

ERSTER PALÄONTOLOGISCHER NACHWEIS VON MELIATICUM UND SÜD-RUDABÁNYAICUM IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN (ÖSTERREICH) UND IHRE BEZIEHUNGEN ZU DEN ABFOLGEN IN DEN WESTKARPATEN

H. Kozur & H. Mostler

Mit 7 Abbildungen und 14 Tafeln

Zusammenfassung:

Zum ersten Mal wurde eine sedimentäre Abfolge des Meliaticum in den Nördlichen Kalkalpen paläontologisch belegt. Mitteltriassische rote Radiolarite, verkieselte Filamentkalke und untergeordnete pelagische Kalke treten als Olistolithe in einer mitteljurassischen Abfolge aus teilweise gradierten Ton- und Schluffsteinen, untergeordneten Sandsteinen mit zahlreichen Olistolithen auf. Auch dunkle Radiolarite des Mittelkarn finden sich untergeordnet als Olistolithe. Für das sedimentäre Meliaticum, das an zwei Stellen, am Florianikogel und im Edenhof-Mehrfachfenster, nachgewiesen wurde, kann die Florianikogel-Decke ausgeschieden werden. Im Edenhof-Mehrfachfenster tritt untergeordnet Serpentin auf und am Florianikogel finden sich auch die kristallinen hellen, massigen Kalke aus der Prä-Rift-Abfolge, die auch in den Westkarpaten in randlichen subozeanischen Abfolgen des Meliaticum anzutreffen sind.

Tektonisch zerscherte Ophiolithe des Meliaticum finden sich in einer E–W bis ENE–WSW-verlaufenden schmalen Zone, die sich von Unter-Höflein im Osten über Pfennigbach, die westliche Mariazell-Puchberg-Linie und Grundlsee nach Westen erstreckt. Diese Ophiolithe sind meist an Salinar-Melangen gebunden. Sie zeigen offensichtlich die Suturzone des Meliata-Hallstatt-Ozeans an. Die noch heute erkennbare Anordnung in einem schmalen Streifen, der keine namhaften Versetzungen aufweist, spricht gegen einen Ferntransport der tektonisch höheren Teile dieser Sutur aus dem Gebiet der Alpin-Dinarischen Narbe oder einer Wurzelzone wenig nördlich davon. Die tektonischen Konsequenzen für den Deckenausbau der Ostalpen werden diskutiert.

Nahe dem Südrand der Nördlichen Kalkalpen konnten wir auch unmetamorphes Süd-Rudabányaicum nachweisen, das ursprünglich südlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans beheimatet war. Für diese Schichtfolge wird die Geyerstein-Decke ausgeschieden. Metamorphe (transportierte Metamorphose) Reste des Süd-Rudabányaicum finden sich auch im Edenhof-Mehrfachfenster. Das obere Unteranis und das untere Pelson sind pelagisch ausgebildet und das Pelson enthält auch umgelagerte basische Vulkanite neben zahlreichen resedimentierten Kalken. Letztere sprechen für eine Übergangsstelle dieser Folge zwischen Süd-Rudabányaicum und Meliaticum.

Summary:

For the first time, a sedimentary sequence of the Meliaticum has been paleontologically dated by conodonts and radiolarians in the Northern Calcareous Alps. Middle Triassic red radiolarites, silicified pelagic red limestones ('chert') and subordinatedly pelagic limestones occur as olistoliths in a Middle Jurassic sequence of partly graded shales and siltstones, some sandstones and numerous olistoliths. This sedimentary Meliaticum that has been found at the Florianikogel and in the Edenhof window, is part of a nappe named as Florianikogel Nappe. In the Edenhof multiple window, serpentinit is present subordinatedly. At the Florianikogel light-coloured, crystalline limestones of the pre-(oceanic) rift stage are present that can be also found in marginal suboceanic parts of the Meliaticum in the Western Carpathians.

Tectonically dismembered ophiolites of the Meliaticum are present in a narrow E–W to ENE–WSW striking zone running from Unter-Höflein in the east across Pfennigbach, western Mariazell-Puchberg line to Grundlsee in the west. These ophiolites occur mostly in salinar melanges. They indicate seemingly the suture zone of the Meliata-Hallstatt ocean. This zone is narrow and no segments of this zone are displaced distinctly in N-S direction. Therefore a large-scale nappe transport of upper parts of the original suture of the Meliata-Hallstatt ocean from the area near to the Alpin-Dinaric Line is not probably. The tectonic consequences for the nappe structure of the Eastern Alps are discussed.

Unmetamorphic South-Rudabányaicum was found near the southern margin of the Northern Calcareous Alps. These units were originally situated south of the Meliata-Hallstatt ocean. The Geyerstein Nappe is introduced for this sequence. Additionally, low-grade metamorphic remnants of South-Rudabányaicum are present in the Edenhof multiple window. The upper part of the Lower Anisian and the Lower Pelsonian are pelagic and in the Pelsonian reworked basic volcanics can be found beside numerous reworked limestones. These basic volcanics indicate a transitional position of this South-Rudabányaicum to the Meliaticum.

I. Einführung

Mit der Entdeckung von Trias-Conodonten in der ozeanischen/subozeanischen Abfolge der Meliata-„Serie“ (später als Meliaticum bezeichnet, KOZUR & MOCK, 1973 a, b, KOZUR, 1991) begann eine tektonische Neubewertung der gesamten südlichen Westkarpaten. Die triasischen (ganz untergeordnet auch jurassischen) Ablagerungen des Slowakischen Karstes, die früher als „parautochthone“ Einheiten über der „oberpermischen bis unter-skythischen Meliata-Serie“ angesehen wurden, gehören in Wirklichkeit zu einer Decke (Silica-Decke nach KOZUR & MOCK, 1973 a, b) von juvavischem Charakter. Die paläozoischen bis jurassischen Abfolgen im angrenzenden Ungarn wurden ursprünglich ebenfalls als autochthone Einheiten angesehen. Die erste Decke wurde von BALOGH, KOZUR & PELIKAN (1984) ausgeschieden, nachdem KOZUR (1984 a, c) erstmalig Jura in Nordungarn nachweisen konnte. Bis heute wurden schon 9 Decken in diesem Teil Nordungarns ausgeschieden (KOZUR, 1991, fig. 2).

Die Sedimentationsgebiete dieser Decken lagen im Meliata-Hallstatt-Ozean (Meliaticum), an seinem südlichen und nördlichen Hang (Süd-Rudabányaicum und Nord-Rudabányaicum sensu KOZUR, 1991) und auf seinem nördlichen äußeren Schelf (Silicicum). Die Positionen des heute südlich anschließenden Fennsikum (Fennsik-, Mályinka- und Eleskö-Decke) und der primär dazu benachbarten Bátor-Decke sind noch unklar. Entweder repräsentiert dieses Gebiet den Raum südlich vom südlichen Schelf des Meliata-Hallstatt-Ozeans mit einem subozeanischen Back-arc-Becken, das sich im Jura öffnete (Bátor-Decke) oder es wurde erst später (während des Tertiärs) in seine derzeitigen Positionen südlich verschiedener Decken des Meliaticum und Süd-Rudabányaicum transportiert. Im letzteren Fall könnte es ein Segment des Vardarozceans und seines Schelfs sein. Die tektonische Position des Fennsikum wurde bei KOZUR (1991) diskutiert.

Reste des Meliaticum der Westkarpaten kommen nach KOZUR, 1991, in zwei tektonischen Positionen vor: (1) Blöcke in Salinar-Melange, und (2) obduzierte Melange-Decken. Das Meliaticum ist in beiden tektonischen Positionen räumlich miteinander verbunden. Meist findet sich das Meliaticum nahe jungen tertiären Störzonen emporgereißt.

In den Ostalpen war Meliaticum bisher nicht definitiv nachgewiesen. KOZUR, 1991, betrachtete einen großen Teil der Serpentinite und Pillowlaven aus den Haselgebirgsmelangen als Reste der ozeanischen/subozeanischen Kruste des Meliaticum, da sie sich in gleicher tektonischer und paläogeographischer Position wie in den Westkarpa-

ten befinden, wo sie mit Hilfe von Radiolarien aus dünnen Sedimentzwischenlagen innerhalb mächtiger Pillowlaven als Ladin bis Cordevol datiert werden konnten (KOZUR & RETI, 1986, KOZUR & MOCK 1987, 1988, KOZUR, 1991). Aus diesem Grunde bezeichnete KOZUR (1991) den Meliata-Ozean als Meliata-Hallstatt-Ozean als nord-westlichen Teil des Kimmerischen Ozeans, der im basalen Oberjura geschlossen wurde („Paläotethys“ sensu SEN-GÖR, 1984, 1985). Alle anderen Autoren betrachteten die ultrabasischen und basischen Gesteine aus den Haselgebirgsmelangen bis heute als oberpermisch (z.B. KIRCHNER, 1980, LEIN in FLÜGEL & FAUPL, 1987).

