *Th. doreckae* ist auf das Pelson beschränkt.

*Th. fastigata*: Indexform der *fastigata assemblage*-Zone (MOSTLER 1972: 732); hier nur in Silz, und zwar in der basalen avisianus-Zone nachgewiesen. Die Beschränkung auf die avisianus-Zone muß revidiert werden, zumal diese Art auch in der *archelaus*-Zone auftritt (MOSTLER & SCHEURING 1974: 15). Es muß generell die Aufrechterhaltung der *fastigata assemblage*-Zone überprüft werden, denn auch die mit ihr stets in der avisianus-Zone vergesellschafteten Formen wie *Th. undata* und *Th. planata* reichen auch über die avisianus-Zone hinaus.

*Th. immissorbicula*: Durchläuferform Pelson bis Lias.

*Th. planata*: nur im Profil Martinswand im Fassan und Cordevol nachgewiesen; konnte aber in den Kalkalpen bereits vom Illyr bis in das Cordevol beobachtet werden. Im Balaton-Hochland wurde sie aus dem Langobard bekanntgemacht. Auf diese Art wird in Verbindung mit der Gattung *Stueria* in einer eigenen Arbeit eingegangen.

*Th. subcirculata*: in beiden Profilen nur im Fassan beobachtet. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen tritt diese Art ab dem Pelson auf, wurde aber auch im Langobard/Cordevol-Grenzbereich angetroffen (MOSTLER & SCHEURING 1974: 15).

*Th. thalattocanthoides*: kommt in beiden Profilen im Langobard vor. Gesamtreichweite innerhalb der Nördlichen Kalkalpen: Illyr bis Jul.

*Th. undata*: tritt in beiden Profilen sehr häufig auf (Häufigkeitsmaximum liegt im Fassan), geht allerdings im Langobard, was die Häufigkeit betrifft, nicht allzu stark zurück. Nachge-

wiesen wurde *Th. undata* in den Nördlichen Kalkalpen vom Pelson bis Jul. In Asien tritt diese Art bereits im Oberperm auf (MOSTLER & RAHIMI 1974). Sonst wurde diese Form aus dem Anis Bulgariens, Anis-Ladin der Türkei und aus dem Ladin und Unterkarn Ungarns bekanntgemacht.

Die Arten der Gattung *Theelia* haben noch vor zwei Jahren eine gute stratigraphische Aussagekraft versprochen. Wenn diese auch nicht an die der Conodonten herankam, glaubte man innerhalb der Holothuriensklerite doch, in den Theelien eine ähnliche Bedeutung zu sehen, wie in den Plattformen bei den Conodonten. Wenn nach diesen Untersuchungen zwar die Holothuriensklerite-assemblage-Zonen (es handelt sich hier ja nicht um echte Biozonen, sondern um "Vergesellschaftungs-Zonen") weiterhin bestehen bleiben, so wird doch eine Reihe von Theelien-Arten in ihrer stratigraphischen Bedeutung stark herabgesetzt; die fastigata assemblage-Zone müßte sogar in ihrer Stellung als assemblage-Zone neuen Untersuchungen unterzogen werden, zumal eine Reihe von Formen, die man als Leitformen ansprach (MOSTLER 1972) an Leitwert zum Teil beachtlich verloren haben.

Abschließend scheint es uns noch wichtig, darauf hinzuweisen, daß es bisher nicht gelungen ist, aus den Werfener Schichten (auch nicht aus den kalkreichen Campiller Schichten der Südalpen) Holothuriensklerite zu isolieren. Wir haben speziell kalkreiche Proben ausgesucht, die *Tirolites cassianus* führen, aber keine Spur von Holothurienskleriten konnte gefunden werden. Im Iran, z.B. in den Proben von Abadeh und Julfa, setzen die in Massen vorkommenden Holothuriensklerite dort aus, wo die Rotkalkfazies (Hallstätterkalke) von einer den Werfener Schichten sehr ähnlichen Fazies (entspricht etwa den Campiller Schichten) überlagert wird. MOSTLER & RAHIMI (1974: 6) nehmen aufgrund der mikrofaziellen Untersuchungen Flachwasser-Ablagerungen an. Für die Dolomiten konnte M. FEUERBACH (1971) ebenso Flach- bis Flachstwasserablagerungen feststellen. Bei dieser "Werfener Fazies" handelt es sich um eine Fazies, die sich über enorme Räume hin erstreckt hat und in der Tethys zur Zeit der Untertrias einen gewaltigen Schelf bildete. Die in der Werfener Fazies auftretenden Faunen sind zum Teil als Spezialisten anzusprechen, die haben z.B. KOZUR & MOSTLER 1971, KOZUR 1973 speziell bei den Conodonten feststellen können, die sich von den zur gleichen Zeit im Tiefwasser lebenden Conodonten enorm unterscheiden. Diese Schelf-Fazies wird z.B. in Nepal von einer Tiefwasserfazies abgelöst (KOZUR & MOSTLER 1973); es handelt sich um ein Gebiet, das der asiatischen Faunenprovinz angehört, das als Kerngebiet aller tethyalen Faunenprovinzen betrachtet wird (KOZUR 1973: 18). Erst nach dem "Aufreißen" bzw. Zerbrechens der gewaltigen Schelfplatte bzw. Schelfbarriere war es möglich, daß Faunen des offenen Meeres in die Alpen dringen konnten. Die Zeit des Aufreißens bzw. Zerbrechens begann z.T. im Olenek, dauerte z.T. bis in das basale Pelson an. Mit diesem gewaltigen tektonogenetischen Prozeß hat unserer Meinung nach erst die Herausgestaltung der alpinen Geosynklinale begonnen, d.h. mit dem Zerbrechens der mächtigen Schelfplatte konnte es erst zu einer Faziesdifferenzierung kommen, wie wir sie im Anis vorfinden. (Siehe dazu Kap. 9). Mit dem "Niedergang" des gewaltigen

Schelfareals kamen auch die Holothurien in den Raum der Nördlichen Kalkalpen, wie etwa *Th. consona*, *Th. undata* und andere damit eng verwandte Theelien, die in Asien bereits seit dem Oberperm lebten. Bisher konnten wir ab dem tieferen Pelson die ersten Holothuriensklerite nachweisen; wir glauben aber nicht fehlzugehen, daß im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen schon früher Holothuriensklerite auftreten könnten (zumal Conodonten aus den Gutensteiner Schichten bereits von uns nachgewiesen werden konnten). Es wäre also durchaus möglich, Holothuriensklerite des Unteranis (Bithynian) zu finden.

Wir sind also der Meinung, daß z.B. die Reichenhaller Schichten, die in den meisten Fällen über den Werfener Schichten oder Buntsandstein einsetzen, nur eine Folgeerscheinung dieses stabilen Schelfbereiches darstellen. Wir wollen damit zum Ausdruck bringen, daß sich über eine nur gering absinkende Schelfplattform als stabiler Endzustand inter-supratidale Verhältnisse einstellen. In diesem Zustand wird die Geschwindigkeit des Absinkens weitestgehend durch die Stärke der Karbonatsedimentation aufgefangen, sodaß dieser Zustand über lange Zeit bestehen bleiben kann (das Verarmen an klastischem Material ist eine Frage der Verfügbarkeit).

Zusammenfassend wollen wir festhalten, daß das Einwandern von "Tiefwasser"-Faunen (dazu gehört auch eine Reihe von Holothurien) im ostalpinen Bereich in einzelnen Gebieten im E-Abschnitt der Kalkalpen schon im Unteranis (mindestens ab dem Bithynian) möglich gewesen sein sollte; richtig durchsetzen konnten sich diese aber erst im Pelson und dies sowohl im E (Hallstätter Raum), als auch im W (Raum um Garmisch-Partenkirchen).

### 8.3. Bemerkungen zur Organismenverteilung in Dünnschliff und unlöslichem Rückstand

Die Faunenauswertungen aus dem Dünnschliff mit solchen aus dem unlöslichen Rückstand können nicht direkt verglichen werden. Um möglichst alle am Sedimentaufbau beteiligten Organismen zu erfassen, ist eine kombinierte Untersuchung von Schliffbereich und Lösungsfraktion unbedingt erforderlich. Einige Beispiele mögen dies an Hand der Tabellen 3 und 4 aufzeigen. Es kommt sehr selten vor, daß Algen im unlöslichen Rückstand gefunden werden, und zwar nur bei einer selektiven Dolomitisierung, z.T. in Verbindung mit einer Silifizierung; das sind aber Ausnahmefälle. Was die Radiolarien im Dünnschliff betrifft, so könnte man sie mit Calcisphären, Querschnitten von Röhren etc. wechseln. Eine sekundäre Calcifizierung der Kieselschalen läßt es meist nicht zu, die im Schliff aufgrund eines sehr guten Erhaltungszustandes einwandfrei als Radiolarien anzusprechenden Formen mit Säuren herauszulösen. Ohne Schliff wäre man geneigt, von radiolarienfreien Sedimenten zu sprechen. Es hat sich aber herausgestellt, daß nur sehr selten die Verdrängung der Kieselsäure durch Calcit (wenn es auch im Schliff so aussehen mag) vollständig abgelaufen ist. Sehr oft wurden partiell verkieselte Radiolariengehäuse im unlöslichen Rückstand gefunden und eindeutig als solche erkannt. Da den Radiolarien eine bathymetrische Bedeutung zukommt, ist deren sicherer Nachweis sehr wesent-

lich.

Bei den Foraminiferen hat man die Chance, die im Schliff (in einer Schnittfläche) nur selten auftretenden agglutinierten Formen im Lösungsrückstand in großen Mengen zu erfassen und gleichzeitig artlich in den Griff zu bekommen. Partielle Dolomitisierung und Verkieselung vermögen auch, Kalkschaler im Lösungsrückstand zu überliefern. In den meisten Fällen sind die Kalkschaler aber nur in Schliffen zu erfassen.

Kalkschwämme sind nur im Schliff nachzuweisen; wenn es sich um spiculaeführende Typen handelt, hat man auch vom unlöslichen Rückstand her eine Möglichkeit, auf die Beteiligung von Kalkschwämmen am Aufbau des Sedimentes zu schließen.

Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Ammoniten sind eher im Schliff zu erfassen, meist ohne Möglichkeit einer generischen, geschweige denn artlichen Fassung. Im Rückstand ist es aufgrund "embryonaler" bzw. juveniler Formen möglich, diese wenigstens generisch in den Griff zu bekommen. Dies ist besonders gut möglich bei Brachiopoden; bei den Ammoniten spielen wiederum die Nuklei eine große Rolle.

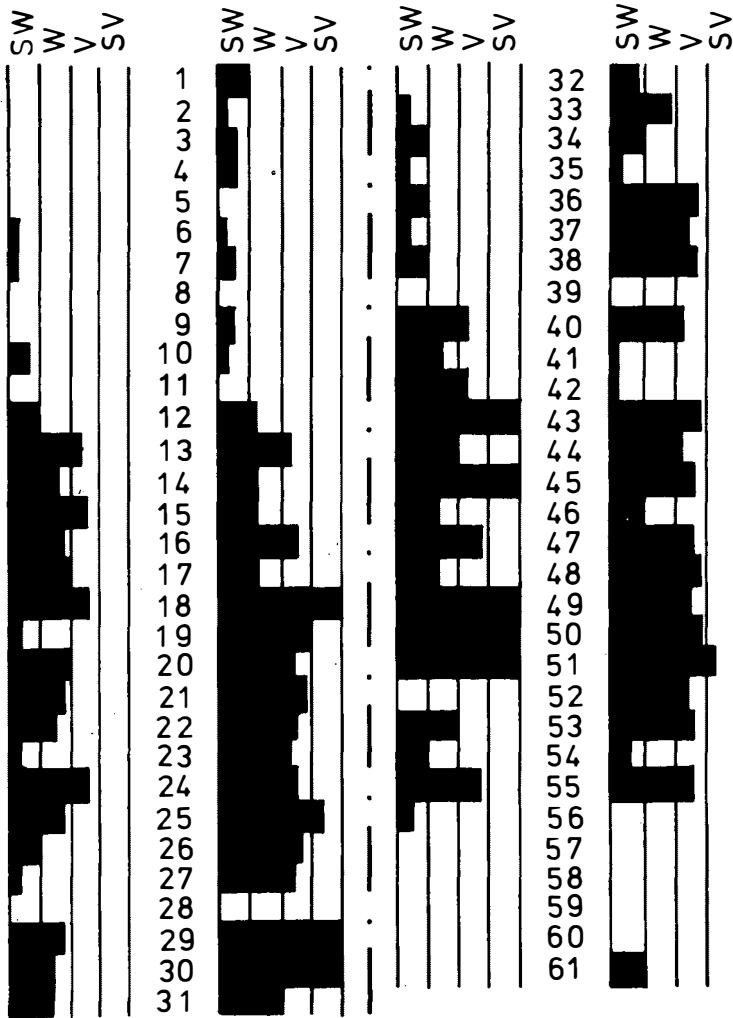
Die Filamente, die auf Schalen mehrerer Organismen zurückgehen, lassen sich nur im Schliff erfassen. Sie spielen wiederum, was die Bathymetrie der Sedimente betrifft, eine große Rolle. Die Anwesenheit von Ostracoden ist in den meisten Fällen nur mit Schliffen nachweisbar (Kalkschale), doch kommt es nicht selten zu Verkieselungen bzw. partiellen Dolomitisierungen und Pyritisierungen, die dann im unlöslichen Rückstand eine artliche Erfassung dieser z.T. so wichtigen Mikrofossilgruppe ermöglichen.

Recht interessant ist es, die Echinodermaten in Bezug auf Dünnschliffuntersuchung und Lösungsrückstand zu betrachten. Im Dünnschliff lassen sich die Trochiten relativ leicht erkennen, auch Ophiurenwirbel, dann aber wird es schon etwas problematisch, wenn wir von den planktischen Crinoiden absehen, deren Kelche, aber auch Radialia, sehr charakteristisch im Schliff sein können. Es kommt selten vor, daß man Holothuriensklerite im Schliff findet, häufiger sind wohl die charakteristischen Querschnitte durch Seeigelstachel. Im unlöslichen Rückstand kann man alle Skelettelemente von den Holothuriern angefangen (Sklerite, Kalkring-Elemente), über Ophiuren, Asteriden (in der Alpenen Trias äußerst selten), Echiniden und Crinoiden erfassen und in vielen Fällen sogar artlich bestimmen.

Abschließend seien noch die Conodonten, Fischzähne sowie deren Schuppen und Kieferelemente genannt. Auch hier muß der Prozentsatz der angeführten Organismenreste sehr hoch sein, damit man diese im Dünnschliff antrifft und selbst wenn solche vorkommen, kann man sie in den meisten Fällen optimal generisch erfassen.

Der Sinn dieser einleitenden Worte sollte eigentlich nur nochmals ein Appell an die Bearbeiter von Karbonatgesteinen sein, die in den meisten Fällen nur Dünnschliffe auswerten, oder sollte sich an jene Gruppe wenden, die wiederum nur die Mikrofossilien ohne Beachtung der mikrofaziellen Merkmale für ihre Untersuchung herausgreifen.

Holothurien Conodonten Holothurien Conodonten



SW=sehr wenig  
V = viel

W=wenig  
SV=sehr viel

Abb. 3: Häufigkeitsverteilung von Conodonten und Holothurien-skleriten (Profil Silz)

In den Organismenverteilungstabellen (Tabellen 3 und 4) ist abgesehen von der lithologischen Gliederung auch die zeitliche Einstufung mit aufgetragen. Zur letzteren wollen wir anfangs kurz Stellung nehmen. Im Profil Silz fällt die Illyr/Fassan-Grenze zufällig mit der "Steinalmkalk"/Reiflinger Bankkalk-Grenze zusammen, während im Profil Martinswand die Illyr/Fassan-grenze schon im ersten Drittel der Reiflinger Knollenkalke zu liegen kommt.

Die Fassan/Langobard-Grenze fällt im Profil Martinswand beinahe mit dem Wechsel Reiflinger Knollenkalk/Reiflinger Bankkalk zusammen; im Profil Silz dagegen liegt dieser stratigraphische Schnitt mitten im Reiflinger Knollenkalk. Ganz gleich, ob nun im basalen Langobard Knollen- oder Bankkalke auftreten, machen sich nach 15-20 m dieser beiden Karbonattypen die ersten Detritusschüttungen von Riffen bemerkbar, wobei die Knollenkalkentwicklung, nicht aber die Bankkalkentwicklung abrupt beendet wird.

Die "Steinalmkalke" sind in beiden Profilen durch das Auftreten von Blau-Grünalgen, Dasycladaceen und Onkoiden von den Reiflinger Kalcken gut abzutrennen. Während im Profil Martinswand dazu nur noch Gastropoden und Crinoiden auftreten, sind es im Profil Silz neben den ob. genannten Organismengruppen noch Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Kalkschwämme und Foraminiferen; alles Flachwasserorganismen. Das Mitauftreten von Filamenten, vielen Holothurienskleriten (z.T. des tieferen Wassers) und das häufige Auftreten von Conodonten, alles Organismen tieferer Wasserbereiche ist sehr auffallend und paßt gar nicht in das Bild der Steinalmkalke. Für die Lösung dieses Problems gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten. Entweder handelt es sich um einen allmählichen Übergangsbereich zwischen Flach- und Tiefwassersedimenten oder es handelt sich bereits um Tiefwasser, in das Organismen des Flachwassers geschüttet werden. Wir nehmen aufgrund der Filamentkalke an, daß es sich bei den Flachwasserorganismen eher um Schüttungen handelt, am besten durch Dasycladaceen und Onkoide, aber auch an zerbrochenen Muschelschalen zu erkennen. Es wird daher in den folgenden Arbeiten eines unserer Ziele sein, den "Steinalmkalk" im Karwendel genauer zu analysieren.

Was die Organismenverteilung innerhalb der Reiflinger Kalke betrifft, so können wir das Ergebnis gleich vorwegnehmen. Es gibt keinen faunistischen Unterschied zwischen Reiflinger Knollenkalk und Reiflinger Bankkalk. Beide sind durch das Vorkommen von Radiolarien, Filamenten, Holothurienskleriten und Conodonten charakterisiert. Die starke Besetzung von Crinoiden im höheren Teil der Reiflinger Kalke ist auf das massenhafte Einsetzen der Roveacriniden zurückzuführen; auch sie setzen völlig unabhängig, ob es sich nun um Bankkalk oder Knollenkalk handelt, sehr abrupt mit z.T. unheimlich hoher Individuenzahl ein.

Das mehr oder minder plötzlich geschlossene Auftreten von Foraminiferen im höheren Profilanteil der Reiflinger Kalke (immer erst ab dem basalen Langobard) konnte bisher nicht erklärt werden. Als ein besonderes Merkmal in der Organismenverteilung der Reiflinger Kalke ist das Fehlen von Echiniden und das sehr



seltene Vorkommen von Ophiuren hervorzuheben.

Der Wetterstein-Vorriffkalk ist durch das Vorherrschen von Blau-Grünalgen, Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* einerseits und das häufige Vorkommen von Filamenten, Schwebcrinoiden, Holo-thurienskleriten und Conodonten andererseits gekennzeichnet. Hier treffen zwei Komponenten hart aufeinander. Einmal ist es der Riffdetritus (Algen verschiedenster Art, Kalkschwämme, *T. obscurus*), zum anderen Mal sind es die Organismen des tiefen Wassers bzw. der offenen See. Gerade die planktisch und nektonisch lebenden Organismen, wie z.B. die Schwebcrinoiden und Radiolarien oder Ammoniten und Daonellen wurden von den Riffdetritusschüttungen nicht tangiert. Neu ist nun aber das plötzliche und häufige Auftreten von Echiniden, die ja in den unterlagernden Reiflinger Kalken fehlten. Sie könnten mit dem Riffschutt in Verbindung gebracht werden! KOZUR & MOSTLER 1973 ist aufgefallen, daß mit den Riffschüttungen (Obertrias) plötzlich so viele Echiniden auftreteten, die bei weitem den Prozentsatz der riffbewohnenden Echiniden überschritten haben. Es scheint also, daß die Echiniden auf der Riffhalde plötzlich einen neuen Siedlungsraum bzw. Lebensraum gefunden haben. Auch die Ophiuren sind gleichzeitig mit den Echiniden häufiger geworden.

Abschließend wollen wir es nicht verhehlen, daß wir nirgends bis zu einem "Riffkern" oder zentralen Riff vorgestoßen sind, immer fanden wir Filamentkalken zwischen dem Riffdetritus, z.B. im Profil Martinswand noch weitere 100 m über die höchsten Proben hinaufgehend; im Profil Silz war ein Weiterverfolgen der Vorriffkalken infolge sehr intensiver Dolomitisierung unmöglich.

## 9. Zur stratigraphischen Position der vulkanogenen Ablagerungen

Textabbildung 2 zeigt sehr deutlich, daß der Vulkanismus im wesentlichen auf das Fassan beschränkt ist; während im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen vereinzelt Tufflagen bereits im Illyr einsetzen (im Profil Öfenbachgraben bei Saalfelden tritt die erste Tufflage unmittelbar über der Ammonitenbank des *trinodosus*-Niveaus auf), gibt es im Profil Großreifling keine Hinweise für illyrische Pyroklastika; diese setzen erst im Fassan ein und reichen nach unseren Untersuchungen bis weit in das Langobard hinauf.

Auffallend ist das Fehlen von Tuffen bzw. Tuffiten innerhalb der Partnach-Schichten, die z.B., wie das Profil von Reutte zeigt, gerade zur Zeit der stärksten vulkanischen Förderung abgelagert wurden. Unseres Erachtens gibt es hierfür zwei Deutungsmöglichkeiten. Entweder hat man bisher die Pyroklastika in den dunklen, tonig-mergeligen Sedimenten der Partnach-Schichten übersehen (wir haben z.B. speziell darauf geachtet, aber ohne Erfolg) oder die Tuffe werden im Zuge der klastischen Sedimentation so stark verdünnt, daß man sie megaskopisch nicht mehr ausnehmen kann. Tonmineralogen unter der Leitung von Prof. Dr KRUMM, Frankfurt, überprüfen zur Zeit die zweite hier aufgeführte

Deutungsvariante. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 537 haben in den Gailtaler Alpen die ältesten Tuffe direkt in Verbindung mit Ablagerungen, die Ammoniten der trinodosus-Zone führen, nachgewiesen. Da nun die Tuffe vom Öfenbachgraben völlig altersgleich mit denen des Drauzuges sind, muß das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 53) angenommene frühere Einsetzen des Vulkanismus in den Gailtaler Alpen gegenüber den Nördlichen Kalkalpen revidiert werden.

Der Vulkanismus in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen ist zeitgleich und im wesentlichen ebenso auf das Fassan beschränkt. Genauere Daten über den Vulkanismus der östlichen Gailtaler Alpen sind in der Arbeit von COLINS & NACHTMANN (1974, im Druck) zu finden.

Tuffe und Tuffite ähnlichen Chemismus treten auch in den Südalpen erst ab dem Anis auf. KAHLER & PREY (1963: 50) haben am Kühweger Köpfel (Gartnerkofel-Gebiet, Karnische Alpen) im "Muschelkalk-Konglomerat" eine etwa 2-3 m mächtige Tufflage bekanntgemacht. Es handelt sich hier sicher nicht um eine Ablagerung, die dem basalen Anis (Aegean oder Bithynian) zuzuordnen ist, sondern, wenn auch sehr unwahrscheinlich, noch zum höheren Pelson gerechnet werden könnte. Die unmittelbar darüber liegenden kieselknauerführenden Kalke gehören bereits sicher dem trinodosus-Niveau an. Die in dem Konglomerat auftretenden Brachiopoden (*Tetractinella trigonella*, *Coenothyris vulgaris*) könnten aufgearbeitetes Pelson, wenn nicht schon Illyr darstellen, sodaß für die Tuffe am Kühweger Köpfel am ehesten ein illyrisches Alter in Frage kommt. Tuffführende Konglomerate meldet F. BAUER (1973: 4) aus dem Südstamm der Ostkarawanken; auch dieses überlagert unmittelbar rote Schiefer, die noch zum Skyth gestellt werden. Man darf aber nicht vergessen, daß es am Ende des Skyth zu einer Heraushebung kam, welcher eine Abtragung bis in das tiefere Skyth, ortsweise bis in das Perm, folgte. Dazu war eine nicht unbedeutende Zeit erforderlich. BECHSTÄDT & BRANDNER (1971: 48) konnten für das sogenannte "Richthofensche Konglomerat" unterillyrisches Alter nachweisen. BRANDNER (1972: 155) nimmt für die in den Südtiroler Dolomiten unmittelbar über Werfener Schichten auftretenden Konglomerate ein unter- bis teilweise sogar oberanisches Alter an (Zeitraum für den Ablauf tektonogenetischer Bewegungen).

Bei Profilaufnahmen im Gadertal (Dolomiten) wurde in einer relativ geringmächtigen "Muschelkalk-Abfolge" nur einige Meter über dem Richthofenschen Konglomerat die erste Tufflage (Kristalltuffe) noch weit unter dem Hauptauftreten der pietra verde-Lagen gefunden.

Die oben angeführten Daten führen immer mehr zu der Vorstellung, daß die intermediär bis basischen Tuffe sowohl in den Südalpen als auch in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen zur selben Zeit, nämlich im Illyr (trinodosus-Zone), eingesetzt haben.

## 10. Paläogeographische Überlegungen

Bisher hatte man innerhalb der Nördlichen Kalkalpen Tirols zur Zeit des Ladin stets nur zwei Schichtfolgen im Auge - den Wettersteinkalk und die Partnach-Schichten. Unsere feinstratigraphischen Untersuchungen zeigen nun ganz deutlich, daß neben Wettersteinkalk und Partnach-Schichten auch Reifflinger Kalke zur Ablagerung gelangten. Betrachten wir diese neue Situation in ihrem zeitlichen und räumlichen Werdegang (siehe auch Abb.4), so stellen wir fest, daß im unteren Ladin drei Hauptfaziesbereiche nebeneinander auftreten: eine Vorriff-, Riff- und Lagunenfazies (Wettersteinkalk), eine tonig-mergelige Beckenfazies (Partnach-Schichten) und eine karbonatische Beckenfazies (Reifflinger Kalke). Letztere setzt örtlich schon im Pelson ein

Die Partnach-Schichten verkörpern zunächst die dem Riff am entferntest gelegene Beckenfüllung; ob sie auch den becken tiefsten Teil bildeten, ließ sich bisher nicht nachweisen. Die Reifflinger Kalke, die im Becken eine Zeit lang dem Riff unmittelbar vorgelagert sind, ließen sich bathymetrisch besser einstufen. Aufgrund des z.T. massenhaften Auftretens psychrosphärischer Ostracoden (besonders in tieferen Teilen der Profile) ist eine Wassertiefe um 500 m anzunehmen. Trotzdem wurden beide Beckensedimente in riffnahen Becken ("interreef basins") abgelagert.

Diese Konstellation führt uns zu folgenden Überlegungen, vorerst im wesentlichen nur den Tiroler Raum ("Nordtiroler Fazies") betreffend. Im tieferen Anis setzte Karbonatsedimentation auf der ganzen Linie ein. Man könnte diese mit J. MELLO (1974: 148) als Fazies des Anfangsstadiums der Karbonatsedimentation bezeichnen. Nur hat MELLO im slowakischen Karst die Bezeichnung Gutensteiner Kalk und -Dolomit gewählt, obwohl er laut Mikrofazies Flachwassersedimente meint. Unserer Meinung nach ist es am besten, von basalen Seichtwassersedimenten, abgelagert auf einer Plattform, zu sprechen. Anschließend erfolgte eine Herausgestaltung von mindestens drei Teilbeckenbereichen, die wohl auf synsedimentäre Bruchtektonik zurückgeht. Gleichzeitig mit typischen Beckensedimenten der Reifflinger Fazies hielt in den verbliebenen Hochzonen die Flachwassersedimentation an, zunächst noch ohne Anzeichen eines Riffwachstums. Der nächste Schritt der Entwicklung kündigt sich durch das Einsetzen einer tonig-mergeligen Sedimentation in den zentralen Beckenbereichen an, die ab nun der kalkigen Beckenfazies parallel läuft, während auf den Hochzonen schon bald danach die ersten Ansätze einer Riffbildung folgten. Das im folgenden rasch zunehmende Riffwachstum dehnte sich von den Hochzonen ausgehend in Richtung Becken aus, einen Riffschuttmantel vor sich herschiebend bzw. unter sich begrabend. An sich handelt es sich bei dem "Riffschuttmantel" um ein starkes Verzahnen der Reifflinger Bankkalkfazies mit dem Riffschutt, d.h. in diesem Teilbecken stellten sich nach den Schüttungen vom Riff immer wieder Filamentkalke ein, denen jede Spur eines Riffdetritus-Gehaltes fehlt.

Aber nicht nur das Riff überwächst die kalkige Beckenfazies, die Rifflagune wächst z.T. noch schneller, sodaß sie das Riff

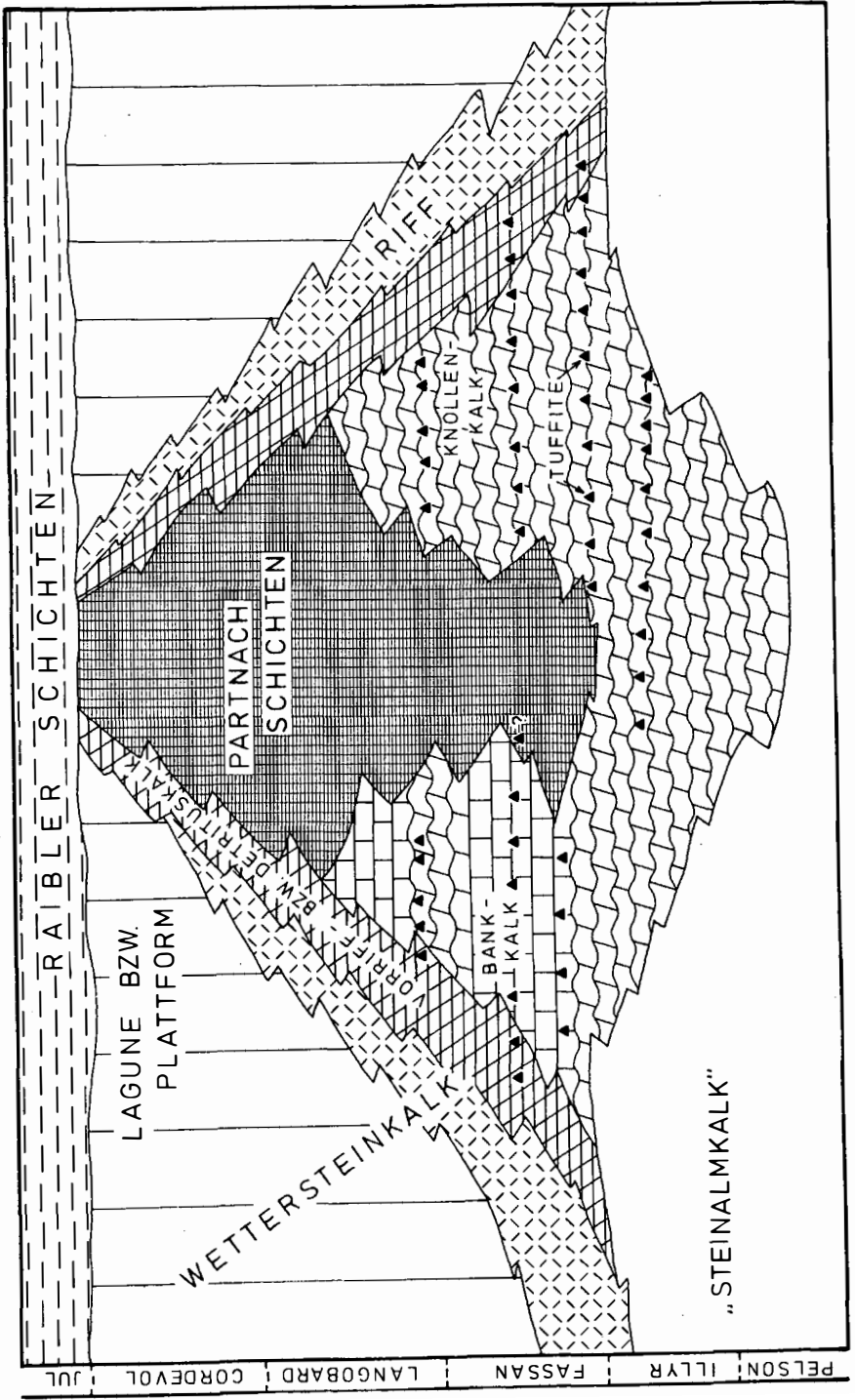


Abb.4

überholt bzw. unter sich begräbt. Diese Situation tritt etwa in dem Bereich auf, wo die Riffazies auf die im zentralen Teilbecken liegenden Partnach-Schichten stößt. Es gibt nur sehr wenige Stellen, wo das zentrale Riff (Riffkern) bis an die Basis der Raibler Schichten (Jul) heranreicht. In den meisten Fällen tritt im hohen Cordevol nur noch die Lagunenfazies mit den Partnach-Schichten in Kontakt. Die Partnach-Schichten bestehen fast ausschließlich aus Sedimenten einer ruhigen Beckenfazies, wie Knollenkalken, Kieselknollenkalken und Bankkalken, meist als Filamentkalk bzw. Radiolarienlutit. Es gibt zwei Gründe, warum die Partnach-Schichten kaum echte Riffschuttlagen bzw. allodapische Kalke aufweisen. Der eine Grund ist in der zentralen Beckenposition zu suchen, der andere ist damit zu erklären, daß zur Zeit der Überlagerung des Riffkomplexes über die Partnach-Schichten ein echtes Zentralriff nur mehr in Ausläufern auftritt.

Es handelt sich bei den mitteltriadischen Riffen der Nordtiroler Fazies um regressive Riffe, d.h. beckenwärts wandernde Riffe, wie sie z.B. NEWELL et al. 1953 aus dem Perm der Guadeloupe Mountains beschrieben hat. Diese Riffe lassen nicht nur eine eindampfende Lagune hinter sich, sie werden vielmehr selbst schlußendlich von der sich ausdehnenden Lagune "erstickt".

Anfangs war also anscheinend die "Aufbaukapazität" der Riffbildner größer als die Absenkungsgeschwindigkeit, es erfolgte eine starke Schuttlieferung in das Becken und ein Vorwachsen in Richtung des Beckens. Da dies von allen Seiten her geschieht, wurde die Beckenfazies immer mehr eingeengt, die Frischwasserzufuhr immer geringer. Eine wahrscheinlich vorhandene Meeresspiegelabsenkung zur Zeit des hohen und höchsten Cordevols tat ein übriges (siehe u.a. die Arbeit von EPTING 1974 sowie von BECHSTÄDT 1974, 1975). Nur an den Enden des ausgedehnten Riffareals, wo eine bessere Frischwasserzufuhr gewährleistet war, konnten sich Riffkerne bis an die Basis der Raibler Schichten halten (z.B. am westlichen Ende des "Wetterstein-Archipels" an der Heiterwand).

Zu dieser Zeit stehen sich also nur mehr zwei Hauptfaziestypen gegenüber: Plattformsedimente (mit zahlreichen Trockenlegungen) über dem ehemaligen Lagunenbereich sowie zumeist mergelige Beckensedimente der hangenden Partnach-Schichten.

Als einer der ersten gab SCHNEIDER (1964: Fig. 9) ein Modell der über die Beckenfazies hinauswachsenden Riffe; allerdings nach "lithologischen Gesichtspunkten, ohne Analyse von Fauna und Flora" (OTT 1967). Schon SCHNEIDER wies darauf hin, daß die Riffkerne im höheren Anteil des Wettersteinkalkes zurücktreten. Er kennt jedoch, wie die früheren Autoren, nur eine ladinische Beckenfazies, die der Partnach-Schichten. Die Knollenkalke (Reiflinger Schichten) enden seiner Darstellung nach kurz vor dem Beginn des Riffwachstums. Auch bezeichnet er, ähnlich MILLER (1971) die Reiflinger Bankkalke an der Basis des Wettersteinkalkes (nicht durch Partnachmergel unterlagert!) als Partnachkalke. Darüber hinaus ist die oft zitierte Darstellung etwas verwirrend, da an der Obergrenze des Schaubildes anscheinend

ein Profil gegeben wird (Wassertiefen), während seitlich Zeit- und Mächtigkeitsangaben aufscheinen. Danach müßten die Partnach-Schichten schon im höheren Ladin (alter Fassung), also im mittleren Cordevol enden; auch gelten die Mächtigkeitsangaben, wenn überhaupt, nur für den Westtersteinkalk.

Diese etwas unglückliche Darstellungsweise vermeidet OTT (1967: Abb. 8), der wiederum das Vorwachsen des Riffes sehr deutlich zeigt. Bei ihm sind nur Mächtigkeitsangaben und keine Zeittabelle enthalten sowie in zwei getrennten Darstellungen die bathymetrischen Verhältnisse im Unterladin und am Ende des Ladins (alter Fassung). Allerdings kennt auch OTT (1967: 7) nur "den Wettersteinkalk als Riffbildung und die Partnach-Schichten als gleich alte Beckenfazies". Die Reiflinger Bankkalke an der Basis des Riffes wie auch die Partnachkalke innerhalb der Partnach-Schichten werden als "Übergangskalk" bezeichnet. OTT weist aber auf die hier liegenden Probleme hin, wenn er eine Arbeit von ERHARDT zitiert, der schon 1931: 14 schrieb, daß "sich diese Wettersteinkalke von manchen Spielarten des Muschelkalkes schwer oder gar nicht unterscheiden lassen" (weil es sich eben noch um Reiflinger Fazies mit Zwischenlagen feiner Detritusschüttungen handelt).

Das Vorgreifen der Riffe bzw. des gesamten Riffkomplexes über die Beckensedimente verursachte also eine starke Einengung der Teilbecken, was schließlich zu sehr schmalen, kanalartigen Beckenarealen führte. Die Kanäle, die E. v. MOJSISOVICS 1903 im Auge hatte (damals bezogen auf die Hallstätterbecken, die eingeengt zwischen den obertriadischen Riffen lagen) entstanden also dadurch, daß die Teilbecken beidseitig von rifftragenden Hochzonen flankiert wurden und die Becken durch das Vorwachsen der Riffe auf schmale "Wasserstraßen" eingeengt wurden. A. TOLLMANN (1974: 188) war unseres Wissens der erste, der von Kanälen zwischen den mitteltriadischen Riffen sprach und damit die Kanaltheorie von MOJSISOVICS 1903 auf die Mitteltrias übertrug. In der Nordtiroler Fazies haben wir nach TOLLMANN (1974: 188) einen dreimaligen Wechsel von Riffkomplex und kanalförmiger Beckenentwicklung.

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen kann man mindestens drei Beckenbereiche unterscheiden. Am frühesten von allen hat sich das "Gutensteiner Becken" gebildet mit der markanten Beckenfüllung im Gebiet von Großreifling. Das dürfte wohl damit zusammenhängen, daß generell im E (sowohl in den Nord- wie auch in den Südalpen) die marine Entwicklung früher einsetzte, was sich im N im Skyth, im S schon früher abzeichnet. Das Becken von Garmisch bildete sich schon im Pelson und ist somit zur gleichen Zeit entstanden wie das Hallstätter Becken, das zunächst Schreyeralm-Kalke aufnahm. In den kondensierten Schreyeralm-Kalken fanden sich pelsonische, illyrische und fassanische Faunenelemente. Den Schreyeralm-Kalken folgen graugelbe Kalke des Langobards etc., während das Garmischer Becken zunächst kieselfreie Knollenkalke vom Reiflinger Typus aufnahm, gefolgt von Bankkalke im Illyr und Partnach-Schichten im Fassan.

Das Übergreifen der Riffe, anfangs auf diese kalkige, später auch auf die mergelige Beckenfazies, kann nun nicht nur bei den Wetterstein-Riffen beobachtet werden. Interessanterweise entspricht dieser Vorgang weitgehend dem in der Obertrias des Salzkammergutes von anderer Seite erarbeiteten Modell (ZANKL 1967, 1971; SCHLAGER, 1968; KRISTYN & SCHÖLLNERBERGER 1972). Im Norden treten dort drei Faziesbereiche auf: Dachsteinriff- und -lagunen-kalk, kalkige Beckensedimente der Hallstätter Rotfazies, mergelige Beckenablagerungen der Hallstätter Graufazies. Im Rhät sind nur mehr zwei Faziesausbildungen zu beobachten: Dachstein-kalk und mergelige Zlambachschichten. Die Analogien gehen sogar noch weiter: beide Male sind in hangenden Bereichen der Lagunen-fazies in zyklischer Abfolge Trockenlegungen zu beobachten, die sich in ihrer ganzen Charakteristik weitgehend entsprechen (Lofer Zykloteme und "Sonderfazies", siehe A.G. FISCHER 1964 und BECHSTÄDT 1973, 1975).

## 11. Conclusion

Profile des Übergangsbereiches "Alpiner Muschelkalk" zu Wettersteinkalk werden beschrieben. Das hangende Formationsglied des "Alpinen Muschelkalkes", der Reifflinger Kalk, liegt hier in zwei Ausbildungen vor - als Reifflinger Knollenkalk und Reifflinger Bankkalk. Beide können sich gegenseitig vertreten. Es handelt sich um radiolarien- und filamentreiche Lutite bis Sparite; Flachstwasseranzeiger fehlen völlig.

Die Reifflinger Bankkalke fallen durch zahlreiche Hohlraumgefüge (vielfach Stromatactis) auf, die auf Durchwühlung, aber auch Entwässerung zurückgeführt werden.

Die Reifflinger Knollenkalke sind wegen ihrer Hornsteinkauern bemerkenswert. Deren Entstehung wird mit dem gleichzeitigen, Tuffe und Tuffite liefernden Vulkanismus in Zusammenhang gebracht. Die Kieselsäure wurde auf biogenem Wege (Radiolarien) aufgenommen und später umverteilt. Die Knolligkeit dieser Gesteine beruht auf Drucklösung und Flaserung, bedingt durch Sedimentinhomogenitäten. Ein Beispiel für Subsolution wird beschrieben.

Die Reifflinger Kalke gehen zum Hangenden hin allmählich in Wetterstein-Vorriffkalk über, anfangs feinklastische, später gröbere Lagen, die die typischen Bewohner der Wettersteinriffe enthalten. Trotz dem sind immer wieder lutitische Lagen mit Filamenten zwischengeschaltet.

Die Liegendgrenze wird durch plötzliches Einsetzen von zahlreichen Echinodermenbruchstücken markiert; der Flachwassercharakter des unterlagernden "Steinalmkalkes" wird noch in den hangendsten Lagen durch Onkoide und Dasycladaceen angezeigt.

Aus einer Betrachtung der Megafauna, insbesondere aber aus der intensiven mikropaläontologischen Bearbeitung des Reifflinger Kalkes geht sein im wesentlichen ladinisches Alter eindeutig hervor. Es ist somit gleich alt wie beträchtliche Teile von sowohl Wettersteinkalk als auch Partnach-Schichten. Daraus ergibt

sich, daß im Ladin drei Faziesräume auftreten: die Riffazies des Wettersteinkalkes, die karbonatische Beckenfazies der Reifflinger Kalke und die mergelige Beckenfazies der Partnach-Schichten.

In der Folge wachsen die Wetterstein-Riffe in Richtung Becken, sodaß sie nacheinander die kalkige Beckenfazies der Reifflinger Kalke sowie Teile der mergeligen Beckenentwicklung der Partnach-Schichten überdecken. Die Partnach-Schichten werden demzufolge auf schmale "Wasserstraßen" eingeengt. Zu dieser Zeit war, wohl infolge der zunehmenden Abschnürung, das Wachstum der Zentralriffe zumeist schon im Absterben begriffen, sodaß sich im höchsten Cordevol im wesentlichen nur mehr zwei Faziesbereiche - die Lagunenfazies des Wettersteinkalkes und die mergelige Beckenfazies der Partnach-Schichten - gegenüberstehen.

## 12. Danksagung

Der erstgenannte Autor dankt der DFG für im Rahmen des Schwerpunktprogrammes "Geodynamik des mediterranen Raumes" gewährte finanzielle Unterstützung (Projekt Be 641); der zweitgenannte Autor ist dem Österreichischen Forschungsfonds für seine Unterstützung zu Dank verpflichtet.

Für die Bereitstellung eines Druckkostenzuschusses sei der Tiroler Landesregierung gedankt.



## Literatur

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb. K.K. Geol. Reichsanst. 48, Wien.
- ARTHABER, G. (1906): Die alpine Trias des Mediterrangebietes. In FRECH, F. - Lethaea geognostica II, Mesozoicum, 223-472, Stuttgart.
- ASSERETO, R. (1971): Die binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. - Öster. Akad. Wiss. Abt. I, 179, 25-53, Wien.
- BAUER, F. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. - Festschrift Heiße; Veröff. Univ. Innsbruck 86, 1-23.
- BECHSTÄDT, T. (1973): Zykloteme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - Festschrift Heiße, Veröff. Univ. Innsbruck 86, 25-55.
- BECHSTÄDT, T. (1974): Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calcit Faziesindikatoren? - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, H. 11, 643-663, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., im Druck.
- BECHSTÄDT, T. & R. BRANDNER (1971): Das Anis zwischen St. Vigil und Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 9-103, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Fossilagerstätten im mittel-triadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 45-55, Wien.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen) - Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente. - Beitr. geol. Kt. Schweiz, N.F. 118, 134 p., Bern
- BRANDNER, R. (1972): "Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 143-162, Innsbruck.
- CICHA, I., SENES, J. & J. TEJKAL (1967): Chronostratigraphie und Neostratotypen 1, M<sub>3</sub> (Karpatrien). - Bratislava.
- CORRENS, C.W. (1950)β Zur Geochemie der Diagenese: I. Das Verhalten von CaCO<sub>3</sub> und SiO<sub>2</sub>. - Geochim. Cosmochim. Acta 1, 49-54.
- DIENER, C. (1915): *Cephalopoda triadica*, Foss. Cat. I pars 8, Berlin.
- DIENER, C. (1920): *Brachiopoda triadica*, Foss. Cat. I pars 10, Berlin.
- DIENER, C. (1923): *Lamellibranchiata triadica*, Foss. Cat. I pars 19, Berlin.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In: W.E. HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks, AAPG Mem. 1, 108-121.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - Sediment-Petrologie, Teil III, 378 p.,

Schweizerbart, Stuttgart.

- EPTING, M. (1974): Ablagerung, Diagenese und Paläogeographie der mitteltriadischen Sedimente in der Ostlombardei/Italien. - Unveröffentl. Diss. Univ. Münster.
- ERHARDT, W. (1931): Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. - Wiss. Veröff. Dtsch. Oest. Alpenver. 11, 52 p., Innsbruck.
- FEUERBACH, M. (1971): Sedimentologische Untersuchungen an unter-skythischen Sedimenten des Weißhornes (Radein, Südtirol). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer cyclothemes of the Alpine Triassic. - In: Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull. 169, 107-149.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 957-988, Innsbruck.
- FLÜGEL, H. & M. KIRCHMAYER (1963): Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. - Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark 9, 106-136, Graz.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Unveröffentl. Diss. TU München, 133 p., München.
- GÜMBEL, W. (1859): Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit außeralpinischen Flöttschichten. - Verh. Ges. Naturforsch. u. Ärzte 54 (1858), 80-88, Karlsruhe.
- GÜMBEL, G. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, 950 S., Gotha (Perthes).
- GRÜNDEL, J. & H. J. RÖSLER (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. - Geologie, Jg. 12 (9), 1009-1038.
- GRUNAU, H. R. (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentralalpen. - Internat. sediment. petrogr. Ser. 4, 179 p., Brill, Leiden.
- HECKEL, P. H. (1972): Possible inorganic origin for Stromatactis in calcilutite mounds in the Tully limestone, Devonian of New York. - J. Sediment. Petrol. 42 (1), 7-18.
- HIRSCH, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Mitt. Ges. Geol. Inst. d. ETH u. Univ. Zürich, N. F. Nr. 80, Zürich.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 163-179.
- HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 119, 22-82.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). Verh. Geol. B. A., 44-92, Wien.

- ILLIES, H. (1949): Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. - Z. d. G. G. 101, 95-98.
- KAHLER, F. & S. PREY (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. - Geol. B. A., Wien.
- KENDALL, A. C. & M. E. TUCKER (1973): Radial fibrous Calcite: a replacement after acicular Carbonate. - Sedimentology 20, 365-389.
- KLEBELSBERG, R. (1920): Triasammoniten aus dem südlichen Karwendelgebirge. - Verh. Geol. Staatsanst. Wien.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian and Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). - Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 118, 149 p., Zürich.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2/11, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973a): Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/3, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973b): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/8, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971a): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 1/4, 1-19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971b): Holothuriensklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias vom Koeveskal (Balaton-Hochland, Ungarn). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 1/10, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck 21, 777-810
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/9, 23 S., Innsbruck.
- KRAUSKOPF, K. B. (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environments. - In: A. H. IRELAND (Ed.), Silica in sediments, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 7, 4-19.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östl. Lechtaler Alpen, Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 117-127.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1973): Einige neue mesozoische Holothuriensklerite. - Mitt. Geol. Ges. Wien 65, 1972.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodontenstratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - Verh. Geol. B. A., 113-153, Wien.
- KRYSTYN, L. & W. SCHÖLLNERBERGER (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. - In: H. W. FLÜGEL (Red.), Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontolog. Ges. in Graz, 6.-16. Sept. 1972, herausgegeben von der Abt. f. Paläont. u. Hist. Geol. d. Univ. Graz u. d. Abt. f. Geol., Paläont. u. Bergbau am Landesmus. Joanneum in Graz, 61-106, Graz.

- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpenen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). - Diss. TU Berlin, 202 p.
- KUBANEK, F. & A. WILLGALLIS (1970): Beobachtungen zur Dolomitdiagenese im Alpenen Muschelkalk. - Verh. Geol. B. A. 1970 (4), 644-647.
- KÜHN, O. (1962): Autriche. - Lexique stratigraphique International, vol. 1, fasc. 8, 646 S., Paris.
- LEUCHS, K. (1974): Anisisch-ladinische Grenze und ladinische Hallstätterfazies in den Nordalpen. - Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 156, Wien.
- MELLO, J. (1974): Facial Development and Facies Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpatians, Southern Part of Gemerids). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 147-155.
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Miemingergebirges (Tirol). - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 118 p.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. - Verh. Geol. B. A. 1965 (1-2), 187-212.
- MILLER, H. (1971): Die Fazies des Partnachkalkes und seiner Äquivalente an der Basis des Wettersteinkalkes (Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 11, 267-277, München.
- MOJSISOVICS, E. (1903): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. - In: C. DIENER, Bau und Bild Österreichs, 383-391, Wien.
- MOJSISOVICS, E., WAGEN W. & C. DIENER (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sitz. Österr. Akad. Wiss. 104, 1271-1302, Wien.
- MOSHER, C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their Correlation. - J. Paleont. 42, 895-946, Tulsa (Oklahoma).
- MOSTLER, H. (1968): Holothuriensklerite aus oberanisischen Hallstätter Kalken. - Veröff. Univ. Innsbruck 2, Alpenkundliche Studien, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972a): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972b): Ein Beitrag zur Genese mitteltriadischer Crinoidenkalken im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2/5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (1974): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil II: Holothuriensklerite der Ali-Bashi-Formation und Elikah-Formation von Julfa (NW-Iran). - Geol. Paläont. Mitt. 4/3, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B. SCHEURING (1974): Mikroflora aus dem Lango- bard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 4/4, Innsbruck.
- NEWELL, N. D., et al. (1953): The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. - Freeman & Co., San Francisco.

- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. - Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh. N. F. 131, 96 S., München.
- OTT, E. (1972): Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21,1, 251-276, Innsbruck.
- PIA, J. (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steinerne Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. - Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 133, 35-49, Wien.
- PICHLER, A. (1866): Beiträge zur Geologie Tirols. - Jb. Geol. Reichsanst. Wien.
- PICHLER, A. (1890): Zur Geologie Tirols. - Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien.
- RICHTHOFEN, F. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - Jb. K.K. Geol. Reichsanst. 10, Wien
- RIEBER, H. (1974): Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 167-176.
- ROSENBERG, G. (1959): Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. - Jb. Geol. B. A. 102, 477-479, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karwendelgebirge. - Z. d. deutsch. u. Österr. Alpenvereins, München.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B. A. 1965 (1-2), 119-162.
- SARNTHEIN, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. I. Fortsetzung. - Ber. Naturwiss. Med. Ver. Innsbruck 54, 33-59, Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. - Geol. Rdsch. 56, 116-127, Stuttgart.
- SCHLAGER, W. (1968): Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh. Geol. Be. A. 1967, 50-70.
- SCHNEIDER, H. J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. - Dev. Sedimentology 2, Sedimentology and ore genesis, 29-45, Amsterdam/London/New York (Elsevier).
- SPECKMANN, P. (1968): Holothuriensklerite aus der Mitteltrias der Ostalpen. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol. 8, 197-218, München.
- STEFANOV, S. A. (1970): Einige Holothuriensklerite aus der Trias in Bulgarien. - spisanije blgarsk, geol. drush 31, 41-50, Sofia.
- SUMMESBERGER, H. & L. WAGNER (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich, Mitteltrias). - Annal. naturhist. Mus. Wien 75, 343-356, Wien.

- SUMMESBERGER, H. & L. WAGNER (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). - Ehrenberg-Festschrift, Wien.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & D. W. C. BOYD (1965): Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. - Contr. Geol. 4, 1, 1-13, Laramie
- TOLLMANN, A. (1974): Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 183-193.
- ULRICH, R. (1960): Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel und Achensee. - Geologica Bavarica 41, 39-155, München.
- URLICHS, M. (1974): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten, Italien). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, Wien.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - Geologica Bavarica 17, 56-88, München.
- WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvorlpen im Raume zwischen Enns und Wiener Becken. - Unveröff. Diss. Phil Fak. Univ. Wien, 202 S., Wien.
- WENK, E. (1949): Die Assoziation von Radiolarienhornstein mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. - Experientia, vol. V/6, 226-232, Basel.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch. 56, 1, 128-139
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - In: G. MÜLLER (Ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, 147-185.
- ZAPFE, H. (1974): Trias in Österreich. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 245-251, Wien.
- ZAWIDZKA, H. (1971): Triassic Holothurian Sclerites from Tatra Mountains. - Acta palaeont. polon. 16, 429-450, Warszawa.

## Fototafeln

### Tafel 1

Abb. 1. Riffnaher Schutt mit zahlreichen Riffbildnern, auffallend bes. gegliederter Kalkschwamm mit reicher resikularer Füllung im mittleren Bildteil. Daß es sich um Riffschutt handelt, wird insbesondere durch die Überlagerung mit Filamentkalken belegt, andererseits dürfte der Transportweg nicht allzu groß gewesen sein. Schliff M 120, Martinswand.

Abb. 2. Kieselknauern in einer bräunlichen Tuffitlage mit zahlreichen Kieselspiculae (kleine, kreisförmige, helle Querschnitte). Die Kieselknauern zeigen noch deutliche Reste des ehemaligen Kalksedimentes mit Radiolarien. Eine Aufarbeitung der Kieselknollen und Einbettung in der Tufflage ist wahrscheinlich. Schliff M 29, Martinswand.

Abb. 3. ? nodule, auffallend wegen des Hohlraumes zu Liegendesediment, während zum Sediment des Hangenden ein allmählicher Übergang stattfindet. Die Matrix führt Filament und zahlreiche Radiolarien. Schliff M31, Martinswand.

Abb. 4. Subsolutionsfläche, kenntlich an den hier deutlich gekappten Fossilresten des Liegenden. Lateral geht diese Grenzfläche in eine Drucklösungsbahn über. Beachte auch die Sedimentunterschiede; das Hangendsediment führt wesentlich mehr Filamente und Radiolarien. Schliff S 26, Silz.

### Tafel 2

Abb. 5. Unregelmäßige Verkieselung, deutlich sind auch in den stärker verkieselten Bereichen Reste des ehemaligen Sediments erkennbar. Im Liegenden geht das Sediment in einen Knollen-Flaserkalk über. Am rechten unteren Bildrand befindet sich ein kleiner Stromatactis-Hohlraum. Schliff M 38, Martinswand.

Abb. 6. Fein aufgearbeitetes Riffschuttmaterial, zusammen mit Filamenten, die öfters "umbrella"-Strukturen bilden. Schliff S 15, Silz.

Abb. 7. Lutitisches Sediment mit beginnender Verkieselung im Liegenden wird von Tuffit und schließlich Kristalltuff (mit Biotiten, Feldspäten, Quarz) überlagert. Schliff M 13, Martinswand.

Abb. 8. Feinklastischer Bereich (Übergang Reiflinger Kalk zu Wetterstein-Vorriffkalk). Die verschieden dichte Packung dürfte eine Folge von Durchwühlungen sein. Beachte besonders das Wühlgefüge im oberen Bildteil. Schliff S 17, Silz.

### Tafel 3

Abb. 9. Knollenkalk; die aus lutitischer Grundmasse mit Filamenten und Radiolarien bestehenden Knollen schwimmen in einer dolosparitischen Matrix. Diese ist durch Sprossung von Dolomitkriställchen in Druckflaserungszonen entstanden. Schliff M 47, Martinswand.

Abb. 10. Scharf begrenzte Kieselknolle (mit Resten des ehemaligen kalkigen Sediments) in lutitischer Matrix mit Filamenten. Schliff M 32, Martinswand.

Abb. 11. Knolle mit kieseligen Säumen an der Grenze zur lutitischen Matrix. Diese Säume ähneln auf den ersten Blick stark Umkrustungen durch Blau-Grün-Algen. Schliff M 14, Martinswand.

Abb. 12. Klastlutit mit zahlreichen Echinodermenbruchstücken, die z.T. als Kern onkoidischer Umkrustung dienen. Schliff S 61, Silz.



Tafel I



Abb. 2

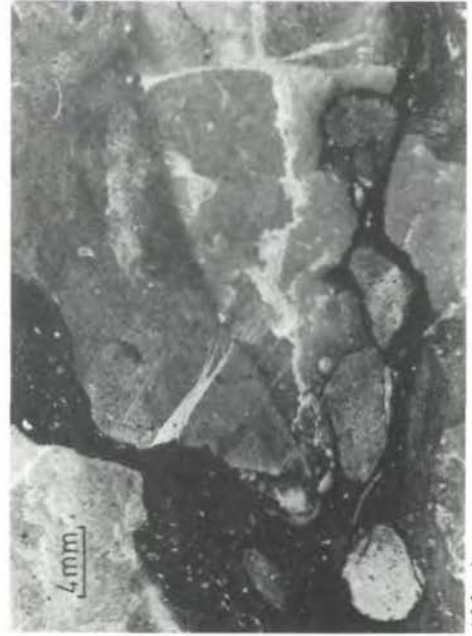


Abb. 4



Abb. 1



Abb. 3

Tafel II

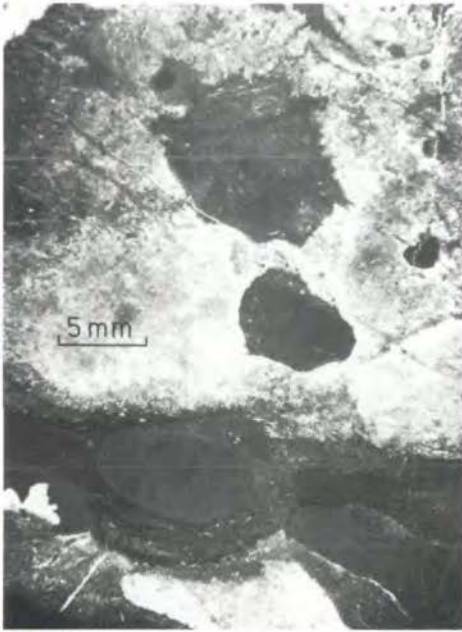


Abb. 5



Abb. 6

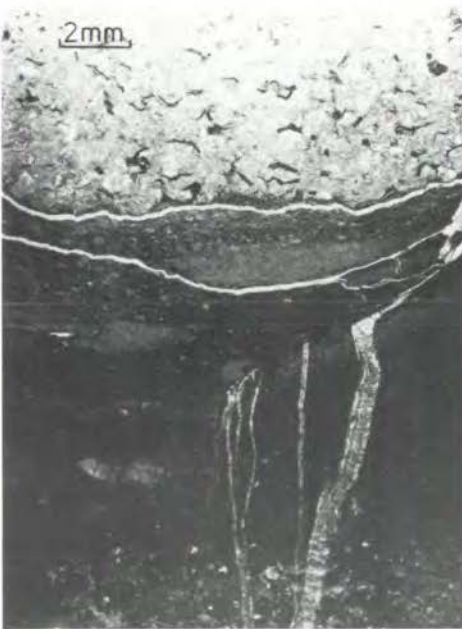


Abb. 7

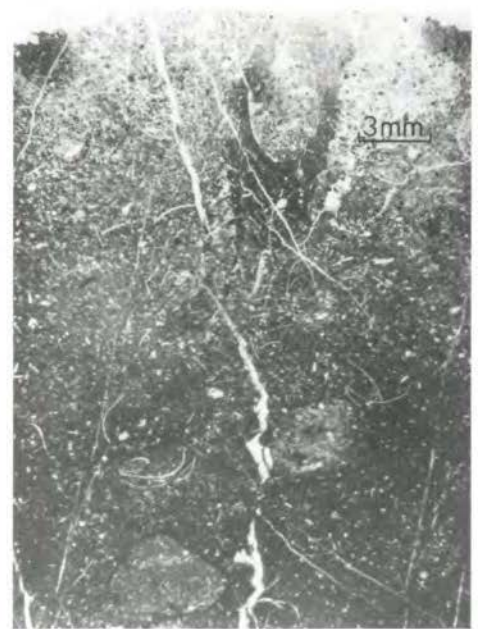


Abb. 8

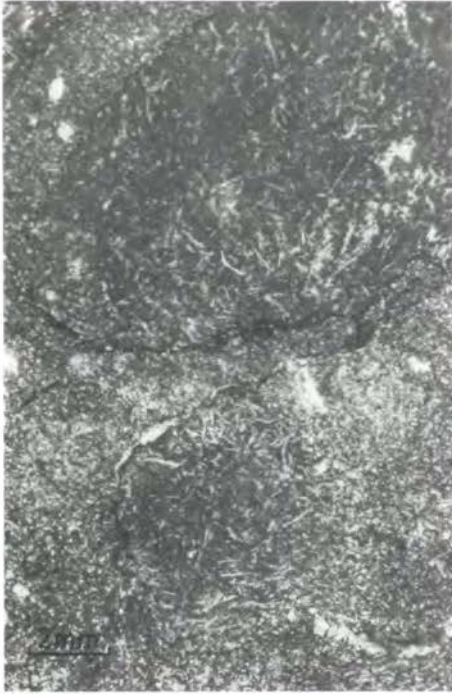


Abb. 9

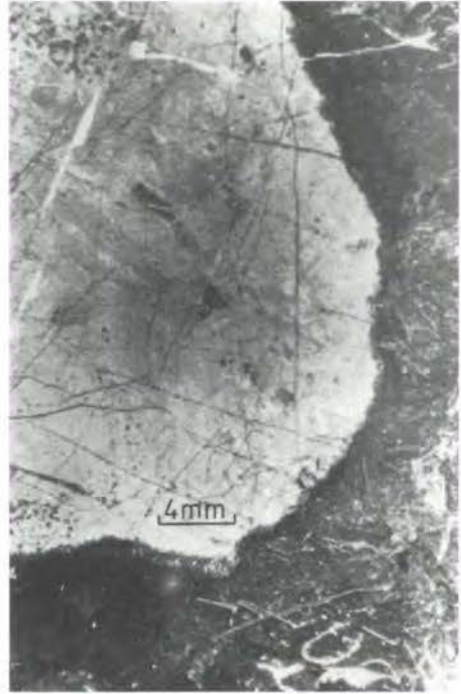


Abb. 10

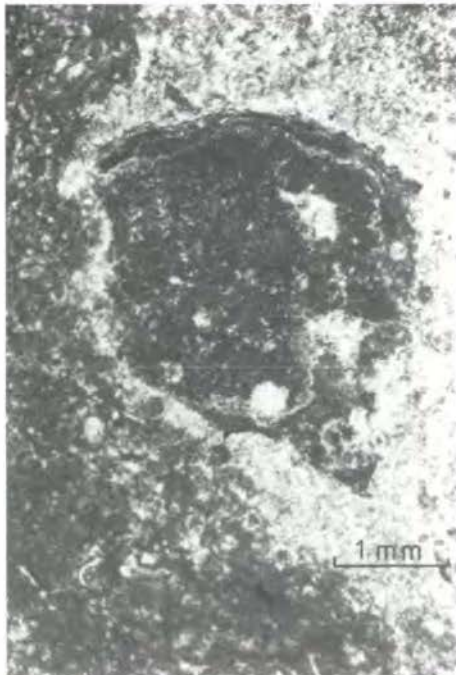


Abb. 11



Abb. 12







ORGANISMENVERTEILUNG IM PROFIL MARTINSWAND

x = Vorkommen in der jeweiligen Probe  
T = Tuff oder Tuffit

Proben-Nr. M	Schliffbereich		Lösungsfraktion	
	Blau-Grün-Algen	Onkoide	Radiolarien	Foraminiferen
124	x			
122	x			
121	x			
120	x			
119	x			
118	x			
117	x			
116	x			
114	x			
113	x			
112	x			
111	x			
110	x			
109	x			
108	x			
106	x			
105	x			
104	x			
103	x			
23	x			
102	x			
101	x			
122	x			
21	x			
20	x			
19	x			
18	x			
17	x			
16	x			
15	x			
2	x			
3	x			
4	x			
5	x			
6	x			
7	x			
8	x			
9	x			
10	x			
11	x			
12	T			
13	T			
14	T			
25	T			
26	T			
27	T			
28	T			
30	T			
31	T			
32	T			
33	T			
34	T			
35	T			
37	T			
38	T			
39	T			
40	T			
41	T			
42	T			
43	T			
44	T			
46	T			
47	T			
48	T			
49	T			

LANGO BARD

F A S S A N

I L L Y R (trimodosus-Zone)

Wetterstein-Vorriffkalk

Reifl. Bankkalk

Reiflinger Knollenkalk

"Steinalmkalk"

Tabelle 3







## Beiträge zur Paläoökologie der Triasconodonten

von H. Kozur<sup>†)</sup>

### Zusammenfassung

Salinitätsgehalt, Tiefe, Temperatur, aber auch der Energieindex und der Sauerstoffgehalt des Wassers spielen neben dem Substrat eine große Rolle für das Auftreten der triassischen Conodonten. Conodonten fehlen in extrem flachem Wasser, z.B. intertidalen Kalken, sie sind sehr selten in Dasycladaceen-reichen Kalken, fehlen in Riffkalken und anderen Hartbodensedimenten. Sehr viele Conodonten wurden in kalkigen euhalinen marinen Weichbodensedimenten mit Ausnahme von psychrosphärischen Tiefwassersedimenten gefunden. Die meisten triassischen Conodonten sind stenohalin, einige Arten euryhalin. Eine Reihe davon ist stenotherm wie z.B. *Gladigondolella*, andere wiederum eurytherm wie z.B. die vielen *Gondolella*-Arten. In Flachwassersedimenten mit starker Turbulenz (hoher Wellenenergie) gibt es nur robuste Conodonten.

Die Conodonten leben in Wasser mit einem relativ geringen Sauerstoffgehalt, aber sie benötigen stets einen höheren Sauerstoffgehalt als die Colecodonten. Es konnten nie mehr als drei bis vier natürliche Conodonten-Vergesellschaftungen (natürliche Arten) in einem Environment bzw. an einem Platz gefunden werden. In einem Environment, das nicht besonders geeignet für Conodonten ist, sind es höchstens ein bis zwei natürliche Conodontenarten. Dieses Untersuchungsergebnis ist von enormer Bedeutung für die Multielementtaxonomie.

Die paläoökologischen Untersuchungen der triassischen Conodonten zeigen folgendes auf:

- 1) Die Conodonten-führenden Organismen waren nicht planktonisch oder pseudoplanktonisch,

---

<sup>†)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl. Geol. Dr. Heinz Kozur,  
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

- 2) sie waren Bodenbewohner, zumindest für einen gewissen Zeitabschnitt ihres Lebens,
- 3) sie hatten die Fähigkeit, zu schwimmen.

Diesem Verhalten nach waren die Conodonten-führenden Tiere den primitiven Chordaten (Acrania, Agnatha) sehr ähnlich.

### Summary

The occurrence and frequency of the triassic conodonts as well as the generic composition of the triassic conodont faunas are controlled by the salinity, water depth, water temperature and to a lesser degree by the level of energy, substratum and oxygen content of the water. No conodonts occur in extremely shallow water deposits (e.g. intratidal limestones), they are very rare or absent in limestones rich in dasycladacean algae as well as in reef limestones and other hard bottom sediments. Many conodonts are found in limy euhaline marine soft bottom sediments, except of psychrospheric deep water sediments.

The most triassic conodonts are stenohaline marine; some species are euryhaline marine.

Some triassic conodonts are stenotherme (e.g. *Gladigondolella*), others eurytherme (e.g. many species of *Gondolella*).

In shallow water sediments influenced by high wave energies only robust conodonts occur.

Conodonts could live also in water with relatively small oxygen content, but they need a higher oxygen content than the Eunicida (scolecodonts). No more than 3-4 natural conodont-assemblages (natural species) occur in one environment at one place. In environments not so favourable for conodonts mostly only 1-2 natural conodont species occur in one place. This is of great importance for the multielement taxonomy.

The paleoecology of the triassic conodonts demonstrates that

- 1) the conodont-bearing animal was not planktonic or pseudo-planktonic,

- 2) the conodont-bearing animals were bottom dwellers, at least in parts of their life-cycle,

- 3) the conodont-bearing animal was able to swim.

In this behaviour the conodont-bearing animals were very similar to primitive Chordata (Acrania, Agnatha).

In den letzten Jahren ist eine große Anzahl von Arbeiten über die Taxonomie und stratigraphische Bedeutung der Triasconodonten erschienen. Mit der Paläoökologie der Triasconodonten befaßten sich aber nur wenige Arbeiten, obwohl die Kenntnis der Paläoökologie der Triasconodonten für die stratigraphische Auswertung oftmals entscheidend wichtig ist. Erst bei KOZUR (1971a, b, 1973d) und KOZUR & MOSTLER (1971a, 1972b, c) wurden detaillierte Angaben zur Paläoökologie der Triasconodonten veröffentlicht. Die wichtigsten ökologischen Faktoren, welche die Verbreitung der Triasconodonten beeinflussen oder begrenzen, sind Salzgehalt, Wassertemperatur, Wassertiefe und in geringerem Maße Wasserbewegung, Substrat und Sauerstoffgehalt.

### 1. Einfluß des Salzgehaltes auf die Verbreitung der Triasconodonten

Schon lange ist unbestritten, daß die Triasconodonten wie alle Conodonten marine Lebewesen sind. Wie erstmalig bei KOZUR (1971a, b) und KOZUR & MOSTLER (1971a) aufgezeigt wurde, kommen einige Conodonten aber nicht nur in euhalin-marinen Sedimenten, sondern auch in brachyhalin-marinen und hyposalinar-marinen Ablagerungen vor. Deutlich lassen sich hinsichtlich der Salzgehaltsansprüche zwei Gruppen von Conodonten unterscheiden: stenohalin und euryhalin-marine Conodonten. Zu den stenohalin-marinen Conodonten gehört z.B. das *Gladigondolella tethydis*-Multielement. Dieses Multielement findet sich stets nur in euhalin-marinen Sedimenten, niemals dagegen im Brachyhalinikum oder Hyposalinar. Das *Gladigondolella tethydis*-Multielement kommt nicht einmal in überwiegend euhalin-marinen Ablagerungen vor, wenn in diesem Bereich größere Salzgehaltsschwankungen auftreten. Zu den ausgeprägt euryhalinen Conodonten gehören z.B. *Neohindeodella*, *Pseudofurnishius* und ein Teil der *Neospathodus*-Arten. Diese Gattungen kommen nicht nur in euhalin-marinen Sedimenten, sondern auch im Brachyhalinikum und (oder) im Hyposalinar, gelegentlich bis zur beginnenden Gipsabscheidung, vor. Zwischen diesen Extremen gibt es alle Übergänge. Viele *Gondolella*-Arten, die extrem empfindlich gegen selbst geringfügige Übersalzungen sind (nur *G. haslachensis* findet sich gelegentlich auch im Hyposalinar), kommen nicht nur im Euhalinikum, sondern auch im Brachyhalinikum vor; nur wenige *Gondolella*-Arten sind stenohalin (*G. navicula*, *G. polygnathiformis*). Die meisten Arten vertragen geringe Verbrackungen recht gut und sind daher auch in brachyhalin-marinen Ablagerungen recht häufig, wobei sie hier stärkere Verbrackungen vertragen als alle anderen Conodonten, die nicht zum *Gondolella*-Multielement gehören. Andererseits sind aber z.B. alle untertriassischen *Gondolella*-Arten sehr empfindlich gegen geringfügige Übersalzungen und selbst gegen geringe Salzgehaltsschwankungen, sofern es sich dabei um kurzzeitige geringfügige Übersalzungen handelt. Da solche Bedingungen in den ausgedehnten untertriassischen Flachmeeren der europäischen Tethys herrschten, fehlen hier die Gondolellen vollständig, während euryhaline marine Conodonten, wie die *Hadrodontina-Pachycladina*-Gruppe, *Eurygnathodus*, *Platyvillosus*, *Neohindeodella* und einige *Neospathodus*-Arten z.T. häufig auftreten.

Die Reaktion der Triasconodonten auf vergleichsweise geringe Salzgehaltsschwankungen innerhalb des marinen Bereichs ist also recht stark und sollte bei biostratigraphischen Gliederungen niemals unberücksichtigt bleiben. Besonders anschaulich zeigen sich die Auswirkungen vergleichsweise geringerer Salzgehaltsschwankungen, die nicht einmal die Verbreitung der Crinoiden beeinflussen, im Unteren Muschelkalk (Unteranis und Pelson) des Germanischen Beckens. Die Ablagerungen sind hier durchwegs marin, doch treten häufig geringe Salzgehaltsschwankungen auf, die zum überwiegenden Teil in einer geringfügigen Übersalzung bestehen. In der Nähe der Verbindungswege zur euhalin-marinen Trias (im Unteranis am Südrand der Holy Cross Mts. und im Pelson zusätzlich in Oberschlesien) wirkten sich diese Salzgehaltsschwankungen kaum aus. Hier trifft man daher reichlich Gondolellen neben anderen Conodonten an. Weiter westlich, im zentralen und westlichen Germanischen Becken, sind Conodonten ebenfalls sehr häufig (massenhaftes Auftreten von *Neohindeodella*, *Chirodella*, *Cornudina*, zum Teil sind auch *Neospathodus germanicus* bzw. *N. kockeli* und die begleitenden Zahnreihenconodonten häufig). Dagegen fehlen hier die Gondolellen völlig. Nur an der Unteranis/Pelson-Grenze (Oolithbank-Zone) dringen die Gondolellen kurzzeitig mit vereinzelten juvenilen Exemplaren bis in das zentrale Germanische Becken (Thüringen) vor. Zur gleichen Zeit dringen auch andere stenohaline Organismen weit in das Germanische Becken vor. Besonders interessant ist die Tatsache, daß es sich bei den kurzzeitig bis ins zentrale Becken vordringenden Gondolellen stets nur um früheste, fast plattformlose juvenile Stadien handelt. Die gleiche Erscheinung kann man in ähnlichen Situationen ganz generell beobachten. Bei Salinitätsverhältnissen (oder anderen ökologischen Faktoren), die für eine bestimmte Conodontengruppe sehr ungünstig sind, erfolgen aus benachbarten Gebieten mit günstigen faziellen Verhältnissen mehrfach Vorstöße von juvenilen Conodontenträger, nicht aber von adulten Formen. Die juvenilen Conodontenträger müssen daher wesentlich beweglicher gewesen sein als adulte.

## 2. Einfluß der Wassertemperatur auf die Verbreitung der Triasconodonten

In der Trias lassen sich stenotherme und eurytherme Conodonten unterscheiden. Wie KOZUR (1973d) aufzeigte, existierten in der Trias zwei zirkumpolare boreale Großprovinzen, die sich unter anderem durch ihre Conodontenfaunen ganz wesentlich von der (tropischen) tethyalen Großprovinz unterscheiden. Gattungen wie *Gladigondolella* sind streng stenotherm und auf die tethyle Großprovinz beschränkt. Andere, wie *Gondolella* und *Neospathodus*, sind eurytherm bzw. besitzen einige eurytherme Arten. Solche eurythermen Arten und Gattungen kommen sowohl in der tethyalen als auch in den borealen Großprovinzen vor.