Ziel unserer Untersuchungen war es, Sedimentgesteine des Meliaticum in der Nähe der ultrabasischen und basischen Gesteine nachzuweisen. Zu diesem Zweck haben wir alle Gebiete untersucht, in denen PLÖCHINGER (1967) auf der Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich, südöstlicher Teil der Nördlichen Kalkalpen) ultrabasische und basische Gesteine ausgeschieden hat. Im gleichen Gebiet haben wir jene Aufschlüsse untersucht, in denen anchimetamorphe paläozoische Gesteine auskartiert wurden, die nach ihrer Lithologie der Trias und dem Jura des Meliaticum entsprechen könnten (Abb. 1).

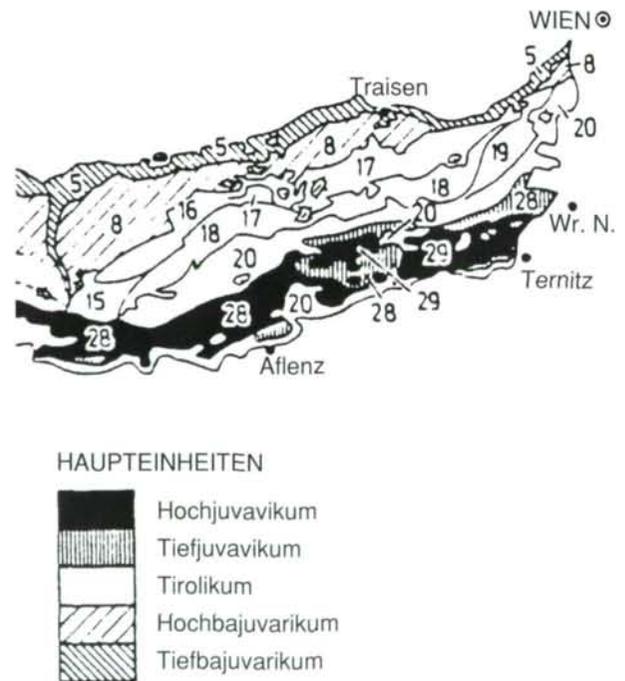


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes: im wesentlichen auf die Schneebergdecke (29) beschränkt; untergeordnet sind auch noch die Hohe-Wand-Decke (28) und Göller-Decke miteinbezogen (Teilausschnitt der tektonischen Übersicht von A. TOLLMANN, 1985: 116; Abb. 60)

Unsere ersten Untersuchungen waren überaus erfolgreich. Wir konnten nicht nur Trias und Jura des Meliaticum nachweisen, sondern auch unmetamorphes und metamorphes Süd-Rudabányaicum, wobei zwei neue Decken, die Geyerstein-Decke (Süd-Rudabányaicum) und die Florianikogel-Decke (Meliaticum), ausgeschieden werden konnten. Von einer dritten Decke mit metamorphem Süd-Rudabányaicum liegt nur ein kleiner tektonischer Span vor, sodaß diese noch nicht benannt wurde. Nach den erfolgreichen ersten Untersuchungen haben wir weitere Untersuchungen westlich unseres jetzigen Untersuchungsgebietes in Angriff genommen.

II. Ausbildung des Meliaticum in den Westkarpaten

In Bereichen mit mitteltriassischen Ophiolithen findet man keine Sedimente, aus denen man die geologische Entwicklung vor Beginn des ozeanischen Riftens rekonstruieren kann. Sedimente, die vor dem Beginn des ozeanischen Riftens im Pelson oder oberen Unteranis (Bithynian) abgelagert wurden, findet man gelegentlich als tektonische Blöcke in Melangen, die randliche Bereiche des Meliaticum repräsentieren. (Bereiche mit ausgedünnter Kruste, auf denen mitteltriassische Tiefwassersedimente, z.B. rote ladinische und cordevolische Radiolarite, abgelagert wurden, die aber keine Einschaltungen von Pillowlaven enthalten und auch nicht von Ophiolithen, sondern pelsonisch-illyrischen Rotkalken unterlagert werden). Die vorpelsonische Abfolge dieser Blöcke stimmt weitgehend mit den vorpelagischen Abfolgen im Nord- und Süd-Rudabányaicum überein. Das Oberperm besteht aus Gips (Anhydrit), Schiefen sowie einigen rekristallisierten dunklen Kalken. Das Unteranis besteht aus mächtigen, hellen rekristallisierten, massigen Kalken. Diese in Blöcken auftretenden Gesteine weisen stets eine anchi- bis epimetamorphe Überprägung auf, auch dann, wenn die Meliaticum-Abfolge unmetamorph ist, wie am Darnóhegy in Nordungarn.

Von den genannten Gesteinen findet man meistens nur die unteranisischen hellen kristallinen Kalke. Häufig ist dabei der Kontakt zu den überlagernden pelagischen Rotkalken erhalten. Der Übergang zu diesen pelagischen Sedimenten ist immer abrupt. Anzeichen für einen Auftauchhorizont im Top der hellen kristallinen Kalke gibt es nicht. Die Rotkalke greifen immer in zahllosen Spalten in die unterlagernden hellen Kalke ein. Diese Spaltenfüllungen sind so zahlreich, daß sie in den obersten Metern der

hellen kristallinen Kalke 10–50 % der gesamten Gesteinssubstanz ausmachen. Manchmal sind auch Brekzien der hellen kristallinen Kalke in den überlagernden pelagischen Rotkalken enthalten. Selten werden die hellen kristallinen Kalke direkt von Basalten und Tuffen überlagert, wobei sich aber tektonische Auflagerung oder Dyke-Charakter der basischen Gesteine nicht mit Sicherheit ausschließen läßt.

Wie diese tektonischen Blöcke von Prä-Rift-Gesteinen (vor dem ozeanischen Riften abgelagert), ist auch die ozeanische Abfolge meistens metamorph (anchi- bis epimetamorph, oft in Glaukophanschiefer-Fazies). Nur am Darnóhegy konnte unmetamorphes Meliaticum nachgewiesen werden.

Wie oben ausgeführt wurde, tritt das Meliaticum in Form von Salinar-Melangen und in Form von obduzierten Melange-Decken auf. Die Salinar-Melangen treten immer an der Basis von Decken auf, die eine Abfolge von mittel- und obertriassischen Hallstätter Kalken enthalten und deren Sedimentationsgebiet der nördliche Hang des Meliata-Hallstatt-Ozeans war (Nord-Rudabányaicum sensu KOZUR, 1991 und in Druck). Die Reste des Meliaticum bestehen in diesen Salinar-Melangen meist aus Ophiolithen, teils in Glaukophanschiefer-Fazies, während Sedimente nur in wenigen Vorkommen als ganz untergeordnete Komponente auftreten. Diese Ophiolithe stecken in oberpermischen Salinargesteinen. Da früher nur die Salinargesteine mit Sporomorphen datiert wurden, stellte man diese Serpentinite, Gabbros und Pillowlaven in das Oberperm. KOVACS (1984) verneinte jeden Zusammenhang, sogar tektonischen Kontakt dieser Gesteine, mit jüngeren Sedimenten, um so seine Zuordnung dieser Ophiolithe zum Oberperm zu untermauern. KOZUR & RETI (1986) konnten jedoch in einer dünnen Radiolarit-Zwischenlage in Pillowlaven der Bohrung Tornakápolna ladinische Radiolarien nachweisen und damit aufzeigen, daß die tektonisch zerstückelten Ophiolithe (Serpentinite, Gabbros, Pillowlaven) aus den Salinarmelangen das gleiche Alter wie die Ophiolithe aus den obduzierten Melange-Decken haben, in denen an vielen Stellen ladinische und cordevolische Radiolarien aus dünnen Kieselschiefereinlagerungen in den Pillowlaven nachgewiesen wurden (KOZUR & MOCK, 1987, 1988, KOZUR, 1991).

Bisher konnten keine jüngeren Gesteine als ladinische Ophiolithe und die vereinzelt begleitenden dünnen Kieselschiefer zwischen den Pillowlaven nachgewiesen werden. In den obduzierten Melange-Decken, wie der Darnó-Melange-Decke, die von KOZUR (1991) ausgeschieden wurde, kann die gesamte ozeanische Schichtenfolge des Meliaticum rekonstruiert werden. Der Melange-

Charakter der Darnó-Melange-Decke ist ganz augenscheinlich. Trotzdem wurde diese Melange aus vorwiegend jurassischen Gesteinen mit triassischen Blöcken bei HAAS & KOVACS (1985) als ladinische bis unterkarnische Darnó-Formation ausgedeutet.