## 3. Abhängigkeit der Triasconodonten von der Wassertiefe

Die Abhängigkeit der Häufigkeit und des Auftretens der Triasconodonten von der Wassertiefe ist beträchtlich. KOZUR (1972c) konnte mit Hilfe von Ostracoden und anderen Fossilien eine

detaillierte Wassertiefengliederung in der Trias vornehmen. Die Conodontenverteilung und Häufigkeit zeigt klare Abhängigkeit von den festgestellten Wassertiefen. Es ist schon lange bekannt, daß Conodonten in intertidalen und supratidalen Ablagerungen fehlen (z.B. im Hauptdolomit, sofern nicht einzelne Partien unter größeren Wassertiefen abgelagert wurden). Auch in den unter sehr geringen Wassertiefen entstandenen Dasycladaceen-reichen Kalken und Dolomiten sind Conodonten sehr selten. In Dasycladaceen-armen Kalken, die unter etwas höheren Wassertiefen abgelagert wurden, können Conodonten bereits recht häufig sein. Am häufigsten sind Conodonten in Wassertiefen zwischen 10 und 150 m. In größeren Wassertiefen nimmt die Häufigkeit vieler Arten wieder rasch ab und in psychrosphärischen Ablagerungen (unter 500 m Wassertiefe) gehören Conodonten oftmals schon zu den Seltenheiten. Es gibt allerdings auch Arten, die in psychrosphärischen Ablagerungen besonders häufig sind. Dazu gehört z.B. *Gondolella timorensis*. Die Abhängigkeit der Conodonten von der Wassertiefe gehört zu den interessantesten Erscheinungen, da sie weitreichende Rückschlüsse auf die Lebensweise der Conodontenträger gestattet. Mit der Zielstellung, Angaben über die Lebensweise der Conodontenträger zu erhalten, wurden zahlreiche Proben aus dem Illyr (Oberanin) Ungarns, der ČSSR und Österreichs untersucht. Hier finden sich psychrosphärische Ablagerungen in unmittelbarer Nachbarschaft von epibathyalen (200-500 m Wassertiefe), tiefneritischen (100-200 m Wassertiefe) und flachneritischen (10-100 m Wassertiefe) Ablagerungen. Laterale und vertikale Faziesübergänge sind vorhanden, sodaß Tief- und Flachwassersedimente fließend ineinander übergehen und nicht tektonisch begrenzt sind. Es konnte generell festgestellt werden, daß die Zahl der Conodonten in illyrischen psychrosphärischen Ablagerungen relativ gering ist, selbst wenn es sich nur um regional vergleichsweise kleine Gebiete mit psychrosphärischen Ablagerungen handelt. Gleichaltrige Ablagerungen aus angrenzenden epibathyalen, tief- und flachneritischen Arealen (außer extrem flachen Bildungen) sind reich an Conodonten, mit einem Maximum der Conodontenhäufigkeit im tief- und flachneritischen Bereich. Selbstverständlich kann man die Wassertiefe (abgesehen von der Druckzunahme) nicht als ökologischen Faktor an sich ansprechen. Mit der Erhöhung der Wassertiefe erhöht sich nicht nur der Druck, sondern im offenen Weltmeer nimmt die Temperatur beträchtlich ab (und bleibt ohne jahreszeitliche Schwankungen etwa konstant), das Nahrungsangebot wird allgemein geringer, die Wasserbewegung nimmt ab usw. Daher kann das Fehlen einer Conodontenart in psychrosphärischen Ablagerungen z.B. darauf zurückzuführen sein, daß es sich bei dieser Conodontenart um eine stenotherme Warmwasserform handelt. Da aber auch eurytherme Formen in der Psychrosphäre fehlen können, kann die niedrige Wassertemperatur in vielen Fällen nicht zur Erklärung der starken Abnahme der Arten- und Individuenzahl in psychrosphärischen Ablagerungen herangezogen werden. Vielmehr wirken auf die Conodontenträger in der Psychrosphäre eine Vielzahl von Faktoren ein, die darauf schließen lassen, daß die Conodontenträger zumindest während großer Teile ihres Lebenszyklus benthonisch lebten.

#### 4. Abhängigkeit der Triasconodonten vom Sediment, der Wasserbewegung und dem Sauerstoffgehalt

Die Abhängigkeit der Triasconodonten vom Sediment ist ganz offensichtlich. Einerseits sind Conodonten in ausgeprägten Hartbodensedimenten sehr selten oder fehlen dort völlig. Andererseits zeigen einige Arten eine deutliche Variabilität in Abhängigkeit vom Substrat. So sind z.B. die *Hadrodontina*- und *Pachycladina*-Arten in Sandsteinen bzw. Kalksandsteinen deutlich robuster als in Kalken, selbst wenn es sich um Ablagerungen der gleichen Wassertiefe und etwa gleicher Wasserbewegung handelt. Ähnliche Auswirkungen hat die Stärke der Wasserbewegung. In Stillwassersedimenten treten durchwegs zartere Conodonten auf als in stark bewegten Schillkalken. Hierbei handelt es sich einerseits um die Folge selektiver Zerstörungen von zarten Zahnreihenconodonten in stark bewegtem Wasser, andererseits aber sind auch die gleichen Arten in Sedimenten, die unter starker Wasserbewegung entstanden, etwas robuster als in Stillwasserablagerungen.

Hinsichtlich geringer Sauerstoffgehalte sind Conodonten nicht sehr empfindlich. Allerdings vertragen sie nicht so niedrige Sauerstoffgehalte wie die Eunicida und Phyllococida (Scolecodonten).

#### 5. Abhängigkeit der Triasconodonten von den Begleitfaunen

Direkte Abhängigkeiten der Conodontenverteilung und Häufigkeit von nektonischen und planktonischen Organismen lassen sich nicht nachweisen. Das reiche Vorkommen von Conodonten in Ammonitenkalken resultiert aus ähnlichen Ansprüchen der Ammoniten und Conodonten an Salinität und Wassertiefen. Es gibt jedoch auch zahlreiche überaus Conodonten-reiche Sedimenten, die frei von Ammoniten sind, während Conodonten-arme Ammonitenkalke selten sind. Das für die Ammoniten gesagte trifft auch für die häufig zu beobachtende Assoziation von reichlich Conodonten mit stenohalinen Brachiopoden zu. Dagegen lassen sich gewisse Abhängigkeiten zwischen der Conodontenhäufigkeit und dem Benthos, speziell dem Mikrobenthos erkennen. So schließen sich Ostracoden und Conodonten zwar nicht aus, Ostracoden-reiche Proben enthalten aber, von wenigen Ausnahmen abgesehen, wenig oder keine Conodonten, und zwar selbst bei Conodonten-günstiger Fazies.

#### 6. Rückschlüsse auf die Lebensweise der Conodontenträger

Lange Zeit herrschte die Auffassung vor, daß die Conodontenträger durchwegs freischwimmende Tiere waren, wodurch ihre oftmals weltweite Verbreitung leicht zu erklären ist und zweifelsohne setzt die ungewöhnlich rasche Ausbreitungsgeschwindigkeit der meisten triassischen Conodonten (sie ist oftmals größer als diejenige der Ammoniten) voraus, daß sie zumindest in Teilen ihres Lebenszyklus eine hohe aktive oder passive Beweglichkeit aufwiesen. Da die Eroberung der für einzelne Conodontenarten oder für die Conodonten insgesamt ungünstigen faziellen Bereiche aus benachbarten ökologisch-faziell günstigeren Bereichen bei Verbesserung der ökologischen Bedingungen generell zuerst durch

juvenile Conodonten erfolgt, kann man annehmen, daß die Conodontenträger ein hochbewegliches juveniles Stadium besaßen, wobei diese juvenilen Formen überwiegend nahe der Wasseroberfläche schwammen oder planktonisch drifteten. Die adulten Formen aber waren ganz offensichtlich Substratbewohner. Dafür spricht u.a. die Abhängigkeit vom Substrat, ebenso aber auch die Tatsache, daß viele Conodonten in psychrosphärischen Ablagerungen ihr Verbreitungsminimum haben, während sie in den unmittelbar benachbarten epibathyalen, vor allem aber tief- und flachneritischen Ablagerungen sehr häufig sind, und das selbst bei vergleichsweise kleinen Tiefwasserarealen; die nicht allzuweit von der Küste entfernt waren und von Conodonten-reichen Flachwasserablagerungen eingerahmt werden. Bei nektonischer und planktonischer Lebensweise müßte man in solchen Fällen erwarten, daß die Conodonten in den geringer mächtigen psychrosphärischen Ablagerungen besonders häufig wären. Da andererseits aber in psychrosphärischen Tiefwasserablagerungen und im Paläozoikum sogar in euxinischen Sedimenten (z.B. in Graptolithenschiefern) vereinzelt auch adulte Conodonten vorkommen, muß man annehmen, daß die adulten Formen zwar nach den obigen Ausführungen im allgemeinen im Substrat lebten, aber sehr wohl aktive und gute Schwimmer waren, die durchaus größere Entfernungen aktiv schwimmend zurücklegen konnten. Daraus ergibt sich die folgende Rekonstruktion der Lebensweise: Planktonisches oder freischwimmendes juveniles (larvales) Stadium. Die adulten Conodontenträger waren zwar aktive Schwimmer, lebten aber allgemein im Sediment. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die häufige räumliche Trennung von juvenilen und adulten Vertretern einer Art. Eine solche hier skizzierte Lebensweise finden wir rezent nur bei den Acrania und bei einigen Agnatha (*Myxine*). Auch bei einigen wenigen Fischen leben die adulten Vertreter im Sediment eingegraben. Wir erhalten somit indirekt sehr wertvolle Hinweise für die systematische Stellung der Conodontenträger. In diesem Zusammenhang ist das Problem der Überrepräsentation der Plattformconodonten gegenüber den Zahnreihenconodonten in bekannten Multielementen (vergleiche hierzu auch die grundlegenden Untersuchungen von MERRILL, Vortrag Mexico City, 1968, in Druck, und von BITTER, 1972) sehr interessant. Eine solche Überrepräsentation finden wir z.B. bei den Gattungen *Gondolella*, *Neospathodus*, *Metapolygnathus*, *Pseudofurnishius*, aber auch bei dem karbonischen *Streptognathodus*. Nach den z.T. bekannten Gruppenfunden dieser Conodontengattungen (von *Streptognathodus* liegen die meisten und am besten erhaltenen Gruppenfunde vor) müßten stets wesentlich mehr Zahnreihenconodonten als Plattformconodonten vorhanden sein. In Faunen, die nur Jugendformen der obengenannten triassischen Gattungen enthalten, ist dies auch stets der Fall. In Faunen, die nur oder überwiegend adulte Formen führen, ergibt sich dagegen bei den obengenannten Gattungen ein enormes statistisches Mißverhältnis, das sich in einer starken Überrepräsentation der Plattformconodonten manifestiert. Zweifelsohne muß man berücksichtigen, daß die Zahnreihenconodonten gegen mechanische Zerstörungen viel anfälliger sind als die wesentlich robusteren Plattformconodonten und in Sedimenten, die unter starker Wasserbewegung entstanden sind, könnte man das beobachtete statistische Mißverhältnis allein durch selektive Zerstörungen

der Zahnreihenconodonten oder auch durch selektiven Transport erklären. Weitere Möglichkeiten der selektiven Zerstörungen der Zahnreihenconodonten ergeben sich durch Sedimentationssackungen, bei der Aufbereitung der Proben und schließlich auch beim Passieren der Conodontenträger durch den Verdauungstractus der sicherlich zahlreichen Tiere, denen die praktisch Hartteil-freien Conodontenträger als Nahrung dienten. Alle beobachteten Fälle von Überrepräsentation lassen sich dadurch aber nicht erklären, vor allem nicht jene, wo bei einzelnen Multielementen in der gleichen Probe Überrepräsentationen von Plattformconodonten auftreten, bei anderen Multielementen dagegen nicht. So zeigt das *Gladigondolella tethydis*-Multielement z.B. keine Erscheinungen der Überrepräsentation, wenn man von einigen wenigen Fällen bei Sedimenten mit extrem starker Wasserbewegung absieht. Wir müssen daher bei einem Teil der Conodontenträger annehmen, daß sie ein larvales Stadium besaßen, das einen anderen Multielementaufbau aufwies als die adulten Formen. Es könnte sich allerdings auch um Erscheinungen des Sexualdimorphismus handeln, der sich bei einem Geschlecht in dem Verlust von Zahnreihenelementen bei der Geschlechtsreife äußert. Im Zusammenhang mit der oben diskutierten Lebensweise der Conodontenträger grenzt die sehr wahrscheinlich vorhandene Metamorphose mit unterschiedlich aufgebauten larvalen und adulten Formen die mögliche systematische Zugehörigkeit der Conodonten weiter ein. Man kann daher die Conodontenträger in ihrer systematischen Stellung wohl in die Nähe der Acrania oder der Agnatha stellen. Damit könnten die Conodonten funktionell Schlundzähne der Agnatha oder nahe verwandter Tiere oder Stützelemente der Mundzirren bzw. noch wahrscheinlicher aus dem Bereich des Kiemendarmes der Acrania oder nahe verwandter Formen sein. Wie in einer separaten Arbeit ausführlich erläutert wird, sind die kambrischen Conodonten sehr wahrscheinlich Schlundzähne von Agnatha. Die kambrischen Conodonten bestehen nicht, wie bisher angenommen wurde, aus Phosphat mit geringen Beimengungen organischer Substanz, sondern aus einer hornig-chitininigen Substanz, die entweder primär einen geringen Phosphatgehalt aufwies oder (wahrscheinlicher) sekundär phosphatisiert wurde bzw. es wurde sekundär Phosphat angelagert, ähnlich wie das KOZUR (1974e) für die kambrischen "Phosphatocopina" (*Bradoriina*, Ostracoda) nachweisen konnte, die primär chitininige Schalen besitzen. Die kambrischen Conodonten stimmen damit sowohl in ihrer chemischen Zusammensetzung, als auch in der Mikrostruktur und äußeren Form sowie in den zu beobachtenden Multielementen völlig mit den Schlundzähnen einiger heute lebender Agnatha überein. So kann man selbst solche morphologisch extremen Formen, wie *Westergaardodina*, heute noch nachweisen. Der "Zungenzahn" von *Geotria chilensis* ist eine typische *Westergaardodina* und auch die übrigen Schlundzähne von *Geotria chilensis* lassen sich unschwer im Gattungsbestand der kambrischen Conodonten auffinden. Selbst die verschiedenen recht unterschiedlichen Formtypen innerhalb der Gattung *Westergaardodina* lassen sich bei verschiedenen rezenten Agnatha nachweisen. Solche verschiedenartigen perfekten Übereinstimmungen kann man wohl kaum als homöomorphe Bildungen von Tiergruppen auffassen, die nicht miteinander verwandt sind. Ergänzend soll hier vermerkt werden, daß es sich bei einem Teil der kambrischen Cono-



donten (speziell bei jenen Formen, die schon im Mittelkambrium einsetzen) um Wangen- und Pleurenstacheln von Trilobiten handelt. Diese Formen haben primär eine andere chemische Zusammensetzung als die übrigen kambrischen Conodonten und lassen sich auch morphologisch leicht abgrenzen. Die postkambrischen eigentlichen Conodonten stammen offensichtlich nicht von den kambrischen Conodonten ab. Sie werden hier gemäß den obigen Ausführungen als Stützelemente (? Mundzirren, wahrscheinlicher aber im Bereich des Kiemendarmes) von Acrania-ähnlichen Lebewesen gedeutet. Die Plattformconodonten könnten durchaus zahnähnliche Funktion gehabt haben, wobei der zentripetal wachsende Basiskörper das kaum verfestigte Analogon des eigentlichen Vertebra-zahnes, der zentrifugal wachsende Conodont das Analogon der Schmelzkappe wäre. Zusammenfassend kann man zur systematischen Stellung der postkambrischen Conodontenträger sagen, daß es sich dabei vermutlich um einen Seitenzweig der Entwicklung handelt, die von den Acrania-ähnlichen Formen zu den Agnatha bzw. zu primitiven Gnathostomata, am ehesten zu den Chondrichthyes führte. Die bisher bekannt gewordenen Daten über das Aussehen des Conodontentieres (MELTON & SCOTT 1973) stehen durchaus in Übereinstimmung mit der hier ausgesprochenen Vermutung über die systematische Zugehörigkeit der Conodontenträger. Nicht bei allen triassischen Multielementen mit Plattformconodonten tritt das Phänomen der Überrepräsentation der Plattformconodonten auf. Beim *Gladigondolea tethydis*-Multielement stehen Plattformconodonten und Zahnreihenconodonten fast immer im Verhältnis 1:4 oder der Anteil der Zahnreihenconodonten ist noch höher. Das *Gladigondolea tethydis*-Multielement zeichnet sich überdies durch eine extrem geringe Ausbreitungsgeschwindigkeit aus. Während dieses Multielement in der obersten Untertrias nur in der asiatischen Faunenprovinz (im Sinne von KOZUR 1973d, Westgrenze in Bulgarien) bekannt ist, gelangt es im Pelson (Mittelanis) bereits in die dinarische Faunenprovinz (nach KOZUR 1973d: Dinariden, Südalpen, Bükkgewirge, Meliata-Serie der südlichen Westkarpaten). Die teilweise nur wenige Kilometer weiter nördlich liegende austroalpine Provinz erreicht diese Art erst an der Ladinbasis (nach KOZUR 1972a, b, 1973a, b, c, 1974a, b, c liegt die Ladinbasis nach der Priorität und dem schärfsten Faunenschnitt an der Basis der *Aplococeras avisianus*-Zone). In den Westkarpaten liegen Ablagerungen der austroalpinen Faunenprovinz in einder Decke (Silica-Decke nach KOZUR & MOCK 1973) sogar über Ablagerungen der dinarischen Provinz (Meliata-Serie). Zwischen der austroalpinen und dinarischen Faunenprovinz lag in der Trias kein Ozean und nicht einmal ein ausgedehntes Meeresgebiet, wie man es vielleicht nach dem plattentektonischen Modell rekonstruieren könnte, sondern nach lithofaziellen Kriterien und nach den Untersuchungsergebnissen hinsichtlich des gesamten Benthos lagen auch in der Trias beide Faunenprovinzen unmittelbar nebeneinander (vgl. auch KOZUR 1973d und in Druck). In alle übrigen Faunenprovinzen (vielleicht mit Ausnahme der *Cycloides*-Bank im Fassin/Langobard-Grenzbereich des Germanischen Beckens) gelangte das *Gladigondolea tethydis*-Multielement überhaupt nicht. Aufgrund der ungewöhnlich langsamen Ausbreitungsgeschwindigkeit muß man annehmen, daß die adulten Formen dieser Art ihre Mobilität weitgehend verloren haben. Die juvenilen

(larvalen) Formen waren aber selbst beim *Gladigondolella tethydis*-Multielement beweglicher als die adulten Formen. An der Anis/Ladin-Grenze wandern in die austroalpine Faunenprovinz zunächst scheinbar nur Zahnreihenconodonten des *Gladigondolella tethydis*-Multielements ein. Anstelle des Plattformelements *Gladigondolella tethydis* findet sich aber "*Prioniodina kochi*" HUCKRIEDE. Bei dieser Formart handelt es sich eindeutig um juvenile plattformlose Vertreter des Plattformelements *Gladigondolella tethydis*, da "*Prioniodina kochi*" in ontogenetischen Reihen lückenlos in *Gladigondolella tethydis* übergeht.

## 7. Die Bedeutung paläoökologischer Untersuchungen für die Multielementtaxonomie der Triasconodonten

Eine exakte stratigraphische Gliederung der Trias mit Hilfe von Conodonten ist unmöglich, wenn man nicht deren beträchtliche Faziesabhängigkeit durch gründliche paläoökologische Studien untersucht. Die paläoökologischen Resultate sind aber auch von außerordentlicher Bedeutung für die Multielementtaxonomie. Bisher ist man bei Arbeiten über die Multielementtaxonomie der Triasconodonten (die Pionierarbeit auf diesem Gebiet leistete SWEET 1970) von Sedimenten ausgegangen, die für die Conodonten faziell besonders günstig sind. In solchen Sedimenten finden sich generell die Multielemente von mehreren natürlichen Conodontenarten (im allgemeinen nicht mehr als 3-4). Daher sind solche Sedimente für Grundlagenuntersuchungen auf dem Gebiete der Multielementtaxonomie wenig geeignet. Ausgehend von den Erfahrungen bei der Multielementtaxonomie der Scolecodonten (KOZUR 1970, 1971c, 1972d) kommt es aber darauf an, gerade solche Sedimente zu untersuchen, die faziell für viele Conodontenarten ungünstig sind. In solchen Fällen erhält man Conodontenfaunen, die meist nur aus einer, selten aus zwei natürlichen Arten bestehen, d.h. aus einem oder zwei Multielementen. Gerade solche Faunen sind aber für die Grundlagenuntersuchungen auf dem Gebiete der Multielementtaxonomie ganz entscheidend wichtig. Als besonders günstig erweisen sich laterale Faziesänderungen, die auf Salzgehaltsschwankungen beruhen. In solchen Fällen kann man die Veränderungen der Conodontenfaunen z.B. in solchen Ablagerungen beobachten, deren übrige ökologische Bedingungen für Conodonten günstig waren. So finden sich im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens in entsprechenden Sedimenten durchwegs reichlich Conodonten, wobei sich aber die artliche Zusammensetzung beim Übergang vom Euhalinikum nahe der Verbindungswege zur vollmarinen Tethys zu den geringfügig hyposalinen Ablagerungen in den zentralen Gebieten des Germanischen Beckens grundsätzlich ändert. In stärker hyposalinen Teilbereichen des Germanischen Beckens treten dann noch weitere artenmäßige Verarmungen der Conodontenfaunen auf, wobei die Individuenzahl beträchtlich bleiben kann. Bei einem solchen großräumigen lateralen Fazieswechsel haben alle zu einem Multielement gehörenden Conodonten stets die gleiche regionale Reichweite und sie dringen bei Verbesserungen der ökologisch-faziellen Bedingungen immer gleich weit in das Germanische Becken vor. Auf diese Weise kann man z.B. feststellen, daß *Gondolella mombergensis*, *Ozarkodina tortilis*, *Enantiognathus zieglerei*, *Prioniodina muelleri*, *Metaprioniodus latidentatus* und *Hibbardella magnidentata* stets

miteinander vergesellschaftet sind (zu beachten sind aber die einschränkenden Bemerkungen hinsichtlich der dreiästigen Conodonten, siehe unten). *Gondolella navicula* und andere triassische *Gondolella*-Arten sind mit den gleichen Zahnreihenconodonten vergesellschaftet bzw. die Zahnreihenconodonten weichen nur in Nuancen von den obengenannten Arten ab (teils im Formartbereich faßbare, teils im Formartniveau nicht definitiv faßbare Unterschiede). Damit aber weisen die triassischen Gondolellen in Perfektion das gleiche Multielement auf wie die karbonischen Gondolellen (vgl. von BITTER, in Druck), eine Tatsache, auf die schon KOZUR 1974d verwiesen hat. Selbst feinste Details, wie die Verteilung der "white matter" und das schräge Hineinragen der Basalgrube in den Hauptzahn, stimmen bei den karbonischen und triassischen Zahnreihenconodonten des Multielements mit *Gondolella* völlig überein. Überdies konnte nachgewiesen werden, daß z.B. auch *Neospathodus* das gleiche Multielement aufweist wie *Gondolella*, wobei sich die einzelnen Elemente nur im Formartbereich und bei einigen Formen nicht einmal im Formartbereich von den Zahnreihenconodonten des Multielements mit *Gondolella* unterscheiden (z.B. ist das prioniodiniforme Element von Multielement zu Multielement nur sehr wenig unterschieden). Eine solche Tatsache ist an sich nicht sehr verwunderlich, da sich *Neospathodus* in mehreren Reihen iterativ durch Plattformreduktion aus Gondolellen entwickelte (vgl. KOZUR 1974d) und daher die Formgattung *Neospathodus* nur plattformlose Gondolellen repräsentiert. Desgleichen weisen *Metapolygnathus*, *Mosherella*, *Pseudofurnishius*, *Celsigondolella* und *Parvigondolella*, die sich (z.T. über Zwischenformen) ebenfalls fließend aus Gondolellen entwickeln, weitgehend mit *Gondolella* übereinstimmende Multielemente auf. Größere Abweichungen in der Form des ozarkodiniformen Elements treten dabei nur bei *Celsigondolella* und *Parvigondolella* auf. Die weitgehende Übereinstimmung der Multielemente der genannten Gattungen und die gerade bei *Gondolella* und den anderen obengenannten Gattungen häufig zu beobachtende Überrepräsentation der Plattformconodonten (vgl. Ausführungen im Abschnitt 6.) sind wohl Ursachen dafür, daß SWEET (1970) die Gattung *Gondolella* (von ihm als *Neogondolella* angesehen) und *Neospathodus* als Einzelelementgattungen ansah. Es konnte fernerhin nachgewiesen werden, daß *Anchignathodus minutus* (= *A. typicalis*) und "*Ellisonia*" *téicherti* zu einem Multielement gehören. Alle diese neuen Daten über die triassische Multielementtaxonomie sind ohne die genaue Beachtung der ökologisch-faziellen Ansprüche der Triasconodonten nicht zu gewinnen. Besonders interessante Rückschlüsse für die Multielementtaxonomie aber lassen sich aus vergleichenden Untersuchungen zahlreicher Proben gewinnen, in denen nur ein bestimmtes Multielement auftritt. Solche Faunen sind in der Trias leicht zu erhalten, wenn man Proben nahe der Toleranzgrenze der Salzgehalte für bestimmte Multielemente aus Ablagerungen aussucht, die unter anderweitig für Conodonten günstigen ökologisch-faziellen Verhältnissen entstanden sind. So findet man z.B. in deutlich verbrackten brachyhalin-marinen Schichten prinzipiell nur Gondolellen und die dazugehörigen Elemente. Bei der Auswertung solcher Faunen kann man die interessante Feststellung machen, daß die dreiästigen hibbardelliformen oder

diplododelliformen Elemente in allen Multielementen durch ein Paar von Rechts- und Linksformen hindeodelliformer Elemente ersetzt werden können und daß dreiästige Conodonten stets in so geringer Anzahl vorhanden sind (auch in Proben, wo keine Überrepräsentation von Plattformconodonten auftritt), daß sie nur in einem geringen Bruchteil der Multielemente einer Multielement-Art auftreten können. Aus diesem Grunde dürfen dreiästige Conodonten nicht zur Benennung der Gattung oder Art eines Multielements herangezogen werden. Das ist für die triassische Multielementtaxonomie insofern wichtig, als SWEET (1970) die dreiästige Conodontengattung *Ellisonia* zur Benennung von Multielementen herangezogen hat. *Ellisonia triassica*, die Typusart von *Ellisonia*, ist stets mit "*Hindeodella*" *nevadensis* in einem Multielement vergesellschaftet, das keine Plattformconodonten enthält und in dem diese Art ganz oder teilweise durch ein Paar von Rechts- und Linksformen von "*Hindeodella*" *nevadensis* ersetzt werden kann. Nur für dieses Multielement könnte die Gattungsbezeichnung *Ellisonia* verwendet werden, obwohl auch in diesem Multielement das dreiästige Element *Ellisonia* meist durch ein Paar hindeodelliformer Elemente ersetzt ist. Alle anderen Multielemente, die SWEET (1970) zu *Ellisonia* stellte, gehören zu *Gondolella*, *Neospathodus* und *Anchignathodus*. Wie fast alle bekannten Multielemente enthalten sie (mit Ausnahme des Multielements von *Anchignathodus*) dreiästige Conodonten, was jedoch durchaus nicht berechtigt, diese und fast alle anderen bekannten Multielemente mit dem Gattungsnamen *Ellisonia* zu belegen. Die dreiästigen Conodonten sind hinsichtlich der Multielementtaxonomie gattungunspezifische Formgattungen, die durch symmetrische Gabelung des Vorderendes hindeodelliformer Elemente entstehen. In der Trias treten darüber hinaus vielfach auch unsymmetrische Gabelungen des Vorderastes auf, wie z.B. bei *Metaproniodus latidentatus*, wo diese Gabelungen zu Recht nicht einmal als Artmerkmal gewertet werden. Ganz vereinzelt kommt es auch zu symmetrischen Gabelungen des Hinterastes (Gattung *Veghella* KOZUR & MOSTLER 1970, die durch symmetrische Gabelung des Hinterastes von *Neohindeodella aequiramosa* entsteht). Die hier hinsichtlich der Bedeutung der Paläoökologie der Triasconodonten für die Multielementtaxonomie gemachten Ausführungen lassen sich auch auf das Paläozoikum übertragen. So bildet gerade das Perm und das Oberkarbon mit seinem oftmals vom Euhalinikum abweichenden Ablagerungsbedingungen ideale Bedingungen für die Untersuchung von Faunen, die nur eine oder zwei Multielementgattungen enthalten. Solche Conodontenfaunen sind z.B. im Kazan der nördlichen Russischen Plattform und im Zechstein des Germanischen Beckens weit verbreitet. Es könnte bei dem hier skizzierten Verfahren der Einwand gemacht werden, daß es sich bei den unter Berücksichtigung der ökologischen Ansprüche festgestellten Multielementen nicht um Teile einer natürlichen Conodontenart, sondern um Assoziationen von Conodonten mit genau den gleichen Ansprüchen hinsichtlich bestimmter ökologischer Parameter handelt. Ein solcher Einwand würde sich aber auch ganz allgemein gegen die Multielementtaxonomie aufgrund statistischer Untersuchungen richten. Bekannterweise spielen sich gerade bei "normalen" (günstigen) ökologischen Verhält-

nissen in rezenten Plankton-Assoziationen, aber nicht nur dort, bestimmte statistisch erfaßbare zahlenmäßige Relationen ein, die man eventuell auch bei dem gemeinsamen Auftreten bestimmter Conodontengruppen erwarten könnte. Gerade nahe der Toleranzgrenzen hinsichtlich bestimmter ökologischer Parameter dürften solche Relationen zwischen verschiedenen Faunenkomponenten immer seltener werden, vor allem dann, wenn man die verschiedensten ökologischen Parameter beachtet. So kann man in den detaillierten Studien über die Paläoökologie der Conodonten eine der wichtigsten Hilfsmittel für die Lösung der zahlreichen Probleme der Multielementtaxonomie sehen.

## Literatur

- BITTER, P.H. von: Environmental control of conodont distribution in the Shawnee group (Upper Pennsylvanian) of eastern Kansas. - Univ. Kansas, Paleont. contrib., 59, 7-105, 18 Abb., 19 tab., 16 Taf., Kansas 1972.
- BITTER, P.H. von: The element composition and micromorphology of *Gondolella sublanceolata* GUNNEL (Conodontophorida) from the Hebner Shale (Virgilian, Upper Pennsylvanian) of western Iowa, U.S.A. - Royal Ontario mus. life sci., contr. (in Druck)
- CLARK, D.L.: Early Permian crisis and its bearing on Permian-triassic conodont taxonomy. - *Geologica et Palaeontologica*, SB 1, 147-158, 11 Abb., 3 Tab., Marburg 1972.
- CLARK, D.L.: Factors of early Permian conodont paleoecology in Nevada. - *J. Paleont.*, 48 (4), 710-720, 3 Abb., 1 Taf., Lawrence 1974.
- HASS, W.H.: Conodonts. - In: *Treatise on invertebrate paleontology* part W, Miscellaneous, 3-69, 42 Abb., Kansas 1962.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - *Paläont. Z.*, 32, 141-175, 1 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1958.
- JEPSON, L.: Notes on some Upper Silurian multielement conodonts. - *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 91, 12-24, Stockholm 1969.
- KLAPPER, G. & G.M. PHILIP: Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. - *Lethaia*, 4, 429-452, 14 Abb., Oslo 1971.
- KOZUR, H.: Zur Klassifikation und phylogenetischen Entwicklung der fossilen Phyllodocida und Eunicida (Polychaeta). - *Freiberger Forsch.-H.* - C 260, 35-81, 2 Tab., 12 Taf., Leipzig 1970.
- KOZUR, H.: Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und anderen Mikrofossilien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. - *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, 22 (1), 105-130, 1 Tab., 6 Taf., Bratislava 1971a.
- KOZUR, H.: Ökologisch-fazielle Probleme der Biostratigraphie des Oberen Muschelkalkes. - *Freiberger Forsch.-H.* - C 267, 127-152, 10 Tafeln, Leipzig 1971b.
- KOZUR, H.: Die Eunicida und Phyllodocida des Mesozoikums. - *Freiberger Forsch.-H.* - C 267, 71-109, 17 Taf. Leipzig 1971c.
- KOZUR, H.: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - *Geol. Paläont. Mitt.* Innsbruck, 2 (11), 1-37, 1 Tab., 7 Taf., Innsbruck 1972a.
- KOZUR, H.: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 361-412, 1 Tab., Innsbruck 1972.
- KOZUR, H.: Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 623-660, 3 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck 1972c
- KOZUR, H.: Die Bedeutung der triassischen Scolecodonten insbesondere für die Taxonomie und Phylogenie der fossilen Eunicida. Hat sich die Synthese vom "orthotaxonomischen" und

- "parataxonomischen" System in der Praxis bewährt? - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 745-776, 9 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Innsbruck 1972d.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (1), 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck 1973a.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (3), 1-31, Innsbruck 1973b.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (4), 1-20, 1 Tab., Innsbruck 1973c.
- KOZUR, H.: Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (8), 1-41, Innsbruck 1973d.
- KOZUR, H.: Die Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I. - Freiburger Forsch.-H. - C 280, 1-56, 11 Tab., Leipzig 1974a.
- KOZUR, H.: Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil II. - Freiburger Forsch.-H. - C 280, 1-70, Leipzig 1974b.
- KOZUR, H.: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forsch.-H. - C 298, 139-197, 2 Tab., Leipzig 1974c.
- KOZUR, H.: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4 (1), 1-35, Innsbruck 1974d.
- KOZUR, H.: Die Bedeutung der Bradoriida als Vorläufer der postkambrischen Ostracoden. - Z. geol. Wiss., 2 (7), 839-846, 2 Abb., Berlin 1974e.
- KOZUR, H.: Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. - Zeitschr. geol. Wiss. (in Druck).
- KOZUR, H.: Paläontologische, paläogeographische und paläoklimatologische Kriterien der Globaltektonik. - Nova Acta Leopoldina (in Druck).
- KOZUR, H. & R. MOCK: Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 1-47, 8 Taf., Innsbruck 1972.
- KOZUR, H. & R. MOCK: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (2), 1-14, 1 Abb., 1 Taf., Innsbruck 1973a.
- KOZUR, H. & R. MOCK: Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. - Časopis min. geol., roč., 19 (2), 135-139, Prag 1974a.
- KOZUR, H. & R. MOCK: Die Obergrenze der karnischen Dasycladaeen-Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). - Vestn. Ústr. ústav. geol., 49, 223-225, 1 Abb., (1974b).
- KOZUR, H. & R. MOCK: *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. - Časopis min. geol., roč., 19 (3), 245-250, 3 Abb., Prag 1974c.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Neue Conodonten aus der Trias. - Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 58, 429-464, 4 Taf., Innsbruck 1970.

- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (4), 1-19, 2 Taf., Innsbruck 1971a.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1 (10), 1-36, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Innsbruck 1971b
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert, I. Die "Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. - Abh. geol. B.A., 28 (1), 1-53, 1 Abb., 15 Taf., Wien 1972 a.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 341-360, Innsbruck 1972b.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 777-810, 2 Tab., 4 Taf., Innsbruck 1972c.
- KOZUR, H. MOSTLER: Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen. Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (9), 1-23, Taf., Innsbruck 1973.
- KOZUR, H. u.a.: Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). - Scripta geol., 23, 1-56, 22 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Leiden 1974.
- LINDSTRÖM, M.: A suprageneric taxonomy of the conodonts. - Lethaia, 3 (4), 427-445, 9 Abb, Oslo 1970.
- MELTON, W. & H.S. SCOTT: Conodont-bearing animals from the Bear Gulch limestone, Montana. - Geol. soc. Amer., spec. paper, 141, 31-65, 20 Abb., 3 Tab., (1973).
- MERRILL, G.K.: Pennsylvanian nonplatform conodont genera, I: *Spathognathodus*. - J. Paleont., 47 (2), 289-314, 6 Abb., 3 Taf., Lawrence 1973.
- MERRILL, G.K.: Pennsylvanian conodont paleoecology. - Geol. soc. Amer., spec. paper, 141, 239-274, 13 Abb., (1973c).
- MERRILL, G.K.: Pennsylvanian conodont localities in northeastern Ohio. - Division of geological survey, guidebook no. 3, 25 S., 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Columbus 1974.
- MERRILL, G.K.: Pennsylvanian conodont biostratigraphy and paleoecology of northwestern Illinois. - (in Druck).
- MOSHER, L.C.: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., 42 (4), 895-946, 14 Abb., 6 Taf., Tulsa 1968.
- SWEET, W.C.: Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan. In: KUMMEL, B. & C. TEICHERT: Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan, 207-275, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Kansas 1970.
- TEICHERT, C., KUMMEL, B. & W. SWEET: Permian-Triassic strata, Kuh-E-Ali Bashi, northwestern Iran. - Bull. mus. compar. zool., 145 (8), 359-472, 16 Abb., 10 Tab., 14 Taf., Cambridge 1973.



## Neue Ostracodenarten aus den Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes

von H. Kozur<sup>+</sup>)

### Zusammenfassung

Die Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes führen die reichste Brackwasserfauna, die bisher aus der Trias bekannt ist. Aus diesen Schichten werden hier 21 neue Ostracodenarten und -unterarten beschrieben, von denen vielen große stratigraphische Bedeutung zukommt. Locus typicus und Stratum typicum der hier beschriebenen Arten werden bei KOZUR & MOVŠOVIČ (in Druck) aufgeführt; wo sich auch eine stratigraphische Auswertung aller Ostracodenarten des Prikaspigebietes sowie die Korrelation der Gemmanellenschichten mit der internationalen Triasgliederung findet.

### Summary

21 new ostracode species and subspecies from the *Gemmanella* beds of the northern Caspian depression are described.

---

<sup>+</sup>) Anschrift des Verfassers: Dipl. Geol. Dr. Heinz Kozur,  
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Unterordnung Cytherocopina GRÜNDEL 1967

Oberfamilie Cytherideacea SARS 1925

Familie Speluncellidae ŠNEJDER 1960

Unterfamilie Speluncellinae ŠNEJDER 1960

Gattung *Gemmanella* ŠNEJDER 1956

Typusart *Gemmanella* (*Praegemmanella*) *subtilis* KOZUR 1968

Bemerkungen: KOZUR (1968) faßte unter *Praegemmanella* alle *Gemmanellen* ohne Lateralrippen zusammen. Inzwischen hat sich aber gezeigt, daß das entscheidende Merkmal für die Abgrenzung der Untergattungen *Gemmanella* und *Praegemmanella* nicht die Lateralberippung ist, sondern die Ausbildung des Dorsalrandes in der LK. Sowohl *Gemmanella* (*Praegemmanella*) *subtilis* KOZUR 1968, die Typusart von *Praegemmanella*, als auch alle anderen gleichaltrigen *Gemmanellen* besitzen in der LK einen konvexen Dorsalrand. Im Laufe der phylogenetischen Entwicklung wird der Dorsalrand der LK in allen Entwicklungslinien langgestreckt und gerade, wie das auch bei der Typusart von *Gemmanella*, *G. schweyeri*, der Fall ist. Aus diesem Grunde wird die Untergattung *Praegemmanella* hier auf Formen mit konvexem Dorsalrand in der LK beschränkt, ganz unabhängig davon, ob Lateralrippen auftreten oder nicht.

*Gemmanella* (*Praegemmanella*) *movschovitschi* n. sp.

(Taf. 1, Fig. 9; Taf. 2, Fig. 1, 2)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. E.V. MOVŠOVIČ, Rostov am Don

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 1

Diagnose: G. klein, gedrunken oval. Sehr ungleichklappig. LK größer als RK und überragt diese längs des gesamten Randes. Der Dorsalrand der LK ist deutlich konvex, die Endränder sind breit gerundet. Die ventrale Umrißlinie ist besonders im hinteren Drittel kräftig konvex, vor allem bei den qq; der Ventralrand ist dagegen schwach konkav. Die RK besitzt einen stark abweichenden Seitenumriß. Sie ist länglich subrectangular. Der Dorsalrand ist lang und gerade. Die Endränder sind gerundet, aber wesentlich niedriger als bei der LK. Die ventrale Umrißlinie der RK ist annähernd gerade, der Ventralrand konkav. Auch die Skulptur der beiden Klappen weicht deutlich voneinander ab. Die Skulptur der RK ist stets kräftig. Sie besteht aus 2 Lateralrippen und einer groben Retikulation, die gegen den Schalenrand stark verflacht und zumindest dorsal völlig verschwindet. Zwischen den Lateralrippen sind die Retikulationen im mittleren Schalenabschnitt und kurz dahinter oftmals zu unregelmäßig verlaufenden Vertikalrippen verstärkt. Die obere Lateralrippe ist konvex gebogen; die untere wesentlich kürzere zeigt einen unregel-

mäßigen Verlauf. Oft ist eine deutliche Ventralrippe ausgebildet, die sich als Aufwulstung am Vorderrand fortsetzen kann. Ventralrippe und Vorderrandaufwulstung können aber auch völlig fehlen. Der Vorderrand weist 3-4 Randzähne auf. Die Skulptur der LK ist in der Ausbildung ähnlich, aber weit schwächer. Der glatte oder nur schwach skulpturierte randliche Bereich (vorn, hinten, dorsal) ist weiter ausgedehnt als bei der RK und eine eigentliche Ventralrippe fehlt stets. Vorderrandzähne treten nicht auf. Die Ventralfläche ist sehr schmal, aber abgeflacht und in der Mitte etwas eingesenkt. Sie ist mit schwachen Längsrippen bedeckt.

Das Schloß der RK besitzt 2 kaum hervortretende terminale Zahnplatten und eine dazwischen liegende Schloßfurchung. Alle Schloßelemente sind glatt. Verkalkte Innenlamelle mäßig breit; Vestibula vorn sehr schmal, sonst nicht nachgewiesen. Die  $\sigma\sigma$  sind etwas größer und die Konvexität der ventralen Umrißlinie ist etwas geringer als bei den  $\varrho\varrho$ .

Maße:  $l = 457-539 \mu\text{m}$   
 $h = 358-369 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,30-1,48$

Vorkommen: Weit verbreitet im unteren Teil der unteren Gemmanellen-Schichten des Prikaspigebietes. Oberanis

Beziehungen: Siehe auch unter *Gemmanella grammii* n. sp.

*Gemmanella tuberculata* ŠLEJFER 1972 unterscheidet sich durch die breit abgeflachte Ventralfläche und vor allem durch den wuchtigen knotenartigen anteróventralen Vorsprung der RK. Außerdem ist nur eine Lateralrippe vorhanden.

*Gemmanella (Praegemmanella) schleiferae* n. sp.

(Taf. 1, Fig. 7, 8)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dr. A.G. ŠLEJFER, Moskau

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 8

Diagnose: G. klein bis mittelgroß, Seitenumriß oval. LK wesentlich größer als RK und überragt diese längs des gesamten Randes. Dorsalrand der LK konvex. Endränder schief gerundet, wobei der Vorderrand oben und der Hinterrand unten abgescrängt ist. Ventrale Umrißlinie hinten konvex. Die RK besitzt einen geraden Dorsalrand und weniger schief gerundete Endränder. Die ventrale Umrißlinie ist gerade, der Ventralrand konkav. Die Klappen sind unterschiedlich stark skulpturiert. Die RK besitzt 2 kurze Lateralrippen, von denen die obere nach oben, die untere nach unten konvex ist, wobei sie ein ovales eingesenktes Feld umschließen. Von der oberen Rippe strahlen einige schwache, unregelmäßige radiale Rippen schräg nach oben aus, sonst ist die Schalenoberfläche glatt oder nur in der Umgebung der Lateralrippen schwach grubig oder retikuliert. Ob Vorderrandzähne in der RK auftreten ist unklar, da keine Einzelklappen von der RK vorliegen; lang waren sie sicherlich nicht. Die Skulptur der LK ist ähnlich, aber nur schwach angedeutet. Die von der oberen Lateralrippe

ausgehenden Rippen fehlen völlig . Die Ventralfläche ist sehr schmal und geht fließend in die Seitenflächen über. Vor allem auf der LK weist sie schwache Längsrippen auf. Innere Schalenmerkmale unbekannt.

Sexualdimorphismus deutlich; ♂♂ größer und etwas schlanker als ♀♀.

Maße:	♀♀	♂♂
	l = 400-450 μm	l = 530-560 μm
	h = 270-325 μm	h = 363-380 μm
	l/h = 1,35-1,47	l/h = 1,43-1,48

Vorkommen: Ladinischer Anteil der Gemmanellenschichten

Beziehungen: *Gemmanella (Gemmanella) schweyeri* besitzt einen geraden Dorsalrand in der LK, die Seitenflächen sind durchgehend grubig und die RK besitzt eine wesentlich längere, aber viel schwächere Lateralrippe, die im allgemeinen noch von einer weiteren, ebenso schwach ausgeprägten Lateralrippe begleitet wird.

*Gemmanella (Praegemmanella) minuta* n. sp.

(Taf. 2, Fig. 5, 6)

Derivatio nominis: Nach der geringen Größe

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 5

Diagnose: *G.* klein bis mittelgroß, Seitenumriß oval bis länglich oval; größte Höhe deutlich hinter der Mitte. Die LK überragt die RK längs des gesamten Randes beträchtlich. Dorsalrand der LK konvex, bei der RK gerade. Endränder breit gerundet. Ventrale Umrißlinie in der LK hinten konvex, in der RK durchgehend gerade. Ventralrand konkav. Schalenoberfläche glatt oder mit kaum wahrnehmbaren, retikulierten Längsrippen bedeckt. In der RK ist eine flache, wulstige Vorderrandrippe ausgebildet. Die RK besitzt 3-4 kurze Vorderrandzähne. Die Ventralfläche ist sehr schmal, nicht abgeflacht.

Innenmerkmale unbekannt .

Sexualdimorphismus sehr stark; ♂♂ wesentlich größer und schlanker als ♀♀.

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes. Fassin

Maße:	♀♀	♂♂
	l = 429-440 μm	l = 512-561 μm
	h = 297-304 μm	h = 341-358 μm
	l/h = 1,42-1,47	l/h = 1,53-1,57

Beziehungen: Entfernte Ähnlichkeit besteht mit der ähnlich schwach skulpturierten *G. (Praegemmanella) subtilis* KOZUR 1968, die aber im Umriß und in der Größe ganz erheblich abweicht.

Untergattung *Gemmanella* ŠNEJDER 1956

Typusart *Gemmanella schweyeri* ŠNEJDER 1956

*Gemmanella (Gemmanella) meyeri* n. sp.

(Taf. 2, Fig. 7, 9-11)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. sc. S.V. MEYEN, Moskau

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 7

Locus typicus: Rüdersdorf bei Berlin (Sammlungsmaterial)

Stratum typicum: Mittlere Ceratitenschichten (mo<sub>2</sub>, compressus-Zone, Fassin)

Diagnose: G. mittelgroß, suboval bis subrectangular, stark ungleich klappig. Die wesentlich größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Gerader Abschnitt des Dorsalrandes der RK bei den ♂♂ lang, bei den ♀♀ kurz. Endränder breit gerundet; Vorderrand oben etwas abgeschrägt. Ventrale Umrißlinie gerade; Ventralrand konkav. Die gesamte Schalenoberfläche wird von einer randparallelen Skulptur aus zarten retikulierten Rippen bedeckt, die randlich am deutlichsten sind und in den mittleren Bereichen der Schalen oftmals völlig fehlen oder zumindest stark abgeschwächt sind. In der LK ist die Skulptur etwas schwächer ausgeprägt als in der RK. Der Vorderrand der RK weist 2-3 große Randzähne auf, zu denen sich noch ein weiterer kleinerer gesellt. Die Ventralfläche ist sehr schmal und geht fließend in die Seitenflächen über.

Die terminalen Zahnplatten der RK treten kaum hervor; die dazwischen liegende Schloßfurche ist glatt. Verkalkte Innenlamelle schmal. Ob ein Vestibulum ausgebildet ist, konnte bei der Erhaltung der Einzelklappen nicht entschieden werden. Sexualdimorphismus sehr deutlich; ♂♂ wesentlich größer und schlanker als ♀♀.

Maße:	♂♂	♂♂
	l = 539-556 µm	l = 710-720 µm
	h = 369-385 µm	h = 410-415 µm
	l/h = 1,40-1,41	l/h = 1,69-1,75

Vorkommen: Pliohalin brackische mittlere Ceratitenschichten (compressus- und evolutus-Zone, unteres Fassin) des Germanischen Beckens. Auch in gleich alten brachyhalinen Schichten zusammen mit Conodonten.

Beziehungen: *Gemmanella (Gemmanella) pirus* (v. SEEBACH 1857) = *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* BEUTLER & GRÜNDEL 1963 ist im Umriß bis auf das unten abgeschrägte Hinterende recht ähnlich. Abgesehen von diesem Unterschied im Umriß weicht *G. (Gemmanella) pirus* vor allem durch die grubige Schalenoberfläche ab.

*Gemmanella (Gemmanella) magna* n. sp.

(Taf. 2, Fig. 8)

Derivatio nominis: Nach der Größe der Formen

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 8

Diagnose: G. sehr groß, Seitenumriß subrectangular. Die wesentlich größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Dorsalrand in beiden Klappen lang, gerade. Endränder annähernd gleich hoch, breit gerundet. Ventrale Umrißlinie gerade; Ventralrand konkav. Schalenoberfläche glatt. In der RK ist vorn und posteroventral eine schwache Aufwulstung vorhanden. Vorderrandzähne der RK nur sehr schwach ausgebildet. Ventralfläche schmal, fließend in die Seitenflächen übergehend, mit Längsrippen bedeckt. Innenmerkmale unbekannt. Auch über den Sexualdimorphismus können wegen des zu geringen Materials keine Angaben gemacht werden.

Maße:        l = 1030-1055 µm  
              h = 540-560 µm  
              l/h = 1,80-1,93

Vorkommen: Obere Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes (Ladin)

Beziehungen: Von den ladinischen Gemmanellen mit langem geradem Dorsalrand in beiden Klappen besteht nur zu *Gemmanella (Gemmanella) pirus* (v. SEEBACH 1857) Ähnlichkeit. Diese Art ist aber wesentlich kleiner, hat eine deutlich grubige Schalenoberfläche und besitzt in der Seitenansicht abgescrähgte Endränder.

*Gemmanella (Gemmanella) mocki* n. sp.

(Taf. 3, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. R. MOCK, Bratislava

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 3

Diagnose: G. groß, subrectangular. Die viel größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Vorderrand schief gerundet, oben abgescrähgt. Hinterrand etwas niedriger, breit gerundet. Dorsalrand in beiden Klappen lang, gerade. Ventrale Umrißlinie annähernd gerade; Ventralrand konkav. Beide Klappen weisen eine Skulptur aus unregelmäßigen, wulstigen Längsrippen auf, die durch kurze unregelmäßige Rippen miteinander verbunden sind. Die Skulptur der RK ist etwas kräftiger als diejenige der LK. Die Ventralfläche geht annähernd fließend in die Seitenflächen über. Innen ist sie etwas eingesenkt und mit kräftigen Längsrippen besetzt. Innenmerkmale unbekannt.

Maße:        l = 787-636 µm  
              h = 490-510 µm  
              l/h = 1,59-1,64

Vorkommen: Ladinische Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes

Beziehungen: Ähnlichkeit besteht mit *Gemmanella densistriata* n. sp., die sich durch die feinere und regelmäßiger angeordnete Berippung unterscheidet.

*Gemmanella (Gemmanella) grammi* n. sp.

(Taf. 2, Fig. 3, 4)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. M.N. GRAMM, Vladivostok

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 3

Diagnose: G. sehr klein. LK größer als RK, überragt diese längs des gesamten Randes. Dorsalrand der LK auch bei den ♂ annähernd gerade oder nur geringfügig konvex. Endränder breit gerundet; Vorderrand oben abgeschrägt. Ventrale Umrißlinie gerade; Ventralrand konkav. Die Skulptur der LK besteht aus zwei kräftigen Lateralrippen und weiteren kürzeren, nur sehr schwach ausgeprägten Rippen. Die Schalenoberfläche ist retikuliert, wobei die Retikulation nahe dem Vorder-, Hinter- und Dorsalrand sehr stark abgeschwächt ist oder dort völlig fehlt. Kurz hinter der Mitte sind die Lateralrippen z.T. durch Vertikalrippen miteinander verbunden. Die Skulptur der im Seitenumriß deutlich schlankeren RK ist kräftiger als diejenige der LK. Die Retikulation ist nur dorsal etwas abgeschwächt. Die 2 Lateralrippen sind durch mehrere kurze unregelmäßig verlaufende Vertikalrippen miteinander verbunden. Eine schwache Ventralrippe kann ausgebildet sein, wobei diese Ventralrippe die etwas verstärkte äußerste Längsrippe der Ventralfläche ist. Der Vorderrand der RK weist 3 kurze Randzähnen auf. Parallel zum Vorderrand kann eine flache, breite randliche Aufwulstung ausgebildet sein. Die Ventralfläche ist sehr schmal, abgeflacht und weist schwache Längsrippen auf. Sie geht mehr oder weniger fließend in die Lateralflächen über.

Innenmerkmale unbekannt.

Maße:        l = 370-390 µm  
              h = 264-275 µm  
              l/h = 1,4-1,44

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassin) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Gemmanella grammi* ist eine Übergangsform zwischen den Untergattungen *Praegemmanella* und *Gemmanella*. Im allgemeinen ist der Dorsalrand der LK auch bei den ♂ schon gerade, wie bei der Untergattung *Gemmanella*, vereinzelt aber auch noch geringfügig konvex, wodurch Anklänge an die Untergattung *Praegemmanella* auftreten.