Die rekonstruierte Abfolge des Meliaticum in den Melange-Decken zeigt zwei Ausbildungen. In der ozeanischen Abfolge treten mitteltriassische bis cordevolische Ophiolithe auf. Die bisherigen Datierungen der Pillowlaven erbrachten unterladinisches bis cordevolisches Alter der wenigen zwischengelagerten roten Radiolarite und Schiefer. Vom Mittelkarn und tieferen Oberkarn gibt es auch schwarze und graue Radiolarite. In den subozeanischen, mehr randlichen Bereichen des Meliaticum beginnt die pelagische Sedimentation im Pelson abrupt über unteranischen Flachwasserkalken (siehe oben). Diese pelagische Rotkalksedimentation hält bis zum Oberillyr, z.T. sogar bis zum basalen Fassan an. Im Illyr treten häufig Mandelsteinmelaphyre auf. Ladin und Cordevol bestehen aus roten Radiolariten, die z.T. mit roten Schiefen wechsellagern. Im Unterladin handelt es sich dabei nicht um echte Radiolarite, sondern um frühdiagenetisch verkieselte Kalk- oder Tonschlämme. Sie weisen häufig Filamente aus dünnen Muschelschalen auf, gelegentlich können auf den Schichtflächen sogar Daonellen auftreten. In Dünnschliffen kann man auch Ostracoden und Holothurien beobachten. Diese Schichten, die im tieferen Unterladin noch mit dünnen pelagischen Kalken wechsellagern können, werden im höheren Fassan oder Longobard von echten Radiolariten abgelöst, die keinerlei Filamente mehr enthalten. Diese Gesteine treten auch noch im Cordevol auf.

Zwischen der sedimentären und der magmatischen Ausbildung des Meliaticum gibt es gelegentlich Übergänge. So verzahnen sich in der Lokalität Jaklovce (Slowakei) rote Radiolarite, rote Schiefer und Diabase, wobei der stratigraphische Kontakt erhalten ist. Es gibt also alle Übergänge von reinen Ophiolithen, in denen selbst die Pillowlaven keine sedimentären Einlagerungen enthalten, über Pillowlaven mit sehr untergeordneten Einlagerungen von roten Schiefen und Radiolariten (z.B. am Darnóhegy sehr häufig), Wechsellagerungen von Pillowlaven und roten Schiefen und Radiolariten zu reinen roten Radiolariten und roten Schiefen ohne vulkanische Einlagerungen. Oberhalb des Cordevols wurden nicht einmal Spuren von vulkanischer Aktivität nachgewiesen und selbst die ozeanische Abfolge besteht ausschließlich aus Sedimentgesteinen.

Die roten Kieselschiefer der subozeanischen Folge (mit oder ohne eingeschaltene Pillowlaven) werden von dunklen Kalken mit Kieselknauern, im tieferen Teil auch noch mit Kieselschiefer-Zwischenlagerungen überlagert.

Vom Obernör an ist die Abfolge im Meliaticum einheitlich. Das Obernör besteht aus dunklen Schiefen und wenigen allodapischen Kalken. Darüber folgen Schiefer, Schluffsteine, Sandsteine, kieselige Schiefer, untergeordnet Kieselschiefer von meist grauer, grüngrauer, selten untergeordnet roter Farbe. Diese Schichten sind deutlich gradiert und enthalten Olistolithe oder kleinere umgelagerte Komponenten verschiedenen Alters (tieferer Jura und Trias). Die triassischen Olistolithe sind mitunter auch in unmetamorphem Jura schwach metamorph. Die gradierten Abfolgen werden in den Westkarpaten ganz allgemein als Turbidite gedeutet und oft als Flysch angesehen (KOZUR, 1991).

Oberer Lias und der gesamte Dogger sind in dieser Schichtenfolge durch Radiolarien gut belegt. Es handelt sich um Tiefsee-Assoziationen, wie z.B. um die *Unuma echinatus*-Fauna aus dem Aalenian und Bajocian, die Ablagerungen unter der CCD anzeigen. Die jüngsten nachgewiesenen Sedimente stammen aus dem unteren Oxfordian.

III. Ausbildung am Nordhang des Meliata-Hallstatt-Ozeans in den südlichen Westkarpaten (Rudabánya-Decke)

Die Schichtenfolge vom Nordhang des Meliata-Hallstatt-Ozeans ist stets unmetamorph. Die oberpermische Perkupa-Evaporit-Formation besteht aus Gips (Anhydrit) mit zwischengelagerten Schiefen. Das untere Skyth ist meist aus rotbunten Sandsteinen, untergeordnet Schluff- und Tonsteinen aufgebaut. Das Oberskyth besteht aus Mergeln und Kalken, an der Grenze zum Anis und im basalen Anis mit *Costatoria costata*. Darüber folgen Gutensteiner Kalke und mächtige, massige, helle Kalke, die in Ungarn als Steinalmkalke bezeichnet werden (KOVACS, 1986). Sie gehören zum Unteranis und reichen in das Pelson hinein. Sie werden abrupt von pelagischen pelsonischen Rotkalken überlagert, die in zahlreichen Spaltenfüllungen in den unterlagernden massigen, hellen Kalk eingreifen, der in seinem oberen (pelsonischen) Anteil z.T. die Ausbildung eines Riffkalkes zeigt. Die Rotkalkfazies reicht bis ins Illyr. Darüber folgen dünn-schichtige rötliche Hornsteinkalke, die sich lateral, in Richtung auf das Meliaticum mit Kieselschiefern verzahnen. Diese Kieselschiefer führen oft Filamente und auf den Schichtflächen kommt gelegentlich *Daonella* vor. Es handelt sich dabei im wesentlichen um frühdiagenetisch verkieselte Kalke wie die unterladinischen Kieselschiefer im Grenzbereich zwischen den Rotkalken und den echten Radiolari-

ten im Meliaticum. Diese Schichten reichen ohne Unterbrechung durch mittelnorische Schiefer bis ins Oberkarn. Im höheren Oberkarn und Nor treten Hallstätter Kalke auf, die sich auch lateral mit den Hornsteinkalken verzahnen können, vor allem mit deren karnischen Anteil. Sie werden von Zlambachmergeln des Rhät überlagert.

Jura ist nur bis zum Mitteldogger bekannt. Er ist pelagisch (Schiefer, Mergel, Kieselschiefer) ausgebildet und enthält keine Sandsteine oder sandige Lagen sowie keine Vulkanite.

Auf dem nördlich anschließenden Schelf (Silica-Decke) beginnt die pelagische Ausbildung in der Trias später. Abgesehen von pelagischen Rotkalken und Reiflinger Kalken des Illyr und Ladin, die in der Beckenfazies auftreten, herrschen bis zum basalen Oberkarn Dasycladaceen-Kalke vor, die im unteren Oberkarn von Crinoiden-Brachiopodenkalken überlagert werden und dann allmählich in pelagische Kalke übergehen. Im Nor treten Hallstätter Kalke auf, die von rhätischen Zlambachmergeln überlagert werden. Lateral treten norische Dachsteinkalke auf, die von rhätischen hellen Kalken mit Ammoniten, Bivalven etc. überlagert werden. Der nur vereinzelt erhaltene Jura besteht aus dunklen Mergeln, im oberen Callovian und unteren Oxfordian aus Radiolariten, die von Flachwasserkalken des oberen Oxfordian abgelöst werden. Im Lias ist die Fazies stärker differenziert und hier treten teilweise auch rote, z.T. Crinoiden-reiche Kalke auf.

IV. Ausbildung am Südhang des Meliata-Hallstatt Ozeans in den südlichen Westkarpaten (Szölösárdó- und Torna-Decke)

Die Szölösárdó- und die Torna-Decke haben die gleiche stratigraphische Abfolge in der Trias und – soweit bekannt – auch im Jura. Die Szölösárdó-Decke ist unmetamorph, die Torna-Decke schwach metamorph. Dabei handelt es sich nach KOZUR & MOCK (1987, 1988) um transportierte Metamorphose.

Am Südhang des Meliata-Hallstatt-Ozeans finden wir bis zum Unteranis die gleiche Schichtenfolge wie am Nordhang. In der Perkupa-Evaporit-Formation treten jedoch einige hypersalinar-marine Dolomite auf. Wie am Nordhang ist der Bereich vom Pelson bis zum Rhät pelagisch ausgebildet, wobei jedoch einige Unterschiede in den Abfolgen zu verzeichnen sind. Die pelagische Abfolge beginnt schon im höchsten Unteranis. Der Übergang von den Flachwasserkalken zu den überlagernden pelagischen Kalken ist stets allmählich. Die pelagische Abfolge über

den Steinalmkalken (Dasycladaceen-Kalke) besteht aus dickbankigen, pelagischen grauen oder hellgrauen bis rötlichen, oder rosa fleckigen Kalken, die intraformationelle Brekzien enthalten, vor allem im höheren (unterkarnischen) Anteil, wo die Resedimente zunehmend gröber und häufiger werden. Diese Ausbildung wird als Nadaska-Kalke bezeichnet. Es treten auch dickbankige pelagische Kalke mit rötlichen und braunen Streifen auf. Lateral werden diese beiden Ausbildungen durch Reiflinger Kalke vertreten.