*Gemmanella (Praegemmanella) movschovitschi* n. sp., die Vorläuferform von *Gemmanella grammi*, ist etwas größer und besitzt einen deutlich konvexen Dorsalrand in der LK (vor allem bei den ♂). Die ventrale Umrißlinie der LK ist deutlich konvex. Die Unterschiede in der Skulptur sind dagegen nur gering und betreffen vor allem die beginnende Vermehrung.

der Lateralrippen bei *Gemmanella grammii*.

*Gemmanella (Gemmanella) densistriata* n. sp.

(Taf. 4, Fig. 5, 6)

Derivatio nominis: Nach der dichten, feinen Berippung

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 5

Diagnose: G. klein bis mittelgroß. Die größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Dorsalrand gerade (gerader Abschnitt in der LK der  $\sigma\sigma$  nur kurz). Vorderrand schief gerundet, oben abgeschrägt. Hinterrand breit gerundet, z.T. unten etwas abgeschrägt. Ventrale Umrißlinie gerade; Ventralrand konkav. Die Skulptur der seitlichen Schalenoberfläche besteht aus zahlreichen feinen Längsrippen mit etwas unregelmäßigem Verlauf, die im vorderen Drittel und z.T. auch im dorsalen Schalenbereich sehr undeutlich sind oder völlig fehlen. Vor allem auf der LK ist die Skulptur vielfach stark abgeschwächt und kaum noch sichtbar. Die RK besitzt eine meist schwach ausgebildete Ventralrippe, die vorn ziemlich weit nach oben reicht. Dadurch ist die schmale, innen etwas eingesenkte und längsberippte Ventralfläche in der RK deutlich gegen die Seitenfläche abgesetzt, während sie in der LK, wo die Ventralrippe fehlt, fließend in die Seitenfläche übergeht. Vorderrandzähne in der RK fehlen. Das Schloß der RK besitzt nur sehr flache terminale Zahnplatten, die kaum hervortreten, sowie eine glatte Schloßfurche. Die verkalkte Innenlamelle ist schmal bis mäßig breit. Nur vorn ist ein sehr schmales Vestibulum zu erkennen. Der Sexualdimorphismus ist deutlich; die  $\sigma\sigma$  sind wesentlich größer und schlanker als die  $\varphi\varphi$ .

Maße:

	$\sigma\sigma$		$\sigma\sigma$
l	= 490-512 $\mu\text{m}$	l	= 622-666 $\mu\text{m}$
h	= 341-363 $\mu\text{m}$	h	= 396-413 $\mu\text{m}$
l/h	= 1,38-1,41	l/h	= 1,57-1,67

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassin) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Gemmanella densistriata* ist eine Übergangsform zwischen den Untergattungen *Gemmanella* und *Neogemmanella* bzw. zwischen *Praegemmanella* und *Neogemmanella*. Die Ventralfläche ist in der RK schon deutlich gegen die Seitenfläche abgesetzt, ähnlich (wenn auch noch etwas weniger deutlich) wie bei *Neogemmanella*. In der LK dagegen geht die Ventralfläche fließend in die Seitenfläche über wie bei *Gemmanella* und *Praegemmanella*. Auch in der Breite und Ausbildung der Ventralfläche vermittelt *G. densistriata* zwischen den Untergattungen *Neogemmanella* und *Gemmanella* bzw. *Praegemmanella*, wobei sie weit mehr der Ausbildung bei *Gemmanella* und *Praegemmanella* ähnelt. Im Schloß der RK treten die terminalen Zahnplatten kaum hervor wie bei *Praegemmanella* und *Gemmanella*. Da der gerade Abschnitt im Dorsalrand der LK bei den  $\sigma\sigma$  noch recht kurz ist oder z.T. sogar noch ein schwach konvexer Dorsalrand auftritt, kann man vermuten,



daß die Entwicklung von *G. densistriata* direkt aus der Untergattung *Praegemmanella* erfolgte, wobei zunächst der gleiche Trend wie beim Übergang zur Untergattung *Gemmanella*, die Ausbildung eines geraden Dorsalrandes auch in der LK, auftrat. Etwa gleichzeitig bilden sich aber auch schon die ersten *Neogemmanella*-Merkmale heraus. Die Zuordnung zu einer der drei Untergattungen von *Gemmanella* bereitet daher einige Schwierigkeiten. Nach der phylogenetischen Stellung vermittelt die Form zwischen *Praegemmanella* und *Neogemmanella*, rein nach den Merkmalskomplexen gehört sie am ehesten zur Untergattung *Gemmanella*. Man kann *G. densistriata* daher als ein zeitlich kurzes *Gemmanella*-Stadium in der Entwicklung von der Untergattung *Praegemmanella* zur Untergattung *Neogemmanella* ansehen. Auch das stratigraphische Auftreten dieser Art spricht dafür.

Enge Beziehungen bestehen zu *Gemmanella* (*Neogemmanella*) *abuschiki* n. sp., der primitivsten typischen *Neogemmanella*. Diese Art ist in der Skulptur recht ähnlich, wenn auch nicht so zahlreiche deutlich entwickelte Längsrippen auftreten. Die Ventralrippe ist jedoch schon auf beiden Klappen sehr kräftig und die Ventralfläche ist breit. *G. densistriata* ist sicherlich die Vorläuferform von *G. (Neogemmanella) abuschiki*. Ähnlichkeit besteht auch zu *Gemmanella (Gemmanella) mocki*. Diese Art ist etwas größer und weist weniger und gleichzeitig gröbere (wulstige) Lateralrippen auf. In der Ausbildung der Ventralfläche ist *G. mocki* dagegen fast identisch.

Untergattung *Neogemmanella* n. subgen.

Typusart *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii* n. subgen. n. sp.

Derivatio nominis: Nach der phylogenetischen Abfolge innerhalb der Gattung *Gemmanella*

Diagnose: Mit den Gattungsmerkmalen. Kräftige Lateralrippen fast stets vorhanden. Randzähne der RK immer ausgebildet. Dorsale Umrißlinie der LK gerade, in der RK leicht konvex. Ventralfläche verhältnismäßig breit, abgeflacht, innen eingesenkt und kräftig längsberippt, durch kräftige Ventralrippen scharf gegen die Seitenflächen abgesetzt. Terminale Zahnplatten im Schloß der RK stets kräftig ausgebildet.

Vorkommen: Oberer Teil der unteren und oberen Gemmanellen-schichten (Fassan-Langobard) des Prikaspigebietes.

Beziehungen: Die Untergattung *Neogemmanella* vermittelt zwischen den Gattungen *Gemmanella* ŠNEJDER 1956 und *Rhombocythere* ANDERSON 1964. Von der Gattung *Rhombocythere* unterscheidet sich die Untergattung *Neogemmanella* nur noch durch die Ausbildung von Lateralrippen und Vorderrandzähnen in der RK. In den übrigen Schalenmerkmalen einschließlich der Ausbildung der Ventralfläche stimmen *Rhombocythere* und die Untergattung *Neogemmanella* bereits überein. Die Abgrenzung zwischen *Rhombocythere* und der Untergattung *Neogemmanella* und damit zwischen *Gemmanella* und *Rhombocythere* ist problematisch, da Merkmale wie die Ausbildung von Lateralrippen und von

Vorderrandzähnen in der RK selbst innerhalb der Gattung *Gemmanella* variable Merkmale sind. Andererseits lassen sich die Formkreise um *Rhombocythere* und *Praegemmanella* auf keinen Fall in einer Gattung vereinen. Die Frage ist also, wo man in der kontinuierlichen Entwicklung von *Praegemmanella* bis zu *Rhombocythere* den Gattungsschnitt legt. So gesehen könnte man die Untergattung *Neogemmanella* sowohl zu *Gemmanella* als auch zu *Rhombocythere* stellen. Theoretisch gäbe es 3 Möglichkeiten, um das Problem zu lösen: (1) könnte man *Praegemmanella* zur Gattung erheben und *Gemmanella*, *Neogemmanella* sowie *Rhombocythere* zu einer Gattung mit 3 Untergattungen vereinen, (2) könnte man *Praegemmanella* + *Gemmanella* zu einer und *Neogemmanella* + *Rhombocythere* zu der anderen Gattung stellen und (3) könnte man *Praegemmanella*, *Gemmanella* und *Neogemmanella* in einer Gattung zusammenfassen und *Rhombocythere* als selbständige Gattung belassen. In allen 3 Fällen wäre das Übergangsfeld zwischen den beiden Gattungen etwa gleich stark besetzt. Die Möglichkeit (3) hat den Vorteil, daß sie keine Gattungsumstufung schon beschriebener Art erfordert. Die Untergattung *Gemmanella* unterscheidet sich von der Untergattung *Neogemmanella* durch die schmale, fließend in die Seitenflächen übergehende Ventralfläche. Schwache Ventralrippen treten bei dieser Untergattung nur ausnahmsweise auf. Der Dorsalrand der RK ist stets gerade. Die terminalen Zahnplatten der RK treten nur sehr wenig hervor.

Zugewiesene Arten:

*Gemmanella parva* ŠNEJDER 1956

*Gemmanella* (*Neogemmanella*) *oertlii* n. sp.

*Gemmanella* (*Neogemmanella*) *abuschiki* n. sp.

*Gemmanella* (*Neogemmanella*) *oertlii* n. subgen. n. sp.

(Taf. 4, Fig. 2-4)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. H. J. OERTLI, Pau

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 3

Diagnose: G. mittelgroß bis groß. ♂♂ gedrungen, ♂♂ langgestreckt rectangular. Die wesentlich größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes, im mittleren Teil des Dorsalrandes jedoch oftmals nur wenig. Der Dorsalrand ist gerade, die dorsale Umrißlinie der RK jedoch schwach konvex. Die Endränder sind breit gerundet, wobei der Vorderrand oben abgeschrägt ist. Die ventrale Umrißlinie ist gerade, in der hinteren Hälfte gelegentlich auch schwach konvex; der Ventralrand ist konkav. Die RK weist eine kräftige gerade oder schwach wellig verbogene Lateralrippe auf, die kurz vor der Mitte oder im vorderen Schalendrittel beginnt und bis kurz vor den Hinterrand reicht. Am kräftigsten ist sie etwas hinter der Schalenmitte ausgebildet. In der unteren Schalenhälfte befinden sich noch 2-3 Rippen, die aber wesentlich kürzer und schwächer ausgebildet sind. Zwischen der Lateral- und Ventralrippe können weitere Skulpturelemente auftreten (Grübchensculptur, z.T. Reticulation). Die übrige Klappenoberfläche ist glatt. Die Ventralrippe ist sehr kräftig und doppelt ausgebildet, wobei

zwischen den 2 schmalen Teilrippen ein schwach eingesenkter Bereich mit grubenartigen Vertiefungen liegt. Anteroventral ist die Ventralrippe deutlich erhöht. Am Vorder- und Hinter- rand reicht die Ventralrippe noch etwas, gelegentlich auch ziemlich weit, nach oben, schwächt sich dabei aber stark ab. Am Dorsalrand ist eine schwach ausgeprägte flache Aufwulstung vorhanden. Vorderrandzähne der RK deutlich. Die LK ist wesentlich schwächer skulpturiert. Sie ist glatt bis grubig und besitzt eine sehr schwach ausgeprägte Lateralrippe, unterhalb der sich weitere, ebenfalls sehr schwach ausgeprägte kurze Rippen befinden. Auch die Ventralrippe ist wesentlich schwächer und kürzer als auf der RK. Die Ventralfläche ist verhältnismäßig breit, abgeflacht und innen eingesenkt. Sie weist kräftige Längsrippen auf. Das Schloß der RK besteht aus ziemlich kräftigen, länglichen terminalen Zahnplatten und einer dazwischen liegenden breiten, glatten Furche. Die verkalkte Innenlamelle ist mäßig breit. Vorn ist ein sehr schmales Vestibulum zu erkennen. Der Sexualdimorphismus ist kräftig; die ♂♂ sind wesentlich länger und schlanker als die ♀♀.

Maße:	♀♀	♂♂
	l = 600-660 µm	l = 781-880 µm
	h = 424-451 µm	h = 484-523 µm
	l/h = 1,3-1,48	l/h = 1,60-1,70

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Gemmanella (Neogemmanella) parva* ŠNEJDER 1956 besitzt 2 kräftige Lateralrippen auf der RK, von denen die untere länger als die obere oder zumindest gleich lang wie diese ist. Außerdem ist die LK stärker skulpturiert. *Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp. besitzt überhaupt keine kräftigen Lateralrippen. *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii unicostata* n. subsp. besitzt in der RK außer der kräftigen Lateralrippe nur eine sehr schmale kurze Rippe und die zwei Vorderrandzähne der RK sind ungewöhnlich lang und ragen in der Seitenansicht bei G. etwas über die größere LK hinaus.

*Gemmanella (Neogemmanella) oertlii unicostata* n. subsp.

(Taf. 3, Fig. 1, 2)

Derivatio nominis: Nach der einen kräftigen Lateralrippe in der RK, die nur von einer schwächeren Rippe begleitet wird.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 1

Diagnose: Mit den Artmerkmalen. Die RK besitzt eine sehr kräftige Lateralrippe, die hinten schräg nach oben umbiegt. Der Bereich unterhalb dieser Lateralrippe ist stets, die übrige Klappenoberfläche gelegentlich mit einer schwachen, streifenartig angeordneten Retikulation überzogen. In der unteren Schalenhälfte findet sich eine weitere schwache Längsrippe, die meist recht kurz ist. Die beiden Vorderrandzähne der RK sind so lang, daß sie bei geschlossenen G. die LK überragen. Die

Skulptur der LK ist ähnlich, aber die Lateralrippe ist nur sehr schwach ausgebildet und setzt hinten früher aus. Das Schloß der RK besitzt ziemlich hohe terminale Zahnplatten und eine glatte Schloßfurche. Die verkalkte Innenlamelle ist schmal bis mäßig breit; vorn ist ein sehr schmales Vestibulum vorhanden.

Maße:  $\text{♀♀} (?)$   
l = 800-850  $\mu\text{m}$   
h = 550-570  $\mu\text{m}$   
l/h = 1,45-1,49

Vorkommen: Mittlere und obere Gemmanellenschichten (Ladin) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii oertlii* n. sp. besitzt wesentlich kürzere Randzähne in der RK und in der unteren Schalenhälfte der RK sind 2-3 schwache Lateralrippen vorhanden. Außerdem sind die terminalen Schloßelemente deutlich schwächer ausgebildet.

*Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1-4)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Prof. Dr. A. ABUŠIK, Leningrad

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 1

Diagnose: G. mittelgroß bis groß. Die LK überragt die RK längs des gesamten Randes, am wenigsten dorsal. Der Dorsalrand in der LK ist gerade, in der RK schwach konvex bis gerade. Die Endränder sind breit und etwas schief gerundet, wobei der Vorderrand oben, der Hinterrand unten etwas abgechrägt ist. Die ventrale Umrißlinie ist gerade, im hinteren Drittel gelegentlich schwach konvex; der Ventralrand ist konkav. Beide Klappen weisen eine grubige bis schwach retikulierte Oberfläche auf, wobei die Skulpturelemente längsstreifig angeordnet sind. Oftmals sind die Skulpturelemente so stark abgeschwächt, daß die Schalenoberfläche fast glatt erscheint. Besonders auf der LK können sich die Skulpturelemente zu zahlreichen unregelmäßig verlaufenden Längsrippen verbinden, die aber außer auf der unteren Schalenhälfte der LK stets nur undeutlich ausgebildet sind. Die RK besitzt eine kräftige Ventralrippe, die am Vorder- und Hinterrand besonders bei den  $\text{♀♀}$  unter Abschwächung weit nach oben reicht. Eine Verdoppelung dieser Ventralrippe fehlt oder tritt nur gelegentlich bei den  $\text{♂♂}$  andeutungsweise auf. In der LK ist keine oder nur eine undeutliche Ventralrippe ausgebildet. Die verhältnismäßig breite abgeflachte, innen eingesenkte Ventralfläche ist längsberippt und sowohl auf der RK als auch auf der LK scharf gegen die Seitenflächen abgesetzt.

Innere Schalenmerkmale in der für die Untergattung *Neogemmanella* typischen Ausbildung.

Sexualdimorphismus deutlich;  $\text{♂♂}$  wesentlich größer und schlanker als  $\text{♀♀}$ .

Maße:

♂♂  
l = 730-770  $\mu\text{m}$   
h = 467-479  $\mu\text{m}$   
l/h = 1,52-1,64

♀♀  
l = 539-589  $\mu\text{m}$   
h = 385-435  $\mu\text{m}$   
l/h = 1,35-1,40

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes.

Beziehungen: *Gemmanella* (*Neogemmanella*) *abuschiki* ist der primitivste typische Vertreter der Untergattung *Neogemmanella* und setzt auch etwas vor den hoch entwickelten Vertretern wie *Gemmanella* (*Neogemmanella*) *parva* ein. Die größte Ähnlichkeit besteht zu *G. (neogemmanella) oertlii oertlii* n. sp., die sich vor allem durch die Ausbildung der kräftigen Lateralrippe auf der RK und die stets deutlich zweiteilige Ventralrippe unterscheidet.

*Gemmanella (Neogemmanella) parva primitiva* n. subsp.

(Taf. 1, Fig. 5, 6)

Derivatio nominis: Nach der Vorläuferstellung zu *Gemmanella (Neogemmanella) parva parva*

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 5

Diagnose: Mit den Artmerkmalen. Auf der RK sind 2 kräftige Lateralrippen vorhanden, die vorn etwa in gleicher Höhe im vorderen Schalendrittel einsetzen, während die untere hinten früher aussetzt. Etwa in der Schalenmitte zweigt von der oberen Rippe eine schwächere Rippe schräg nach hinten oben ab und eine weitere etwas schräg nach hinten unten. Auch unterhalb der unteren Lateralrippe ist meist noch eine weitere schwächere Lateralrippe ausgebildet. Die Schalenoberfläche ist unregelmäßig retikuliert. Dorsal, anterodorsal sowie in geringerem Maß auch hinten ist die Skulptur stark abgeschwächt oder verschwindet völlig. Die sehr kräftige Ventralrippe steht anteroventral etwas hervor. Auch die LK ist kräftig skulpturiert. Sie besitzt 2 ziemlich kräftige, unregelmäßig wellige Längsrippen und dazwischen sowie darüber und darunter eine unregelmäßige, kräftige, längsrippenartig verstärkte Retikulation. Vorn, dorsal und hinten ist die Skulptur stark abgeschwächt oder fehlt dort völlig.  
Innenmerkmale unbekannt.

Maße:

(♀♀)  
l = 590-640  $\mu\text{m}$   
h = 401-418  $\mu\text{m}$   
l/h = 1,45-1,50

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes. Setzt etwas später ein als *G. (Neogemmanella) abuschiki* und *G. (Neogemmanella) oertlii oertlii*

Beziehungen: Die neue Unterart vermittelt zwischen *G. (Neogemmanella) oertlii oertlii* und *G. (Neogemmanella) parva* ŠNEJDER 1956. Von der ersteren Art unterscheidet sie sich durch die wesentlich stärker skulpturierte LK und die Ausbildung von 2

kräftigen Lateralrippen auf der RK. Bei *G. (Neogemmanella) parva parva* ist die untere Lateralrippe der RK größer als die obere oder zumindest gleich lang.

Gattung *Speluncella* ŠNEJDER 1956

Typusart *Speluncella spinosa* ŠNEJDER 1956

Bemerkungen: Die Typusart *Speluncella spinosa* wurde bei STAROŽILOVA (in: LIPATOVA & STAROŽILOVA 1968) und KOZUR 1969 unabhängig voneinander in genau dem gleichen Sinne abgegrenzt. Das ist insofern bedeutsam, da ŠNEJDER unter *Speluncella spinosa* zwei verschiedene Arten zusammenfaßt, von denen die eine (z.B. bei ŠNEJDER 1960, Taf. 2, Fig. 7 abgebildete) eine Übergangsform zwischen den Gattungen *Remocythere* BEUTLER & GRÜNDEL 1963 und *Blomella* KOZUR 1973 ist. Von den echten Speluncellen treten neben der Typusart in den Gemmanellschichten vor allem *Speluncella ascendens* DIEBEL 1965 und *Speluncella parva* KOZUR 1968 auf. Beide Arten finden sich nur in dem illyrischen Anteil der unteren Gemmanellschichten.

Gattung *Blomella* KOZUR 1973

Typusart *Speluncella sulcata* KOZUR 1968

*Blomella transita* n. sp.

(Taf. 5, Fig. 1-4)

Derivatio nominis: Nach der Übergangsstellung zwischen den Gattungen *Blomella* KOZUR 1973 und *Remocythere* BEUTLER & GRÜNDEL 1963

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 1

Diagnose: *G.* klein bis mittelgroß, ungleichklappig, ventral extrem stark verbreitert. Die größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Der Dorsalrand der LK ist bei den ♀♀ kräftig, bei den ♂♂ wenig konvex. Der Dorsalrand der RK ist gerade. Der Dorsalrand geht bei beiden Klappen fließend in die Endränder über, die ziemlich unvermittelt in den leicht konkaven Ventralrand übergehen. Ventrale Umrißlinie gerade. Seitliche Schalenoberfläche glatt oder schwach grubig, vor allem auf der Oberseite der starken ventralen Ausweitung. Auf der Oberseite der ventralen Flügelung tritt im vorderen Drittel ein schwacher Sulcus auf, der z.T. auf der seitlichen Schalenoberfläche als schwache Depression weiterläuft. Meist fehlt aber auf den seitlichen Schalenoberflächen der Sulcus ganz und nur auf der Schaleninnenseite ist der Sulcus  $S_2$  deutlich ausgebildet. Ventral ist *Blomella transita* extrem stark verbreitert, wobei die Ventralfläche innen etwas eingesenkt ist. Die gesamte Ventralfläche ist mit kräftigen randparallelen Rippen besetzt. Eine besonders hervortretende Rippe am Außenrand der Ventralfläche ist nicht ausgebildet. In der Aufsicht läuft das Vorderende der LK vorn spitz aus

wie bei *Remocythere*, während das Vorderende der RK in der Aufsicht noch breit abgestumpft wie bei *Blomella* ist. Innere Schalenmerkmale in der für *Blomella* typischen Ausbildung. Sexualdimorphismus sehr stark; ♀♀ klein, ventral extrem verbeitert, ♂♂ mittelgroß, schlanker, posterodorsal kräftig aufgebläht.

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes

Maße:	♀♀	♂♂
	l = 484-500 μm	l = 550-583 μm
	b = 413-440 μm	b = 407-446 μm
	l/b = 1,13-1,20	l/b = 1,30-1,35

Beziehungen: *Blomella transita* ist eine Übergangsform zwischen *Blomella sulcata* (KOZUR 1968) aus dem Illyr und *Remocythere* sp. (= *Speluncella* sp. KOZUR 1969) aus dem Fassan/Langobard-Grenzbereich, die wiederum die Vorläuferform von *Remocythere alata levis* (KOZUR 1968) aus dem Langobard ist. Von *Remocythere* sp., der primitivsten *Remocythere*-Art (mit durchgehend glatten Seitenflächen) weicht *Blomella transita* durch den konvexen Dorsalrand der LK und das in der Aufsicht abgestumpfte Vorderende der RK ab. *Blomella sulcata* (KOZUR 1968) unterscheidet sich von der neuen Art dadurch, daß in der Aufsicht auch das Vorderende der LK abgestumpft ist. Außerdem besitzt diese Art auf der Ventralfläche eine charakteristische breite Randrippe. Damit stehen zwei *Blomella*-Merkmalen (Ausbildung des Dorsalrandes der LK, Abstumpfung des Vorderendes der RK in der Aufsicht) zwei *Remocythere*-Merkmale (Fehlen der Randrippe auf der Ventralfläche und in der Aufsicht spitzes Auslaufen des Vorderendes der LK) gegenüber. Da außer der primitiven *Remocythere* sp. alle *Remocythere*-Arten auch wenigstens auf großen Teilen der Seitenflächen kräftig retikuliert sind, während die Seitenflächen bei *Blomella* höchstens schwach grubig sind (bis auf die Oberfläche der ventralen Flügelung), überwiegen doch noch etwas die *Blomella*-Merkmale, zumal man die Ausbildung der dorsalen Umrißlinie höher bewerten muß als Skulpturunterschiede.

Gattung *Pulviella* ŠNEJDER 1957

Typusart *Pulviella ovalis* ŠNEJDER 1957

*Pulviella minima* n. sp.

(Taf. 4, Fig. 11, 12)

Derivatio nominis: Nach der für die Gattung *Pulviella* ungewöhnlich geringen Größe

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 11

Diagnose: G. sehr klein, ungleichklappig. Seitenumriß gerundet subtriangular. Die größere LK überragt die RK längs des gesamten Randes. Dorsalrand konvex, größte Höhe zu Beginn des hinteren Drittels, von dort nach vorn allmählich nach hinten ziemlich steil abfallend. Endränder breit gerundet.

Ventrale Umrißlinie gerade, in der LK mitunter auch schwach konvex; Ventralrand schwach konkav. Seitliche Schalenoberfläche glatt bis schwach grubig. Ventralfläche sehr schmal, fließend in die Seitenflächen übergehend, mit sehr schwachen Längsrippen bedeckt.

Verkalkte Innenlamelle mäßig breit, mit Vestibulum. Schloß der RK mit kaum erhöhten terminalen Zahnplatten und dazwischen liegender glatter Furche. Schloß der LK nicht bekannt. Sexualdimorphismus konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden, obwohl geringe Unterschiede im Umriß einzelner Formen zu beobachten sind, bei denen es sich aber auch um intraspezifische Variabilität handeln könnte, da der Übergangsbereich stark besetzt ist.

Maße:  $l = 303-330 \mu\text{m}$   
 $h = 226-248 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,33-1,43$

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassin) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Pulviella teres teres* (v. SEEBACH 1857) ist im Umriß ähnlich, weicht allerdings durch die meist deutlich konvexe ventrale Umrißlinie, die etwa in der Mitte liegende größte Höhe und die Größe der Formen ab.

*Pulviella ? stykae* n. sp.