Zwischen die Flachwasserkalke und die Nadaska-Kalke schaltet sich z.T. eine pelagische Abfolge des höheren Unteranis und Pelson ein, die aus dunklen Schiefen, Mergeln, Kalken besteht, die z.T. verkieselt, in einzelnen Lagen auch dolomitisch sind. Einzelne Tuffite oder vulkanische Klaster können in diese Folge eingeschaltet sein, die eine einmalige Ausbildung im nordtethyalen Raum darstellt. Sie führt reiche Conodontenfaunen mit *Neogondolella regalis* MOSHER, *N. bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV), *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR und außer im unteranisischen Anteil auch *Nicoraella kockeli* (TATGE). Schlecht erhaltene unbestimmbare kugelige Radiolarien treten ebenfalls auf, in kieseligen Schichten z.T. massenhaft.

Das Mittel- und das tiefere Oberkarn sind durch mächtige Mergel und Schiefer charakterisiert, die am nördlichen Hang und auf dem äußeren nördlichen Schelf völlig fehlen. Darüber folgen zunächst hornsteinfreie, graue, mergelige Kalke des mittleren und höheren Tuval, die von hornsteinführenden mergeligen Kalken des Ober-tuval bis Unter- oder Mittelnor, z.T. auch Obornor, abgelöst werden. Das Rhät ist nicht datiert, dürfte aber in Zlambachfazies vorliegen. Vom Jura sind nur Lias und Dogger bekannt. Er besteht aus dunklen Mergeln, z.T. laminierten und karbonathaltigen Schiefen, kieseligen Schiefen, kieseligen Manganschiefern mit vielen Kalk- und Sandstein-Olistolithen. Im Bajocian treten auch saure Vulkanite auf.

V. Vorkommen von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum im Untersuchungsgebiet

1. Ultrabasische und basische Gesteine aus Salinar-Melangen

In einer E-W verlaufenden Zone, die nordöstlich Willendorf beginnt und über Unter-Höflein (Preßbüchel) nach Pfennigbach verläuft, hat PLÖCHINGER (1967) mehrere ultrabasische und basische Gesteinskörper aus-

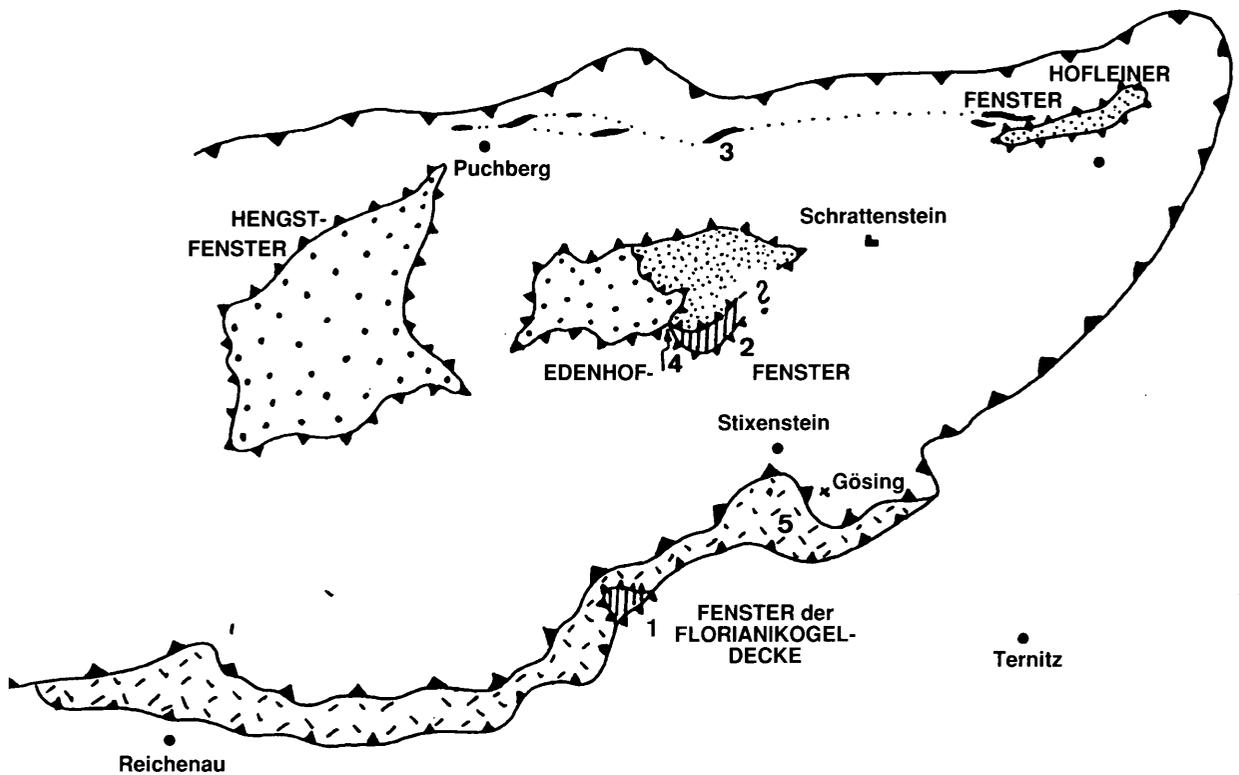


Abb. 2: Die Verbreitung von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum (tektonische Übersicht)

- 1 = Meliaticum; Fenster der Florianikogel-Decke
- 2 = Meliaticum; Fenster der Florianikogel-Decke des Edenhof-Mehrfachfensters
- 3 = Meliaticum; Ophiolith-Scherlinge
- 4 = Süd-Rudabányaicum (metamorph) im Mehrfachfenster von Edenhof
- 5 = Süd-Rudabányaicum (unmetamorph); entspricht dem Umfang der Geyersteindecke

kartiert, die an der Oberfläche stets mit Rauhwacken vergesellschaftet sind bzw. in oberpermischen Salinargesteinen stecken (Pfennigbach). Dazu dürfte auch das von CORNELIUS (1947) auskartierte Vorkommen am Südfuß des Wiesberges nordwestlich von Puchberg gehören, das wir nicht wiederfinden konnten (vgl. hierzu Abb. 2).

Alle von PLÖCHINGER (1967) in diesem E-W-verlaufenden Zug auskartierten ultrabasischen und basischen Körper konnten wir wiederfinden. Die Vorkommen westlich Strelzhof (NE Willendorf) stecken als größere Blöcke in der Gosau. Die Größe der Blöcke zeigt an, daß es sich dabei um lokales Material aus dem Untergrund handelt. Auch bei Unter-Höflein kommen größere Blöcke in der Gosau vor, wie das schon bei PLÖCHINGER (1967) verzeichnet wurde, doch findet sich dort auch der Serpentinikörper selbst. Das Vorkommen von Serpentin in den Gosaugeröllen belegt die vorgosauische tektonische Platznahme dieser Gesteinskörper.

Der von PLÖCHINGER (1967) aufgezeigte (tektonische) Verband der ultrabasischen und basischen Körper mit Rauhwacken in allen Oberflächen-Aufschlüssen legt die Vermutung nahe, daß alle diese Gesteinskörper ursprünglich in Salinar-Melangen steckten. Wir haben deshalb das Vorkommen in der Gipsgrube Pfennigbach näher auf seine Nebengesteine untersucht. Leider ist der Diabaskörper im alten Tagebau Pfennigbach heute nicht mehr zugänglich. Nach PLÖCHINGER (1967) hatte dieser Diabaskörper eine sedimentäre Umhüllung aus bunten und dunkelgrauen Tonschiefern, die vielleicht Anhaltspunkte für sein Alter erbracht hätten. Im neuen Tagebau gibt es einen steilstehenden schmalen Diabaskörper, der tektonisch so stark zerrüttet ist, daß der Diabas bis auf kleinere Stücke völlig zu Grus zerrieben ist. Im tiefsten Anschnitt finden sich in unmittelbarer Nähe dieses Diabaskörpers auch kleine Serpentinblöcke, deren Rand durch Na-reiche Amphibole und Pyroxen bläulich gefärbt ist. Eine Einhüllung in rote und dunkle Schiefer tritt bei diesem Diabasvorkom-

men leider nicht auf. Neben dem Diabaskörper sind Werfener Schichten sowie schwarze dolomitische Kalke in den Gips eingepreßt worden. Die dolomitischen Kalke führen im Lösungsrückstand die Foraminifere *Earlandia* sowie Ostracoden, die meist zu *Callicythere* gehören, artlich aber nicht bestimmbar sind. Durch diese Assoziation wird marines, leicht hypersalines Oberperm angezeigt. Diese dolomitischen Kalke dürften daher zum ursprünglichen Schichtverband der Gipse gehören und die bunten Werfener Schichten ihr unmittelbares Hangendes darstellen. Hinweise auf die Altersstellung der tektonisch eingeschuppten Diabase ließen sich nicht gewinnen. Der tektonische Verband innerhalb der Gipse entspricht jedoch völlig dem Vorkommen von basischen und ultrabasischen Gesteinen des Meliaticum in oberpermischen Gipsen der überlagernden Deckeneinheiten in den Westkarpaten. Auch dort konnten KOZUR & MOCK (1987, 1988) Einlagerungen von marinen, allerdings metamorph überprägten Kalken in den Gipsen nachweisen.

2. Sedimentäre Gesteine des Meliaticum und Süd-Rudabányaicum von Edenhof, SE Puchberg

Südöstlich von Edenhof (frühere Bezeichnung Ödenhof, siehe PLÖCHINGER, 1967) verzeichnete PLÖCHINGER (1967) unweit nach dem Beginn des Weges zum Gehöft Gutenmann ein kleineres Serpentinivorkommen, das heute leider nicht mehr aufgeschlossen ist. Nur in einem Großschliff wurden tektonisch stark ausgewalzte Serpentinlinsen festgestellt (vgl. Taf. 14, Fig. 3 und 4). In unmittelbarer Nähe, an einem schräg nach rechts von der Straße nach dem Gehöft Gutenmann abzweigenden Forstweg ist eine sehr interessante Abfolge aus metamorphen anisichen Gesteinen des Süd-Rudabányaicum und tektonisch überlagernden nicht metamorphen jurassischen Gesteinen des Meliaticum mit schwach metamorphen Olistolithen aus Triasgesteinen des Meliaticum aufgeschlossen (Abb. 3), die im folgenden beschrieben wird.

Das gesamte Profil (es ist z.T. schlecht erschlossen) ist rund 100 m mächtig (Abb. 3). Durch einen der Geländeaufnahme vorangegangenen Starkregen wurde der untere Teil des Hohweges stark ausgewaschen, wodurch in den basalen 12 m sehr gute Aufschlußverhältnisse herrschten. Im mittleren Teil des eher flach verlaufenden Weges war die Erosion nicht so tiefgreifend, sodaß nur hin und wieder Gesteinspakete freigesetzt wurden. Der obere steile Teil des Weges wurde stärker anerodiert, sodaß besonders die obersten 6 m sehr gut aufgeschlossen waren.

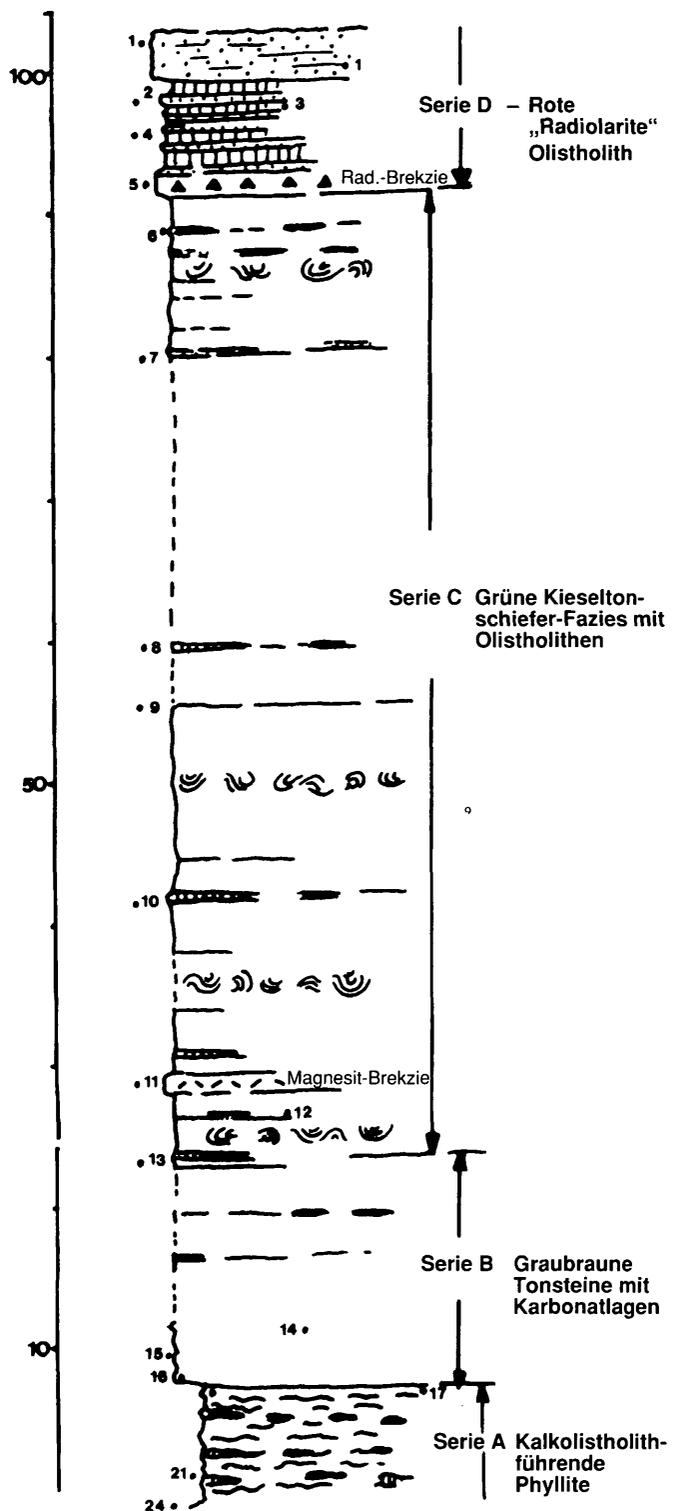


Abb. 3: Profil Edenhof (Öd)

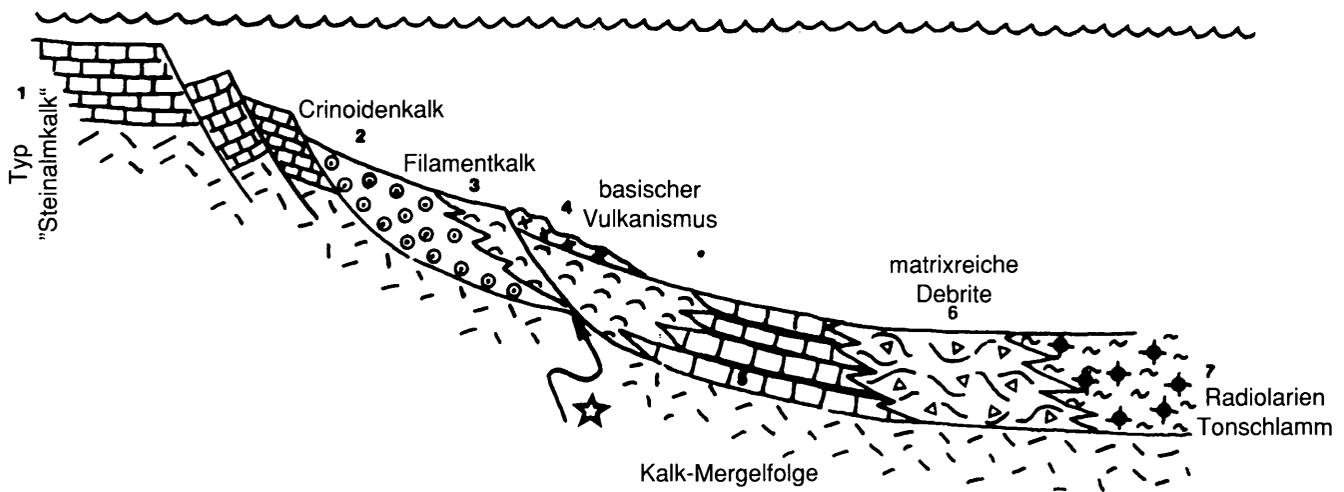


Abb. 4: Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse im Süd-Rudabányaicum zur Zeit des höheren Bithynian bzw. tieferen Pelson

Das Profil von Edenhof läßt eine Grobgliederung in vier Sedimentabfolgen zu. Die Basis bildet ein 8 m mächtiges, stark Karbonatgesteinskomponenten-führendes metamorphes Gestein, das einen auffallend phyllitischen Habitus aufweist (Serie A). Darüber folgt eine ca. 16 m mächtige Gesteinsfolge, vorwiegend aus graubraunen Sedimenten, im wesentlichen aus kieselligen und tonigen Gesteinen bestehend, in der wiederum Karbonatgesteinskomponenten eingeschaltet sind (Olistolithe verschiedenster Größe) (Serie B). Diese wird von einem nahezu 70 m mächtigen Sedimentstapel (Serie C) aus grünen, stark kieselligen Gesteinen aufgebaut. Nebst Karbonat-Olistolithen sind Debritlegen zwischengeschaltet. Auffallend sind Magnesit-Olistolithe. Örtlich sind auch Magnesit-Brekzien nachweisbar.

Der Hangendabschnitt, tektonisch überarbeitet, setzt sich vorwiegend aus Kieselschiefern und „Radiolarien“ zusammen (Serie D).