(Taf. 6, Fig. 4,5)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dr. O. STYK, Warschau

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 4

Diagnose: G. sehr klein, ungleichklappig. LK größer, überragt die RK außer am Vorderrand bzw. dessen mittleren und unteren Teil längs des gesamten Randes. Dorsalrand gerade, bei ♀♀ gelegentlich auch schwach konvex. Vorderrand der ♀♀ breit gerundet, oben wenig abgeschrägt. Hinterrand der ♀♀ oben stark abgeschrägt, unten spitz gerundet. Ventrals Umrißlinie schwach konvex; Ventralrand konkav. Seitliche Schalenoberfläche glatt bis schwach grubig. Ventralfläche schmal, innen eingesenkt, mit schwachen Längsrippen bedeckt.

Innere Schalenmerkmale unbekannt.

Sexualdimorphismus deutlich; ♂♂ langgestreckt-subrectangular, länger und schlanker; abweichend gerundete Endränder.

Maße:  $l = 259_{\text{♀}}-275 \mu\text{m}$   $l = 297-308 \mu\text{m}$   
 $h = 165-171 \mu\text{m}$   $h = 165-176 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,52-1,67$   $l/h = 1,75-1,81$

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassin) des Prikaspigebietes

Beziehungen: Im Seitenumriß ist *Speluncella parva* KOZUR 1968 den ♂♂ ähnlich. Diese Art ist aber größer, besitzt eine eingesenkte Dorsalfläche sowie eine breitere und scharf gegen die Seitenflächen abgesetzte Ventralfläche, die kräftig längsberippt ist.



Die ähnlich kleine *Pulviella minima* unterscheidet sich deutlich durch den gerundet subtriangularen Seitenumriß.

? Gattung *Pajanites* KOZUR 1970

Typusart *Pajanites striatus* KOZUR 1970

Bemerkungen: Die Zuordnung der Gattung *Pajanites* zu irgendeiner Familie der triassischen Cytherocopina war bisher unmöglich (vgl. KOZUR 1973). Die vorliegende Art gehört sicher zu den Cytherideacea und höchstwahrscheinlich zu den Speluncellidae. Leider ist ihre Zuordnung zur Gattung *Pajanites* KOZUR 1970 zwar sehr wahrscheinlich, aber nicht völlig sicher. Aus diesem Grunde wird die Gattung *Pajanites* hier mit Vorbehalt den Speluncellidae angeschlossen.

*Pajanites* ? *ladinicus* n. sp.

(Taf. 4, Fig. 7)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Ladin

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 7

Diagnose: G. klein, langgestreckt suboval. LK etwas größer als RK und steht am gesamten Rand außer vorn etwas über. Dorsalrand konvex. Endränder gerundet. Ventrale Umrißlinie hinten konvex, vorn schwach konkav. Die gesamte Schalenoberfläche ist mit feinen Längsrippen bedeckt.

Innere Schalenmerkmale unbekannt.

Maße: l = 485-505 µm

h = 283-300 µm

l/h = 1,66-1,72

Vorkommen: Oberer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Pajanites striatus* KOZUR 1970 aus dem Illyr des Germanischen Beckens stimmt in der Skulptur weitgehend überein. Diese Art ist aber wesentlich niedriger (schlanker), kleiner und besitzt keine konkave Einbeziehung im vorderen Drittel des Ventralrandes.

Oberfamilie Cytheracea BAIRD 1850 s. str.

Familie Glorianellidae ŠNEJDER 1960

Unterfamilie Cytherissinellinae ŠNEJDER 1960

Gattung *Lutkevichinella* ŠNEJDER 1956

Untergattung *Lutkevichinella* ŠNEJDER 1956

Typusart *Lutkevichinella bruttanæ* ŠNEJDER 1956

*Lutkevichinella (Lutkevichinella) pseudopusilla* n. sp.

(Taf. 6, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Nach der Ähnlichkeit mit *Lutkevichinella pusilla* DIEBEL 1965

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 1

Diagnose: G. sehr klein, langgestreckt rechteckig, annähernd gleichklappig. Am freien Rand steht die LK, am Dorsalrand die RK geringfügig über. Dorsale Umrißlinie gerade, im hinteren Drittel schwach konvex. Ventrale Umrißlinie gerade; Ventralrand schwach konkav. Vorderrand breit gerundet, Hinterrand spitz gerundet. Seitliche Schalenoberfläche grubig, wobei die Skulptur undeutlich längsstreifig angeordnet ist. Mitunter ist auch eine schwache Lateralrippe ausgebildet. Am Ende des vorderen Drittels liegt ein Sulcus, der in der Mitte durch ein Lateralrippenrudiment abgeschwächt wird. Ventralfläche abgeflacht, aber fließend in die Seitenflächen übergehend, mit undeutlichen Längsrippen besetzt. Posterodorsal ist eine breite Aufwölbung ausgebildet, die die Konvexität der dorsalen Umrißlinie im hinteren Drittel bewirkt und die Entstehung einer eingesenkten Dorsalfläche in der hinteren Schalenhälfte zur Folge hat.

Innere Schalenmerkmale nicht bekannt.

Sexualdimorphismus: Neben den hier beschriebenen Formen existieren noch kleinere mit etwas abweichendem Umriß (mehr subtriangular). Ob es sich dabei um eine andere Art bzw. Unterart oder um den Ausdruck von Sexualdimorphismus handelt, ist unklar. Von dieser zweiten Formgruppe liegen z.B. nur wenige Exemplare vor.

Maße: l = 292-325  $\mu\text{m}$   
h = 160-176  $\mu\text{m}$   
l/h = 1,8-2,02

Vorkommen: Unterer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Illyr) des Prikaspgebietes

Beziehungen: *Lutkevichinella pusilla* DIEBEL 1965 ist in der Größe, im Umriß und in der Skulptur recht ähnlich. Bei dieser Art ist jedoch die Klappenwölbung viel geringer und die posterodorsale Aufwölbung fehlt, wodurch es bei *L. pusilla* nicht zur Ausbildung einer kräftig eingesenkten Dorsalfläche in der hinteren Schalenhälfte kommt. *L. pusilla* besitzt eine

schmale, wenig eingetiefte, aber längere Dorsalfläche. Außerdem ist bei *L. pusilla* die Tendenz viel stärker, die Skulpturelemente in zarten Längsrippen zu vereinen.

Untergattung *Cytherissinella* ŠNEJDER 1956

Typusart *Cytherissinella okrajantzi* ŠNEJDER 1956

*Lutkevichinella (Cytherissinella) okrajantzi trammeri* n. subsp.

(Taf. 6, Fig. 10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. J. TRAMMER, Warschau

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 10

Diagnose: Mit den Artmerkmalen. G. sehr klein. Seitenumriß subtriangular. Vorderrand deutlich höher als Hinterrand. Die kräftige Lateralrippe verläuft schräg nach hinten oben. Hinter dem schwach ausgeprägten Sulcus ist eine undeutliche, z.T. unterbrochene Vertikalrippe ausgebildet.

Maße: l = 380-396  $\mu\text{m}$

h = 226-237  $\mu\text{m}$

l/h = 1,64-1,74

Vorkommen: Mittlerer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Oberillyr) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *L. (Cytherissinella) okrajantzi okrajantzi* ŠNEJDER 1956 ist größer und weist einen subrectangularen bis rechteckigen Seitenumriß auf. Die Lateralrippe verläuft etwa parallel zum Dorsalrand. Hinter dem Sulcus ist keine Vertikalrippe ausgebildet.

*L. (Cytherissinella) schneiderae* KOZUR 1970 ist noch etwas kleiner, besitzt eine kräftig retikulierte Schalenoberfläche und weist deutliche Unterschiede in der Klappenwölbung auf. Möglicherweise vermittelt *L. (Cytherissinella) okrajantzi trammeri* zwischen *L. (Cytherissinella) schneiderae* (Illyr, unterer Teil der unteren Gemmanellenschichten) und *L. (Cytherissinella) okrajantzi okrajantzi* (Fassan)

*Lutkevichinella (Cytherissinella) schneiderae* KOZUR 1970

(Taf. 6, Fig. 6-9)

Bemerkungen: Reiches neues Material dieser illyrischen Art aus dem oberen Teil des germanischen Mittleren Muschelkalkes und dem unteren Teil der unteren Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes macht eine Ergänzung der Beschreibung bei KOZUR (1970) nötig: In der RK und gelegentlich schwach ausgeprägt auch in der LK ist der gesamte Rand von einer flachen Aufwulstung eingefaßt, die am Vorderrand der RK am breitesten und höchsten ist.

*Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n. sp.

(Taf. 6, Fig. 11-15)

Derivatio nominis: Nach der Ausbildung eines Knotens im zentralen Bereich der Ventralrippe

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 11

Diagnose: G. sehr klein bis klein, subrectangular bis subtriangular. Die größere LK überragt die RK längs des gesamten freien Randes mehr oder weniger kräftig, während die RK dorsal etwas übersteht. Die Endränder sind breit gerundet, der Vorderrand ist höher als der Hinterrand. Beide Klappen weisen eine umlaufende wulstige Randrippe auf, die ventral kurz hinter der Mitte knotenartig verdickt ist. Antero- und postero-dorsal ist sie am stärksten, im zentralen Dorsalbereich am schwächsten ausgebildet. Die seitliche Schalenoberfläche ist grubig oder retikuliert und besitzt eine kräftige, annähernd gerade Lateralrippe. Der etwas vor der Mitte liegende Sulcus ist nur schwach ausgebildet. Die abgeflachte und etwas hinter der Mitte verbreiterte Ventralfläche ist mit flachen Längsrippen bedeckt. Die Dorsalfläche ist vorn schmal, hinten deutlich verbreitert. In der Nähe des Klappenkontaktes ist sie eingesenkt.

Das Schloß der RK weist terminale Zähne und eine dazwischen liegende breite Schloßfurchung auf, die sich in der hinteren Hälfte deutlich verschmälert. Die verkalkte Innenlamelle ist schmal bis mäßig breit; das Vestibulum ist sehr schmal. Die geringen auftretenden Unterschiede im Umriß (subtriangulare und subrectangulare Formen) könnten auf Sexualdimorphismus zurückzuführen sein.

Maße     l = 391-402  $\mu$ m  
          h = 242-275  $\mu$ m  
          l/h = 1,46-1,66

Vorkommen: Höherer Teil der unteren Gemmanellenschichten,  
? mittlere Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes

Beziehungen: In stratigraphischer Abfolge sind fließende Übergänge zu *L. (Cytherissinella) schneiderae* KOZUR 1970 bekannt. Diese Art besitzt wesentlich schwächere und nicht rippenartige randliche Aufwulstungen, die meist nur in der RK auftreten. Eine knotenartige Verdickung im zentralventralen Bereich ist nicht ausgebildet.

Auch *L. (Cytherissinella) okrajantzi* ŠNEJDER 1956 ist ähnlich, zeigt aber schwächere randliche Rippenstrukturen, die überdies nicht umlaufend sind. Die zentralventrale Verbreitung fehlt ebenfalls.

Gattung *Telocythere* KOZUR 1970

Typusart *Glorianella fischeri* KOZUR 1968

*Telocythere fischeri praefischeri* n. subsp.

(Taf. 4, Fig. 9, 10)

Derivatio nominis: Nach der Vorläuferstellung zu *Telocythere fischeri fischeri* (KOZUR 1968)

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 9

Diagnose: Mit den Artmerkmalen. Außer der kräftigen Lateralrippe ist höchstens noch eine weitere, aber wesentlich schwächere Lateralrippe ausgebildet.

Maße:  $l = 341-358 \mu\text{m}$   
 $h = 193-204 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,75-1,95$

Vorkommen: Unterer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Illyr) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Telocythere fischeri fischeri* (KOZUR 1968) besitzt unterhalb der kräftigen Lateralrippe mindestens noch 2, meistens aber 3 weitere ziemlich kräftige Längsrippen.

*Telocythere mostleri* n. sp.

(Taf. 4, Fig. 8)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 8

Diagnose: G. klein, langgestreckt rechteckig. Klappen annähernd gleich groß. Ventral überragt die LK etwas die RK. Dorsal- und Ventralrand lang, gerade. Endränder gerundet, Vorderrand oben etwas abgeschrägt. Klappenwölbung ungewöhnlich gering. Längs des gesamten Randes befindet sich eine kräftige Randrippe, die hinten besonders hoch ist und nur im vorderen Dorsalbereich unterbrochen ist, wobei die beiden Enden etwas gegeneinander versetzt sind. Übrige seitliche Schalenoberfläche glatt.

Innenmerkmale unbekannt.

Maße:  $l = 441-461 \mu\text{m}$   
 $h = 220-230 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,98-2,1$

Vorkommen: Unterer Teil der unteren Gemmanellenschichten (Illyr) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Telocythere fischeri* besitzt eine kräftige Lateralrippe, zu der sich je nach Unterart noch 1-3 weitere gesellen können.

*Telocythere tollmanni* KOZUR 1970 besitzt ebenfalls keine Lateralrippe, ist aber kräftig retikuliert.

Familie *Limnocytheridae* KLIE 1938

Gattung *Bisulcocypris* PINTO & SANGUINETTI 1958

*Bisulcocypris rubachae* n. sp.

(Taf. 5, Fig. 5-8)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dipl.-Jur. T. RUBACHA,  
Rostov

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 5

Bemerkungen: Wegen des extrem starken Sexualdimorphismus werden  
die ♀♀ und ♂♂ hier getrennt beschrieben.

Diagnose ♀♀: G. klein, gedrungen rectangular, ungleichklappig,  
besonders in der hinteren Schalenhälfte sehr stark aufgebläht.  
Längs des gesamten freien Randes steht die LK kräftig über;  
am Dorsalrand steht die RK über. Dorsalrand gerade, Ventral-  
rand konkav; ventrale Umrißlinie meist gerade, selten schwach  
konvex. Endränder breit gerundet, Vorderrand etwas höher als  
Hinterrand. Seitliche Schalenoberfläche kräftig grubig bis  
retikuliert, wobei die Skulpturelemente randparallel ange-  
ordnet sind. Vor allem in der unteren Schalenhälfte geht die  
Skulptur vielfach in retikulierte Längsrippen über. Der  
Sulcus  $S_2$  liegt etwa in der Schalenmitte und reicht vom  
Dorsalrand bis in die untere Schalenhälfte. In der Mitte ist  
er durch eine kurze Längsrippe unterbrochen, darunter ist er  
nur noch schwach sichtbar. Der anterodorsal gelegene  $S_1$  ist  
kurz und undeutlich. Die sehr breite, fließend in die Seiten-  
flächen übergehende Ventralfläche ist mit z.T. retikulierten  
Längsrippen bedeckt. Die Dorsalfläche ist ebenfalls ziemlich  
breit, aber unskulpturiert.

Das Schloß der RK besitzt eine breite Schloßfurche und kurze  
terminale Zähne. Die verkalkte Innenlamelle ist ziemlich  
breit. Ob ein Vestibulum vorhanden ist, konnte wegen der  
Verkrustung der Einzelklappen nicht entschieden werden.

Maße:  $l = 462-473 \mu\text{m}$   
 $h = 275-302 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,53-1,7$

Diagnose ♂♂: G. klein bis mittelgroß, langgestreckt rectangular,  
seitliche Klappenwölbung schwach bis mäßig stark. In der  
Skulptur treten die Lateralrippen stärker, die Retikulation  
oftmals schwächer hervor als bei den ♀♀.

Maße:  $l = 539-583 \mu\text{m}$   
 $h = 281-325 \mu\text{m}$   
 $l/h = 1,8-1,92$

Vorkommen: Außerordentlich häufig im oberen Teil der unteren  
Gemmanellenschichten (Fassan) des Prikaspigebietes

Beziehungen: *Bisulcocypris triassica* GERRY & OERTLI 1967 ist  
sehr ähnlich. Die ♀♀ weichen im Seitenumriß durch das unten  
deutlich abgeschrägte Hinterende, die ♂♂ durch das mehr  
spitz gerundete Hinterende ab. Die Skulptur der adulten Ver-

treter von *Bisulcocypris triassica* besteht aus Grübchen, nur im zentralen Klappenbereich treten z.T. schwache Längsrippen auf. Bei den juvenilen Formen tritt z.T. eine ähnliche Skulptur auf wie bei *B. rubachae*, dafür fehlt bei diesen Formen eine Längsrippe im zentralen Klappenbereich.

*Bisulcocypris ? lauta* (SNEJDER 1968) ist im Seitenumriß den ♂♂ von *B. rubachae* ähnlich, von der sie sich durch die gleichen Merkmale unterscheidet wie die ♂♂ von *B. triassica*. Auch bei dieser Form, die vermutlich mit *B. triassica* identisch ist, fehlen die Längsrippen.

*Bisulcocypris rubachae* ist eine Übergangsform zwischen den Gattungen *Bisulcocypris* und *Lutkevichinella*. Die extrem starke Aufblähung der ♀♀ vor allem im hinteren Drittel, die Art des Sexualdimorphismus und die inneren Schalenmerkmale sprechen für eine Zuordnung zu *Bisulcocypris*, wenn gleich einschränkend bemerkt werden muß, daß die inneren Schalenmerkmale auch bei *Lutkevichinella* nicht wesentlich abweichen, sodaß man nur den beiden ersteren Merkmalen größere Bedeutung zumessen kann. Unter den Lutkevichinellen besteht die engste Verbindung zu *L. (Cytherissinella) sokolovae* SNEJDER 1960 aus dem illyrischen Anteil der Gemmanellenschichten, die aber im Umriss beträchtlich abweicht. Die Aufblähung der ♀♀ dieser Art ist auch schon beträchtlich, erreicht aber noch nicht die Ausmaße wie bei *Bisulcocypris*. Immerhin kann man auch diese Art als Übergangsform zwischen den Gattungen *Lutkevichinella* und *Bisulcocypris* bezeichnen, wobei hier noch die *Lutkevichinella*-Merkmale überwiegen.

## Literatur

- ANDERSON, F.W.: Rhaetic Ostracoda. - Bull. Geol. Surv. Great Britain, 21, S. 133-173, 8 Taf., London 1964
- BEUTLER, G. & J. GRÜNDEL: Die Ostracoden des Unteren Keupers im Bereich des Thüringer Beckens. - Freiburger Forsch.-H., C 164, S. 33-92, 9 Taf., Leipzig 1963
- BUNZA, G. & H. KOZUR: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Ibk., 1 (2), S. 1-76, 1 Tab., 8 Taf., Innsbruck 1971
- DIEBEL, L. Neue Ostracoden aus dem Mittleren Muschelkalk von Gotha (Thür.). - Abh. ZGI, 1, S. 223-255, 5 Abb., 4 Taf., Berlin 1965
- GERRY, E. & H.J. OERTLI: *Bisulcocypris ? triassica* n. sp. (Crust., Ostrac.) from Israel. - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1 (2), S. 375-381, 2 Abb., 1 Taf. (1967)
- GRÜNDEL, J.: Zwei neue Ostracoden-Arten aus dem Unteren Keuper Thüringens. - Paläont. Z., 39, S. 234-239, 10 Abb., Stuttgart 1965
- KNÜPFER, J. & H. KOZUR: Eine neue Ostracodengattung aus der Trias des germanischen Binnenbeckens. - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss., 10 (4/5), S. 322-331, 3 Abb., 1 Taf., Berlin 1968
- KOZUR, H.: Neue Ostracoden aus dem Röt und Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 10 (7), S. 198-519, 6 Abb., 3 Taf., Berlin 1968
- KOZUR, H.: Einige seltene Ostracoden-Arten aus der germanischen Trias. - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 10 (11), S. 848-872, 9 Abb., 4 Taf., Berlin 1968b
- KOZUR, H.: Die Gattung *Speluncella* SCHNEIDER 1956 (Ostracoda) in der germanischen Trias. - Freiburger Forsch.-H., C 245, S. 47-67, 1 Abb., 5 Taf., Leipzig 1969
- KOZUR, H.: Neue Ostracoden aus der germanischen Mittel- und Obertrias. - Geologie, 19 (4), S. 440-461, 6 Abb., 4 Taf., Berlin 1970a
- KOZUR, H.: Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakonyhochlandes (Ungarn). - Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 58, S. 1-40 (Vorausdruck), S. 384-428 (gesamter Band), 4 Taf., Innsbruck 1970
- KOZUR, H.: Eine neue Ostracodengattung aus der brackischen oberen Discoceratiten-Zone des Thüringer Beckens. - Geologie 19 (5), S. 668-670, 5 Abb., Berlin 1970c
- KOZUR, H.: Einige Bemerkungen zur Systematik der Ostracoden und Beschreibung neuer Platycopida aus der Trias Ungarns und der Slowakei. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, S. 1-27, 2 Taf., Innsbruck 1972
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (1), S. 1-30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck 1973a
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (3), S. 1-31, Innsbruck 1973b
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie der Trias II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (4), S. 1-20, 1 Tab., Innsbruck 1973c



- KOZUR, H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (5), S. 1-41, Innsbruck 1973d
- KOZUR, H.: Die Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I. - Freiburger Forsch.-H., C 280, S. 1-56, 11 Tab., Leipzig 1974a
- KOZUR, H.: Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil II. - Freiburger Forsch.-H., C 280, S. 1-70, Leipzig 1974b
- KOZUR, H.: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forsch.-H., C 298, S. 139-197, 2 Tab., Leipzig 1974c
- KOZUR, H. u.a.: Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). - Scripta geol., 23, S. 1-56, 22 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Leiden 1974
- KOZUR, H. & H. MOSTLER: Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 341-360, Innsbruck 1972
- KOZUR, H. & E.V. MOVŠOVIČ: O stratigrafičeskom položeniĵ gemmanellovych sloev triasa Severo- Kaspijskoj vpadiny. - (in Druck)
- KOZUR, H. & P. REINHARDT: Charophyten aus dem Muschelkalk und dem Unteren Keuper Mecklenburgs und Thüringens. - Monatsber. deutsch Akad. Wiss. Berlin, 11 (5/6), S. 369-386, 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Berlin 1969
- KRÖMMELBEIN, K.: Ostracoden der Trias. Teil I: Germanische Trias. - Zbl. Geol. Paläont., Jg. 1973 (II), S. 139-149, 1 Tab., Stuttgart 1973
- LIPATOVA, V.V. SAJDAKOVSKIJ, L. Ja. & N.N. STAROŽILOVA: Paleontologičeskoe obosnovanie vydelenija srednego Triasa v Prikaspijskoj vpadine. - Izv. AN SSSR, ser. geol., Jg. 1969 (3), S. 77-87, 3 Abb., Moskva 1969
- LIPATOVA, V.V. & N.N. STAROŽILOVA: Stratigrafija i ostrakody triasovych otloženij Saratovskogo Zavolžĵa. - Izd. Saratov. Univ., 190 S., 70 Abb., 20 Taf., Saratov 1968
- MANDELŠTAM, M.I.: K novoj sistematike ostrakod nadsemejstva Cytheracea. - Problemy neftegazonosti Tadžikistana, 1, S. 29-33, 2 Tab., Izd. "IRFON", Dušanbe 1969
- MANDELŠTAM, M.I. u.a.: Ostracoda. - In: VSEGEI, sb. "Materialy po paleontologii (nove semejstva i rody)", S. 87-144, Abb. 15-53, Taf. 19-44 (1956)
- MANDELŠTAM, M.I.; ŠNEJDER, G.F. u.a.: Novye rody ostracod v semejstvach Cypridae i Cytheridae. - Ezegodnik Vsesojuz. Paleont. Obščestva, 16, S. 166-192, 4 Taf. (1957)
- SEEBACH, K. v.: Entomostraceen aus der Trias Thüringens. - Z. deutsch geol. Ges., 9, S. 198-206, 2 Taf., Berlin 1857
- ŠLEJFER, A.G.: Ostracody Baskunčakskoj serii nižnego triasa Prikaspijskoj vpadiny i ich stratigrafičeskoe značenie. - Geologija Russkoj platformy, Prikaspija, Orenburžĵa, 61, S. 112-139, 5 Taf., Moskva 1966
- ŠLEJFER, A.G.: K stratigrafii triasovych otloženij Prikaspijskoj vpadiny v svjazi s izučeniem ostrakod. - Sborn. Mat. naučno-techn. sov. glub. buren., 18, S. 183-196, 4 Abb., Izd.