Die liegenden 8 m des Profils setzen sich aus einer schwach epimetamorphen, grüngrauen Tonschiefer-Karbonatgesteinsfolge zusammen und ähneln in ihrem Gesamtaufbau bei erster Betrachtung durchaus den karbonatführenden Werfener Schichten. Aus diesem Grunde hat PLÖCHINGER (1967) diese Gesteine auch den Werfener Schichten zugeordnet. Bei genauerer Untersuchung im Gelände und im Labor stellte sich jedoch heraus, daß die Gesteine einerseits Chloritschiefer mit phyllitischem Habitus darstellen, die mit marmorisierten Kalken wechsellagern. In diesen eingeschaltet sind außerdem Karbonatgesteins-Olistolithe unterschiedlicher Art, vor allem was die Gesteinsfärbung betrifft (schwarze, graue, rote, grüne

Karbonatgesteinskomponenten). Anhand der Komponenten einerseits und der Tonschiefer-Karbonatgesteinsfolge andererseits läßt sich unschwer eine Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse zur Zeit des höheren Bithynians bzw. tieferen Pelsons durchführen (vgl. hierzu Abb. 4).

Auf der Karbonatplattform bildeten sich zu dieser Zeit Kalke, die im Aufbau jenen der Steinalmkalke (basaler Teil) entsprechen (siehe hierzu Taf. 12, Fig. 1–2, 4). Mit dem Zerbrechen der Karbonatplattform entwickelt sich eine Hangfazies, die im oberen Teil aus Crinoidenkalken besteht, hangabwärts von Filamentkalken abgelöst wird. Über synsedimentäre Brüche vermochte Magma aufzudringen, das zu einem submarinen basischen Vulkanismus führte. Gegen das Becken hin entwickelte sich eine Kalk-Mergel-Folge, die mit den Filamentkalken zunächst intensiv verzahnt und durch eine reiche pelagische Fauna (unter anderem Schwebcrinoiden; siehe Taf. 12, Fig. 3) charakterisiert ist. Das Beckentiefste setzt sich schließlich aus matrixreichen Debriten zusammen. Diesen zwischengeschaltet sind autochthone, radiolarienführende Tonschlämme, die sich in den Stillstandphasen der debris-flow-Ereignisse bilden konnten.

Die untere, metamorphe Einheit entspricht sowohl nach der Fazies und lithologischen Ausbildung als auch nach dem Alter den im Süd-Rudabányaicum häufig anzutreffenden Schichten an der Basis der pelagischen Abfolge über den unteranisichen Flachwasserkalken. Letztere können ebenfalls vorhanden sein, da neben dem Profil und an der Straße nach Edenhof leicht metamorphe Kalke aufgeschlossen sind, die dem „Erzkalk“ vom Florianikogel und den schwach metamorphen Süd-Rudabányaicum

(Torna-Decke) entsprechen. Das primäre Vorhandensein dieser Kalke wird durch resedimentierte Flachwasserkalke vom Typ Steinalmkalk, wie oben bereits erwähnt, in den pelagischen pelsonischen Schichten angezeigt.

Sowohl in der Matrix als auch in resedimentierten hell- bis mittelgrauen Kalken treten pelagische unterpelsonische oder nicht näher als pelsonisch einzustufende Kalke auf, welche die folgenden Fossilien führen:

Conodonten:

Gladigondolella malayensis budurovi KOVACS & KOZUR

Neogondolella bulgarica (BUDUROV & STEFANOV), meist primitive Formen

Neogondolella shoshonensis NICORA

Neogondolella n. sp.

Nicoraella kockeli (TATGE)

Paragondolella n. sp. aff. *P. hanbulogi* SUDAR & BUDUROV

Der Anteil von *Gladigondolella* liegt in den meist Conodonten-reichen Proben bei 10 % bis über 90 %. *Neogondolella bulgarica* ist stets die häufigste gondolellide Art, während *N. shoshonensis*, *Neogondolella* n. sp. und *P. n. sp. aff. P. hanbulogi* (letztere nur aus einer Probe bekannt) selten sind.

Außer diesen pelagischen Conodontenfaunen treten noch Roveacriniden (neue Gattung und Art) sowie unbestimmbare, nur als große rekrystallisierte Kugeln erhaltene Radiolarien auf. Vereinzelt kommen auch pelagische Mikroproblematika (*Venerella* n. sp. aff. *V. globosa* KOZUR & MOSTLER) vor.

Ein resedimentierter dunkelgrauer Kalk enthielt eine Conodontenfauna des Bithynian (oberes Unteranis) mit den folgenden Arten:

Gladigondolella malayensis budurovi KOVACS & KOZUR

Neogondolella bulgarica (BUDUROV & STEFANOV), primitive Formen

Neogondolella regalis MOSHER ✓

Cornudina ? latidentata KOZUR & MOSTLER

Das tiefpelsonische bis bithynische Einsetzen der pelagischen Entwicklung, die fazielle Ausbildung, der sehr frühe Vulkanismus sowie die metamorphe Überprägung sind bisher aus den Nordalpen völlig unbekannt. Sie sind aber charakteristische Merkmale für einen Teil des Süd-Rudabányaicum der Westkarpaten und nur in den Decken dieser Einheit anzutreffen. Metamorph ist aber nur eine Decke des Rudabányaicum (Torna-Decke). Wie bei dieser Decke handelt es sich bei der Metamorphose der bithynischen bis unterpelsonischen Schichten aus dem Edenhof-Mehrfachfenster um transportierte Metamor-

phose (siehe KOZUR & MOCK, 1987, 1988). Die Metamorphose wird nicht nur durch die hierfür typischen Mineralparagenesen und Albitsprossung angezeigt, sondern auch durch die Conodonten. Sie sind je nach Nebengestein schwarz bis grauweiß und opak (CAI 5–7).

KRALIK et al. (1987) weisen im Bereich zwischen Gloggnitz und Wiener Neustadt am Südrand der Nördlichen Kalkalpen in permoskythischen Gesteinen eine schwache Epimetamorphose nach, die z.T. jener der Grauwackenzone entspricht, während sie in den mitteltriadischen Abfolgen desselben Raumes nur anchimetamorphe Bedingungen feststellen konnten. Nach diesen Autoren liegt der Übergang zwischen Anchimetamorphose und Epimetamorphose in einem Temperaturbereich zwischen 270 und 320°. Mit Hilfe der Conodonten konnte der Colour Alteration Index (CAI), wie bereits oben erwähnt, zwischen 5 und 7 liegend festgestellt werden. Daraus leiten sich Temperaturen ab, die schon weit über 300° liegen, wobei der CAI-Wert 5 bereits eine Temperatur von 420°C anzeigt. Somit handelt es sich im Vergleich zum Metamorphosegrad innerhalb der Nördlichen Kalkalpen um eine weit höhere und somit transportierte Metamorphose. Die Conodonten der Geyerstein-Decke weisen dagegen einen CAI-Wert von 3 auf, was der von KRALIK et al. 1987 beschriebenen Anchimetamorphose entspricht.

Der hohe Anteil an resedimentierten, meist pelagischen Kalken sowie das Vorkommen von intermediären-basischen vulkanischen Komponenten spricht dafür, daß sich das Ablagerungsgebiet dieser oberbithynischen bis pelsonischen Folge im Übergangsbereich Süd-Rudabányaicum-Meliaticum befand.

Die darüber folgenden graubraunen Sedimente (Serie B der Abb. 3) setzen sich aus kieseligen Tonsteinen, denen Feinarenite bis Siltite zwischengeschaltet sind, zusammen. In diesen Sedimenten treten neben siltigen Karbonatgesteinslagen auch Kalklinsen (Olistolithe unterschiedlicher Größe und Färbung) auf. Die siliziklastischen Schüttungen weisen eine deutliche Gradierung auf (vgl. Taf. 11, Fig. 1, 3 und 4). Die Radiolarienführung ist in dieser Serie eher untergeordnet vertreten; sie nimmt erst im Hangenden Teil der Schichtfolge zu.

Die im Hangenden anschließende Serie C besteht vorwiegend aus grünen, kieseligen Sedimenten, die einmal durch starkes Sedimentgleiten (Slumping) und den Reichtum an Olistolithen auffällt. Es sind z.T. sehr große, dunkle Karbonatkomponenten, darunter auch grobkristalline Karbonatgesteine (Magnesite). Untergeordnet treten geringmächtige Debritlegen auf. Typisch für diese Sedimente ist die reiche Radiolarienführung (Taf. 10, Fig. 1). Diese Schichtfolge ist völlig analog entwickelt wie am

Florianikogel, doch darauf wird noch bei der Besprechung der Sedimentfolge des Florianikogels zurückgekommen.

Der Hangendabschnitt wird von kieseligen Gesteinen beherrscht. Untergeordnet, mehr an der Basis, sind diesen dünne Bänke von Filamentkalken zwischengeschaltet. Diese sind frei von Radiolarien, während die radiolarienführenden Filamentkalken völlig in kieselige Gesteine umgewandelt wurden (Taf. 9, Fig. 1). Selbst dunkelrote, im Gelände als Radiolarite anzusprechende, z.T. dickbankige Gesteine sind keine echten Radiolarite, sondern, wie aus Taf. 9, Fig. 2–3 ersichtlich, radiolarienführende verkieselte Filamentkalken. Die Radiolarite des alpinen Oberjura entwickeln sich ebenfalls zuerst aus radiolarienführenden Filamentkalken. Echte Radiolarite (ohne Filamente) treten in den Olistolithen vom Florianikogel auf (vgl. Taf. 9, Fig. 4).

Die zuvor besprochenen oberen Einheiten des Edenhof-Profiles gehören zum Meliaticum. In der kieseligen Matrix der Proben Öd 12 und Öd 13 konnten Radiolarien nachgewiesen werden, die trotz ihrer schlechten Erhaltung eine Einstufung in den Dogger erlauben. Folgende Arten wurden nachgewiesen:

Angulobracchia sp. A,

Angulobracchia ? n. sp. B

Angulobracchia ? sp. C

Crucella sp.

Homoeoparonaella asymmetrica n. sp.

Paronaella cf. *kotura* BAUMGARTNER

Paronaella pygmaea BAUMGARTNER

Paronaella ? sp. A

indet multicyrtyd Nassellaria

Angulobracchia sp. A ist ähnlich zu der oberjurassischen *Angulobracchia digitata* BAUMGARTNER, aber die Arme sind breiter. *Homoeoparonaella asymmetrica* n. sp. ist stark rekristallisiert, sodaß man die Radialbalken nicht erkennen kann. Wegen ihrer auffälligen Form ist sie aber dennoch bestimmbar. Am Florianikogel kommt sie im Callovian vor. *Paronaella pygmaea* hat eine Reichweite von Bathonian – Tithonian.

Die Gattung *Angulobracchia* tritt vom Mittelbajocian bis zum Aptian auf, sodaß ein vor-mitteljurassisches Alter ausgeschlossen werden kann. Oberjurassische Leitformen fehlen völlig. Wahrscheinlich ist dieser Bereich gleichaltrig mit dem Jura des Florianikogels.

Die Jura-Ausbildung vom Edenhof-Profil stimmt lithologisch mit jener vom Florianikogel überein. Sie weicht von allen bekannten Jura-Ausbildungen in den Nördlichen Kalkalpen ab, stimmt dagegen völlig mit dem höheren Dogger des Meliaticums überein. Diese Übereinstimmung wird noch durch die lithologische Ausbildung und das Alter der triassischen Olistolithen (oder tektonischen Blöcke

in einer Melange) unterstrichen. Der größte Block besteht aus vorwiegend roten Kiesel-schiefern mit einer dünnen Lage von pelagischem Kalk. Darin treten folgende Fossilien auf:

Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)

Neogondolella cf. *pridaensis* (NICORA, KOZUR & MIETTO)

Paragondolella excelsa MOSHER s. str.

Pseudostylosphaera coccostyla (RÜST)

Faunen mit dominierend *Gladigondolella tethydis* und *Paragondolella excelsa* sind charakteristisch für das Unterladin. Auch die einzige bestimmbar Radiolarien-Art spricht für dieses Alter. Wie in den meisten Radiolariten aus dem Meliaticum (und in allen leicht metamorphen Radiolariten dieser Einheit) liegen die Stacheln von Spumellaria und Entactinaria isoliert von den meist völlig rekristallisierten Schalen vor. Die Stacheln von *P. coccostyla* sind durch ihre wuchtige Ausbildung und die ziemlich breite Mittelfurche auf den Stachelkanten leicht erkennbar. Diese Art ist auf das Fassan beschränkt. Bei einer ähnlichen longobardischen Art sind die Stacheln noch breiter.

Wie unsere Kiesel-schiefer vom Edenhof-Profil weisen auch die unterladinischen Kiesel-schiefer des Meliaticum der Westkarpaten meist Filamente auf (verkieselte Kalkschlämme), z.B. in der Lokalität Meliata, worauf schon bei KOZUR & MOCK (1973 a, S. 3) hingewiesen wurde, die von „Kiesel-schiefern (**verkieselte Kalke**)“ sprachen. Die Ansicht von KOZUR & MOCK (1973 a), daß es sich bei den unterladinischen Kiesel-schiefern der Lokalität Meliata um verkieselte Kalke handelt, beruhte auf dem Vorkommen von Filamenten, Holothuriensklertiten und Ostracoden in Schliffmaterial dieser oft als Radiolarite bezeichneten Gesteine.

Ein kleiner Olistolith aus dunklem Kiesel-schiefer lieferte einzelne Bruchstücke des Apparates mit *Gladigondolella* und die Radiolarie *Canoptum* sp. Das gemeinsame Vorkommen der Conodontengattung *Gladigondolella* und der Radiolariengattung *Canoptum* ist auf das Mittelkarn beschränkt. Auch diese lithologische Ausbildung (dunkelgrauer, fast schwarzer Kiesel-schiefer) trifft man im Meliaticum der Westkarpaten im Mittelkarn an.

3. Sedimentäre Gesteine des Meliaticum im Florianikogelfenster

Vom Florianikogel beschrieb PLÖCHINGER (1967) eine Schichtenfolge, die der triassisch-jurassischen Abfolge des Meliaticum sehr ähnlich ist. Diese Schichten wurden seit VACEK (1888) in das Silur bis Devon gestellt.

Es handelt sich um einen hellen kristallinen Kalk, der von roten Kieselschiefern und schließlich von den Florianikogel-Schichten, hellgrünlichgrauen bis fast schwarzen, meist kieseligen Tonschiefern und Kieselschiefern, welche mehrfach dünne Sandstein- und Brekzienlagen aufweisen, überlagert werden soll. Die an der vorgegebenen Alterseinstufung orientierten palynologischen Datierungen stützten zunächst das devonische Alter der Florianikogel-Schichten. Nach KLAUS (in PLÖCHINGER, 1967) treten primitive *Triletes*-Arten auf, die jenen aus dem Devon von Estland entsprechen sollen.

Später wurde dann angenommen, daß kieselige Schiefer des Florianikogels zur Mürzalpen-Decke gehören könnten (MANDL, 1986 b) und die palynologischen Untersuchungen lieferten auch dieses Mal das gewünschte karnische Alter für die schiefrigen Gesteine der Mürzalpen-Decke, die nach MANDL nun am Florianikogel durch diese palynologischen Alterseinstufungen (DRAXLER, in MANDL, 1986 b) bestätigt sein soll. Das paläozoische Alter der roten Radiolarite und grünen Kieselschiefer und des hellen kristallinen Kalkes („Erzkalk“) konnte MANDL (1986) noch nicht widerlegen, es bedürfe „jedenfalls noch kritischer Begutachtung“.

Unsere Untersuchungen bestätigten die Zugehörigkeit der Schichten vom Florianikogel zum Meliaticum und widerlegten alle bisherigen Alterseinstufungen. Auch die Lagerungsverhältnisse wichen von den bisher angegebenen ab. Der rote Radiolarit bildet keine nach Westen auskeilende Einlagerung zwischen dem hellen kristallinen Kalk und den Florianikogel-Schichten, sondern einen größeren tektonischen Block oder Olistolith innerhalb der Florianikogel-Schichten im Bereich um die Kapelle (siehe Abb. 5). Zwischen den hellen kristallinen Kalken (leicht metamorph) und den Florianikogel-Schichten (unmetamorph) besteht ein tektonischer Kontakt, teilweise liegen sie als Blöcke in den Florianikogel-Schichten, wie das schon PLÖCHINGER (1987) aufzeigte.

Die Schichten vom Florianikogel zeigen folgenden lithologischen Aufbau (vgl. Abb. 6). Die Basis des Profils bilden weißgraue, grobkristalline Kalke, örtlich dolomitiert, in der Mächtigkeit infolge des tektonischen Zuschnittes stark schwankend (maximal 30 m). Vereinzelt sind die Klüfte mit Hämatitüberzügen belegt; daher wahrscheinlich der Begriff „Erzkalke“.