"Nedra", Moskva 1972

- ŠNEJDER, G.F.: Fauna ostrakod verchnepermskich otloženij (tatarskij i kazanykij jarusy) neftenosnyh rajonov SSSR. - In: Mikrofauna neftjanyh mestoroždenij SSSR, 1, S. 21-49, 3 Abb., 4 Taf., Leningrad-Moskva 1948
- ŠNEJDER, G.F.: Fauna ostracod nižnetriasovych otloženij Prikaspijskoj nižmennosti. - Trudy KJUGE, 5, S. 287-303, 4 Abb., 3 Taf., Gostoptechnizdat, Leningrad 1960
- ŠNEJDER, G.F.: Novye vidy citeridy Prikaspijskoj voadini. - In: Novye vidy drevnyh rastenij i bespozvonočnyh SSSR, S. 262-263, 2 Abb. (auf Taf. 64) Moskva 1968
- ŠNEJDER, G.F. & M.I. MANDELŠTAM: Otrjad Ostracoda. - In: Atlas rukovodjaščich from iskopemyhfaun SSSR, 7, Triassovaja sistema, S. 179-221, 1 Abb., 2 Taf., Leningrad/Moskva 1947
- SOHN, I.G.: Triassic ostracodes from Makhtesch Ramon, Israel. - Bull. geol. surv. Israeö, 44, 71 S., 2 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Jerusalem 1968
- STAROŽILOVA, N.N.: Ostrakody triasovych otloženij Saratotskogo Zavolžja i ich stratigrafičeskoe značenie. - Autorreferat, 19 S., Saratov 1966
- STAROŽILOVA, N.N.: Podklass Ostracoda LATREILLE, 1806. - In: Stratigrafičeskij razrez baskunčakskoj serii nižnego triasa gory Bolšoe Bogdo, S. 127-140, 6 Taf., Saratov 1972
- STYK, O.: Some more important new species of foraminifers and ostracodes from the Triassic deposits of Poland. - Kwart. geol., 16 (4), S. 868-885, 1 Tab., 3 Taf., Warszawa 1972
- WIENHOLZ, E. & H. KOZUR: Drei interessante Ostracodenarten aus dem Keuper im Norden der DDR. - Geologie, 19 (5), S. 588-593, 1 Abb., 1 Taf., Berlin 1970
- ZHONG, X.: Upper Triassic and Middle Jurassic ostracodes from the Ordos basin. - Acta Paleont. Sinica, 12 (3), S. 426-474, 3 Taf., Peking 1964

## Tafelerläuterungen

### TAFEL 1

- Fig. 1: *Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/10a, a) Seitenansicht von links, b) Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 2: *Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp., Paratypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/10, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 3: *Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan, KM 1974 III/10, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 4: *Gemmanella (Neogemmanella) abuschiki* n. sp., ♀, Fassan, KM 1974 III/10, Ansicht von unten, 80x
- Fig. 5: *Gemmanella (Neogemmanella) parva primitiva* n. subsp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/11a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, c) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 6: *Gemmanella (Neogemmanella) parva primitiva* n. subsp., Paratypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/11, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 7: *Gemmanella (Praegemmanella) schleiferae* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan, KM 1974 III/4, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 8: *Gemmanella (Praegemmanella) schleiferae* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/4a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 9: *Gemmanella (Praegemmanella) movschovitschi* n. sp., Paratypus, RK, Illyr, KM 1974 III/1, 80x

### TAFEL 2

- Fig. 1: *Gemmanella (Praegemmanella) movschovitschi* n. sp., Holotypus, Illyr, KM 1974 III/1a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 2: *Gemmanella (Praegemmanella) movschovitschi* n. sp., oberstes Illyr, KM 1974 III/2, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 3: *Gemmanella (Gemmanella) grammi* n. sp., Holotypus, Fassan, KM 1974 III/3a, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 4: *Gemmanella (Gemmanella) grammi* n. sp., Paratypus, Fassan, KM 1974 III/3, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 5: *Gemmanella (Praegemmanella) minuta* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/5a, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 6: *Gemmanella (Praegemmanella) minuta* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan, KM 1974 III/5, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 7: *Gemmanella (Gemmanella) meyeri* n. sp., Holotypus, ♀, Unterfassan, mittlere Ceratitenschichten (compressus-Zone), Rüdersdorf, KM 1974 III/6a, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 8: *Gemmanella (Gemmanella) magna* n. sp., Holotypus,

- Ladin, KM 1974 III/7a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 9-11: *Gemmanella (Gemmanella) meyeri* n. sp., Unterfassan, mittlere Ceratitensichten (*compressus*-Zone), Rüdersdorf, KM 1974 III/6, Seitenansicht von rechts; Fig. 9: Paratypus, ♀; Fig. 10: Paratypus, ♂; Fig. 11: Jugendform

TAFEL 3

- Fig. 1: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii unicostata* n. subsp., Holotypus, Ladin, KM 1974 III/8a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, c) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 2: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii unicostata* n. subsp., Paratypus, RK, Ladin, KM 1974 III/8, a) Außenseite, b) Innenseite, c) Ansicht von oben, 80x
- Fig. 3: *Gemmanella (Gemmanella) mocki* n. sp., Holotypus, Ladin, KM 1974, III/12a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x

TAFEL 4

- Fig. 1: *Gemmanella (Gemmanella) mocki* n. sp., Ladin, KM 1974 III/12, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 2: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii oertlii* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan, KM 1974 III/9, Seitenansicht
- Fig. 3: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii oertlii* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/9a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 4: *Gemmanella (Neogemmanella) oertlii oertlii* n. sp., Fassan, KM 1974 III/9, Ansicht von unten, 80x
- Fig. 5: *Gemmanella (Gemmanella) densistriata* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan, KM 1974 III/13 a, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 6: *Gemmanella (Gemmanella) densistriata* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan, KM 1974 III/13, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 7: *Pajanites ladinicus* n. sp., Holotypus, Fassan, KM 1974 III/32, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 8: *Telocythere mostleri* n. sp., Holotypus, Illyr, KM 1974 III/25, a) Seitenansicht von rechts, b) Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 9: *Telocythere fischeri praefischeri* n. subsp., Holotypus, Illyr, KM 1974 III/19a, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 10: *Telocythere fischeri praefischeri* n. subsp., Illyr, KM 1974 III/19, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 11: *Pulviella minima* n. sp., Holotypus, Fassan, KM 1974 III/17a, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 12: *Pulviella minima* n. sp., Paratypus, Fassan, KM 1974 III/17, Seitenansicht von links, 80x

TAFEL 5

- Fig. 1: *Blomella transita* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan,

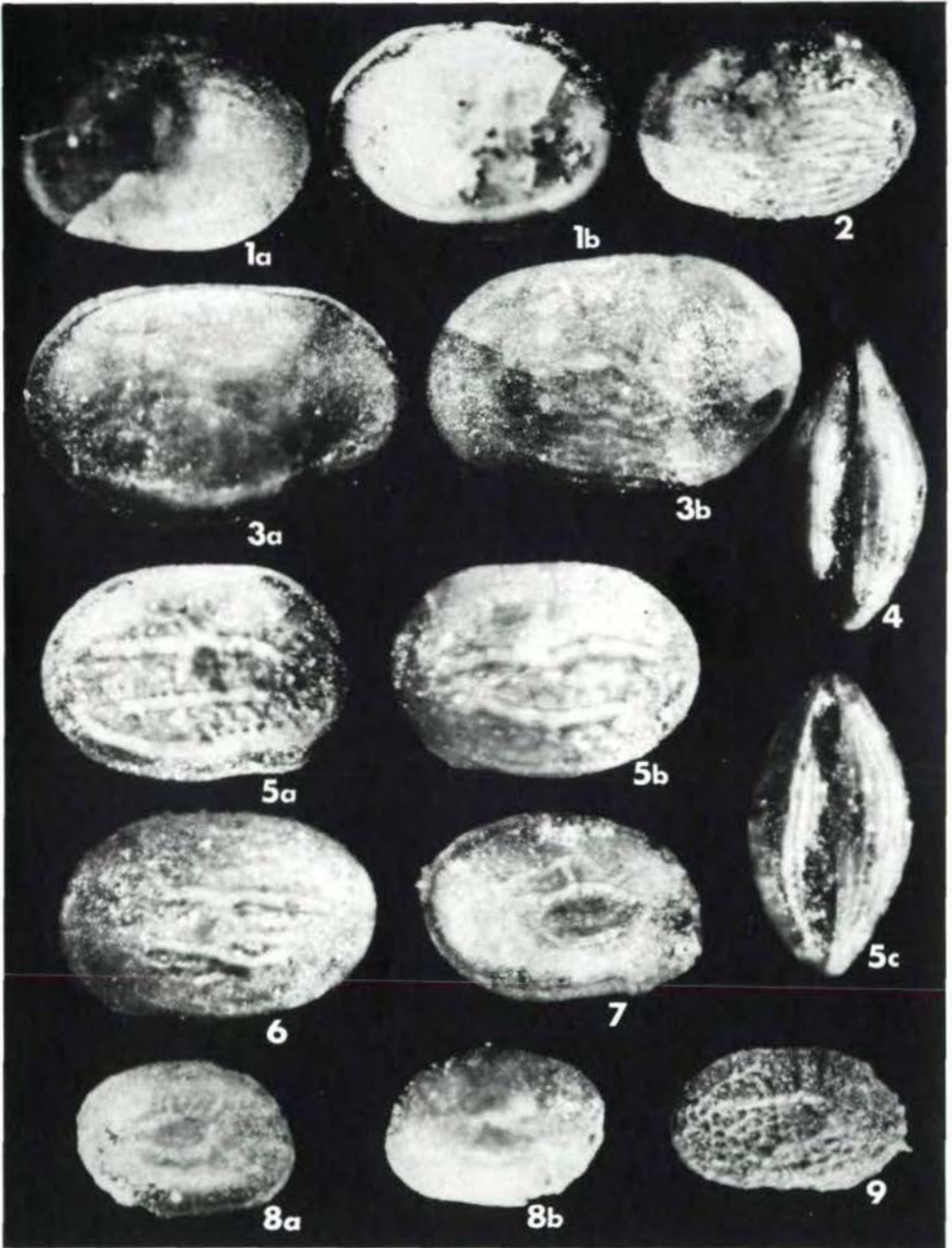
- KM 1974 III/14a, a) Seitenansicht von rechts,  
b) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 2: *Blomella transita* n. sp., Paratypus, ♀, Fassan,  
KM 1974 III/14, Ansicht von oben, 80x
- Fig. 3: *Blomella transita* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan,  
KM 1974 III/14, a) Seitenansicht von rechts,  
b) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 4: *Blomella transita* n. sp. ♂, Fassan, KM 1974 III/14,  
Ansicht von oben, 80x
- Fig. 5: *Bisulcocypris rubachae* n. sp., Holotypus, ♀,  
Fassan, KM 1974 III/25a, a) Seitenansicht von  
rechts, b) Ansicht von oben, c) Ansicht von unten,  
80x
- Fig. 6: *Bisulcocypris rubachae* n. sp., Paratypus, ♂, Fassan,  
KM 1974 III/25, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 7: *Bisulcocypris rubachae* n. sp., Paratypus, ♀, Fassan,  
KM 1974 III/25, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 8: *Bisulcocypris rubachae* n. sp., LK, Ladin, KM 1974  
III/28, Innenansicht, 80x

#### TAFEL 6

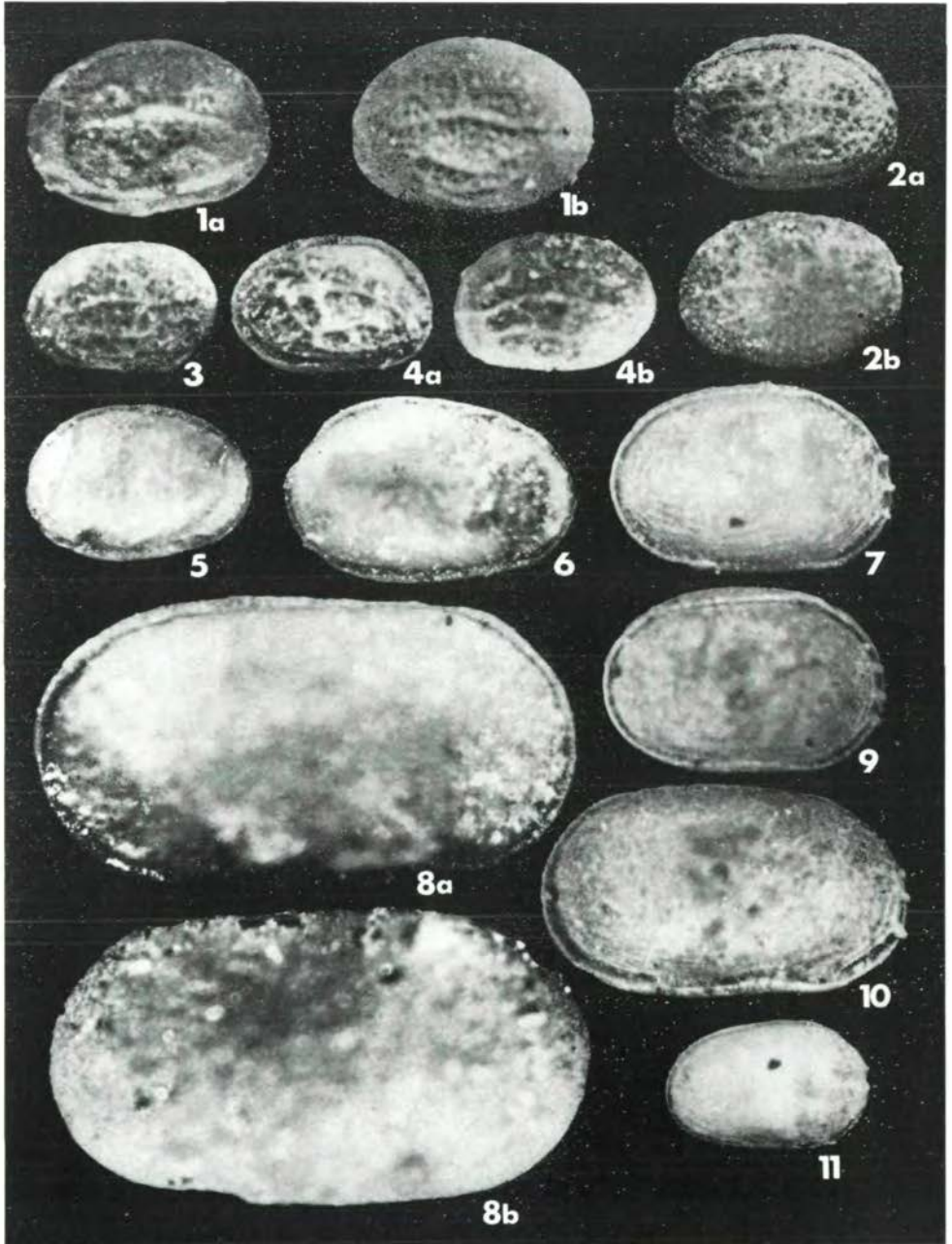
- Fig. 1: *Lutkevichinella (Lutkevichinella) pseudopusilla*  
n. sp., Holotypus, Illyr, KM 1974 III/26a, a) Sei-  
tenansicht von links, b) Ansicht von oben, 80x
- Fig. 2: *Lutkevichinella (Lutkevichinella) pseudopusilla*  
n. sp., Paratypus, Illyr, KM 1974 III/26, Seiten-  
ansicht von rechts, 80x
- Fig. 3: *Lutkevichinella (Lutkevichinella) pseudopusilla*  
n. sp., Jugendform, Illyr, KM 1974 III/26, Seiten-  
ansicht von links, 80x
- Fig. 4: *Pulviella ? stykae* n. sp., Holotypus, ♀, Fassan,  
KM 1974 III/18a, Seitenansicht von links, 80x
- Fig. 5: *Pulviella ? stykae* n. sp., ♂, Fassan, KM 1974 III/  
18, Seitenansicht von rechts, 80x
- Fig. 6-9: *Lutkevichinella (Cytherissinella) schneiderae*  
KOZUR 1970, Illyr, KM 1974 III/22, 80x, Fig. 6:  
Seitenansicht von rechts; Fig. 7: Seitenansicht von  
links; Fig. 8: Ansicht von oben; Fig. 9: Ansicht  
von unten
- Fig. 10: *Lutkevichinella (Cytherissinella) okrajantzi trammeri*  
n. subsp., Holotypus, Oberillyr, KM 1974 III/27a,  
a) Seitenansicht von rechts, b) Ansicht von oben,  
c) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 11: *Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n.  
sp., Holotypus, Ladin, KM 1974 III/28 a, a) Seiten-  
ansicht von rechts, b) Seitenansicht von links,  
c) Ansicht von unten, 80x
- Fig. 12: *Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n.  
sp., Ladin, KM 1974 III/28, Ansicht von oben, 80x
- Fig. 13: *Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n.  
sp., Paratypus, Ladin, KM 1974 III/28, Innenansicht,  
80x

- Fig. 14: *Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n.  
sp., Paratypus, Ladin, KM 1974 III/28, Seitenansicht  
von rechts, 80x
- Fig. 15: *Lutkevichinella (Cytherissinella) ventronodosa* n.  
sp., primitive Form, Fassan, KM 1974 III/29, Ansicht  
von unten, 80x

Tafel I

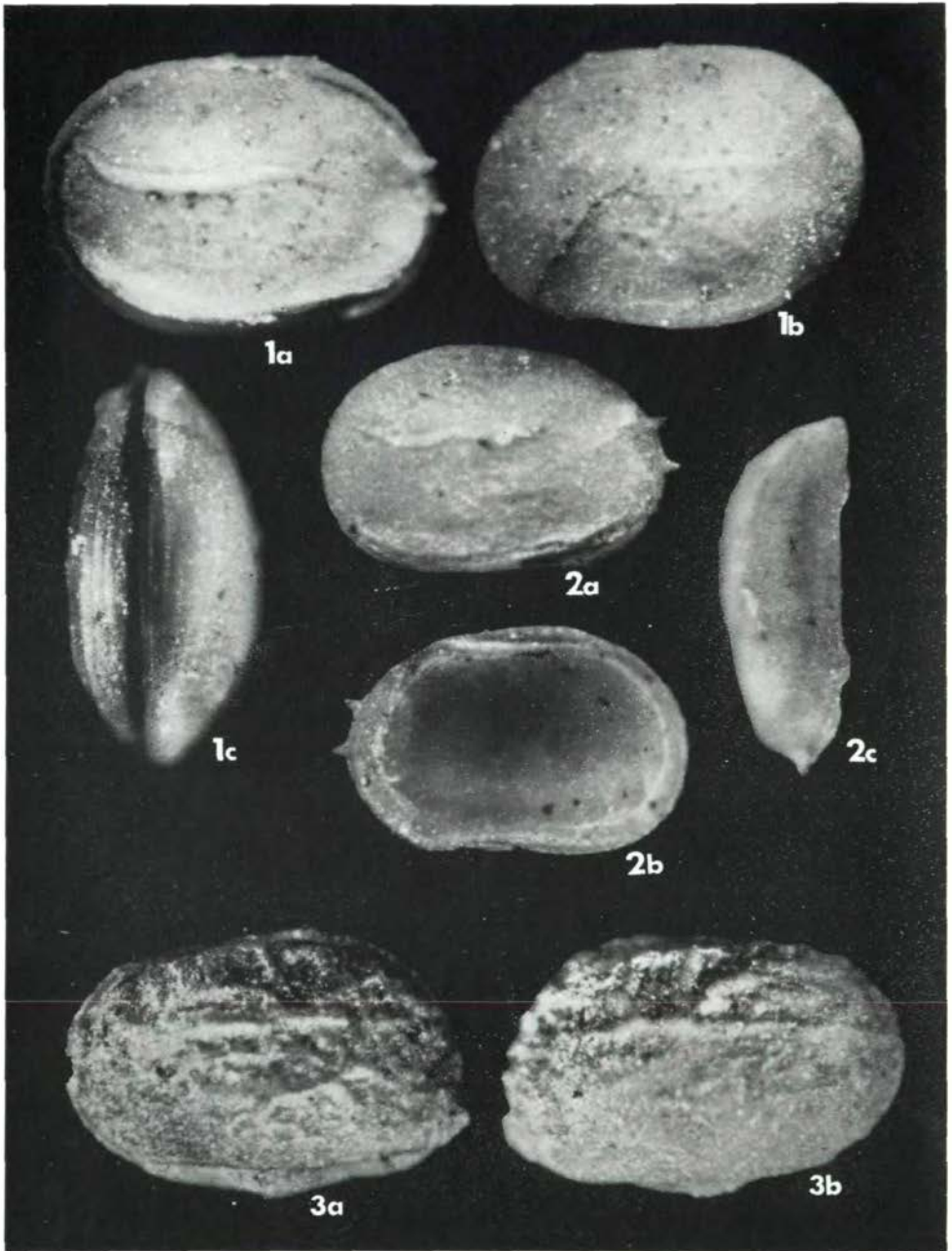


Tafel II

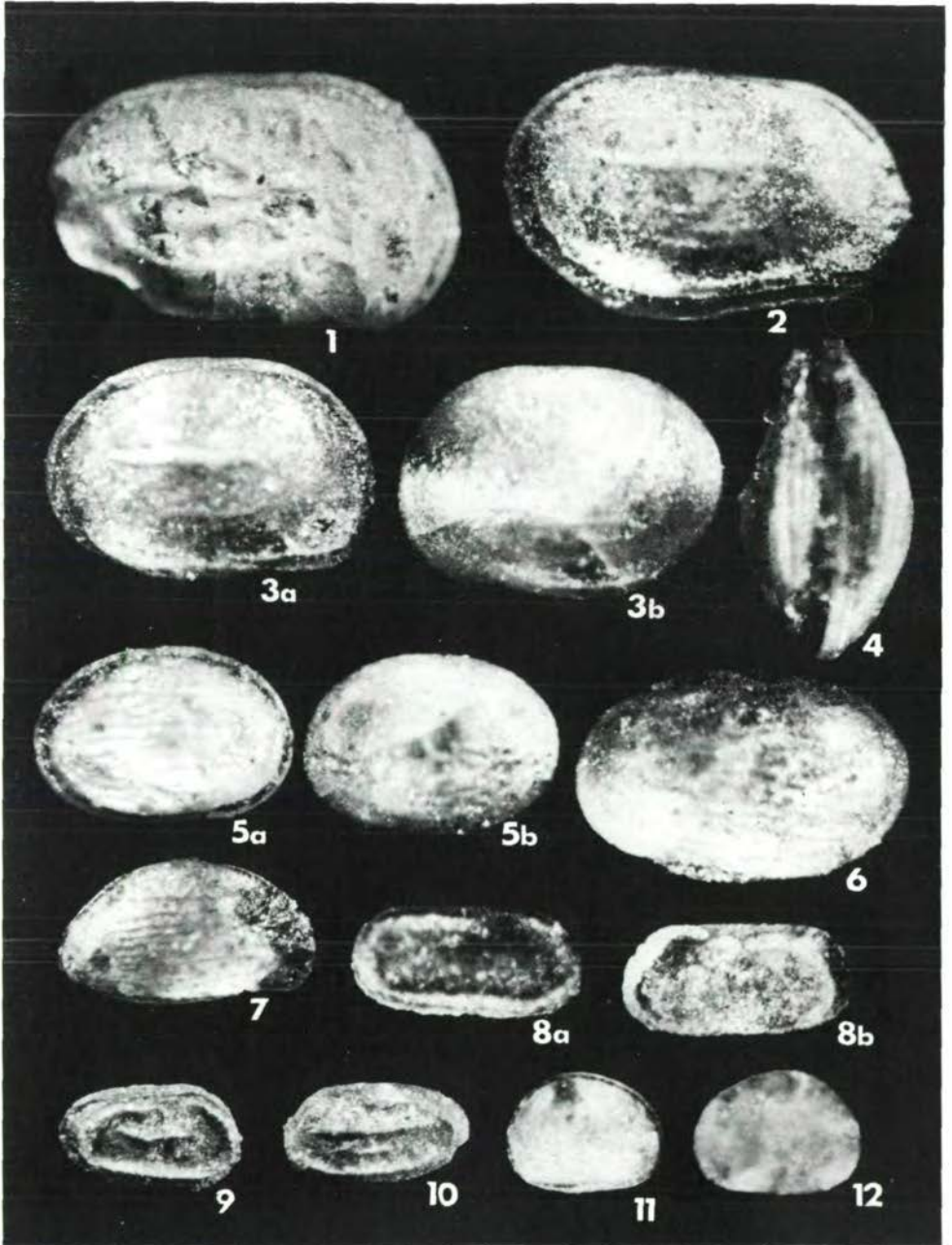




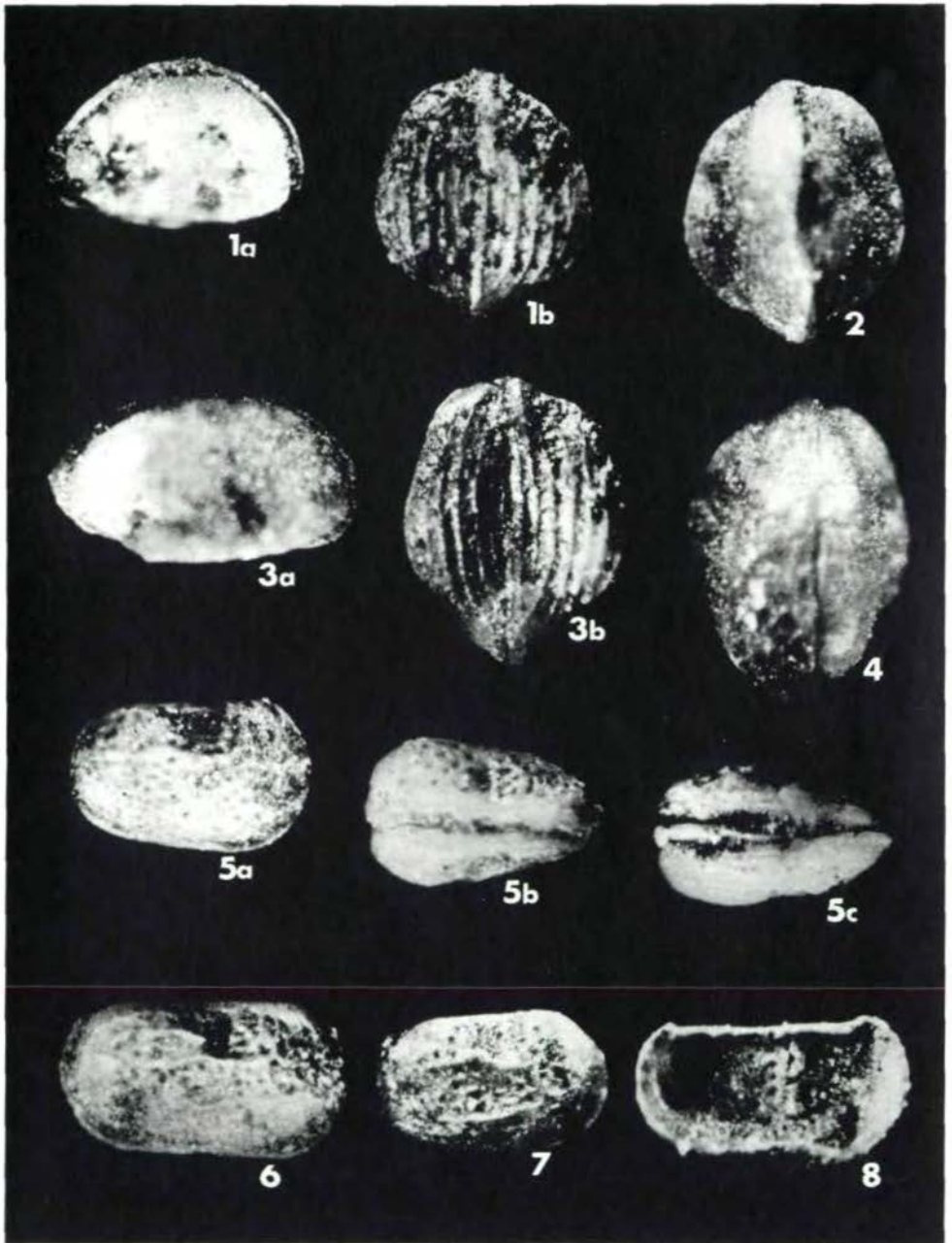
Tafel III



Tafel IV



Tafel V



Tafel VI