Darüber folgen im Gipfelbereich (das Profil wurde in N-S-Richtung, die Kapelle miteinbezogen, aufgenommen) grüne, z.T. sehr stark kieselige Gesteine, die an grüne Radiolarite bis Kieselschiefer erinnern. Sie sind durch eine reiche Radiolarienfauna, die man schon mit der Lupe ausmachen kann, gekennzeichnet. Immer wieder sind in die-

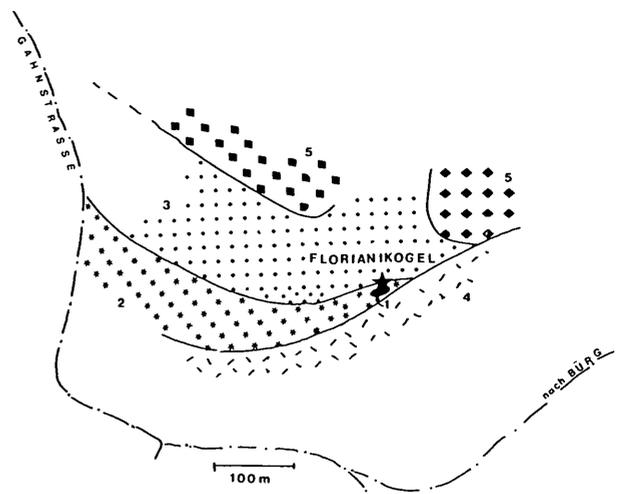


Abb. 5: Geologische Kartenskizze nach PLÖCHINGER, 1967; modifiziert

- 1 = Mitteltriadischer Radiolarit (Olistolith), durch Sternsignatur gekennzeichnet
- 2 = Grüne Kieselschiefer
- 3 = Florianikogel-Schichten;
2 u. 3 mittelpaläozoischen Alters
- 4 = Weißer, grobkristalliner Kalk
- 5 = Flaserkalke

ser Schichtfolge Slumpingstrukturen zu erkennen, wobei das Sedimentgleiten bis in den Zentimeterbereich verfolgt werden kann (vgl. Taf. 10, Fig. 3; Taf. 11, Fig. 2).

In diese grünen Kieseltongesteine eingeschaltet ist der Radiolarit-„Olistolith“, auf welchem die Kapelle errichtet wurde (vgl. Abb. 6, FG 9–22). Die Radiolarite sind z.T. dünnbankig und im unteren bis mittleren Abschnitt durch Manganschieferzwischenhaltungen gekennzeichnet. Auf Taf. 9, Fig. 4, besteht der basale Teil des Dünnschliffes aus Manganschiefern (schwarzes Areal). Die Radiolarite der Kapelle stellen zweifelsfrei einen maximal 10 m mächtigen Block, der sich gut auskartieren läßt, dar (vgl. Abb. 5). Dieser Block ist in den grünen Kieseltonschiefen eingeschaltet, wie das Profil weiter erkennen läßt. Charakteristisch sind neben den Slumpingstrukturen linsige bis flammige Gefüge von stärker verkieselten Bereichen, die dunkelrot, teilweise nahezu dunkelgrau werden, und in weniger verkieselte grüne Matrix ohne scharfe Grenzen überleiten (siehe Taf. 10, Fig. 4). Die grünen Kieseltonschiefer leiten allmählich in die sogenannten Florianikogel-Schichten über; die Linie in Abb. 6, zwischen FG 25 und FG 26, soll etwa die Grenze zwischen Florianikogel-Schichten und der Liegendserie markieren. Charakteristisch für die Florianikogel-Schichten ist nebst der dunkleren Farbe (aber auch hier gibt es alle Übergänge) vor allem das Auftreten von fein- bis mittelklastischen

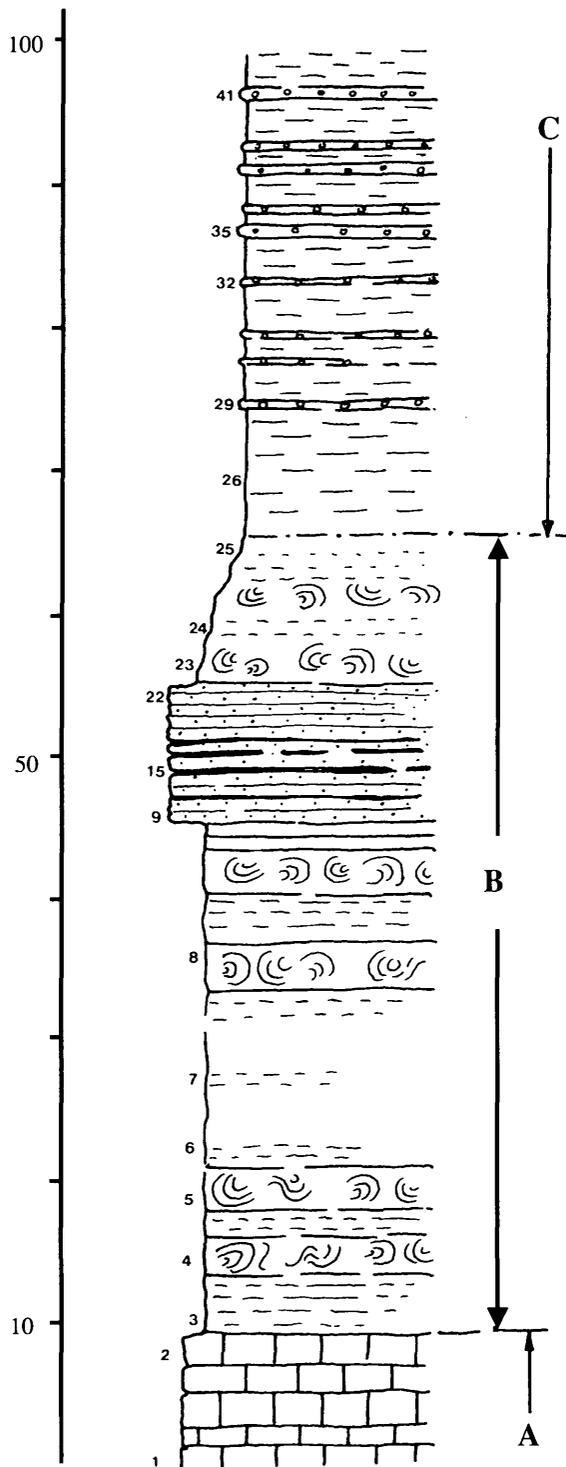


Abb. 6: Profil Florianikogel (Fl.)

- C = Florianikogel-Schichten; Tonschiefer mit sandigen Einschaltungen (dunkelgrau)
 9–22 = Radiolarite als Olistolithe
 Mn = Mn-Schieferlagen
 B = Grüne Kieseltonstein-Fazies (z.T. starke Verkieselung); entspricht der Serie C von Edenhof
 A = Grobkristalline Kalke

Schüttungen, und zwar ist es sowohl Karbonatdetritus als auch Quarzdetritus (Taf. 10, Fig. 2). Die Mächtigkeit dieser Schichtfolge ist schwer auszumachen, weil auch diese tektonisch durch die anschließenden Flaserkalke schräg abgeschnitten wird.

Die grünlichgrauen verkieselten gradierten Schiefer enthalten reichlich Radiolarien unterschiedlicher Erhaltung. Meist ist sie bei stärkerer Verkieselung besser, z.T. haben aber auch diese Schichten nur Steinkerne geliefert. Mehrere Proben zeigten Callovian-Alter an. In einer Probe fanden sich daneben jedoch auch offensichtlich umgelagerte Radiolarien aus der *Unuma echinatus*-Zone, die Aalenian bis unteres Mittelbajocian anzeigen. Die grünlichgrauen und dunklen Florianikogel-Schichten lassen sich daher in den Dogger einstufen, der überwiegende Teil gehört in das Callovian. Somit läßt sich sowohl devonisches als auch karnisches Alter ausschließen.

Folgende Arten wurden nachgewiesen:

- Angulobracchia* ? n. sp. B
Angulobracchia sp. C.
Angulobracchia sp. D
Archaeodictyomitra exiqua BLOME, Callovian
Archaeodictyomitra primigena PESSAGNO & WHALEN, oberes Bathonian – Callovian
Canoptum rudabanyaense GRILL & KOZUR, Aalenian – mittleres Bajocian R
Canoptum cf. *latiannulatum* GRILL & KOZUR, Aalenian – mittleres Bajocian R
Emiluvia premyogii BAUMGARTNER, Bathonian – Oxfordian
Emiluvia ? sp.
Hexasaturnalis hexagonus (YAO), Bajocian R
Gorgansium n. sp., Gattung: Nor – unteres Callovian
Homoeoparonaella asymmetrica n. sp., Callovian
Homoeoparonaella n. sp.
Homoeoparonaella sp. A
Hsuum inexploratum BLOME, Callovian
Hsuum sp. A
Hsuum sp. B
Lupherium officerense PESSAGNO & WHALEN, Aalenian – Bajocian R
 multicyride Nassellaria, gen. et spec. indet.
Orbiculiforma iniqua BLOME, Callovian
Paronaella pygmaea BAUMGARTNER, Callovian – Tithonian
Paronaella ? sp. A
Paronaella ? sp. B
Pseudodictyomitrella sp. aff. *P. spinosa* GRILL & KOZUR, Gattung: Aalenian – Bathonian R
Praewilliriedellum sp. aff. *P. cephalospinosum* KOZUR

Praezhamoidellum sp. A

Praezhamoidellum sp. B

Pseudocrucella sp.

Saitoum sp.

Spongocapsula sp. aff. *S. perampla* RÜST

Staurosphaera antiqua RÜST

Tetrarabs gratiosa BAUMGARTNER, mittleres Callovian – Tithonian

Tricolocampe unumaensis YAO. Aalenian – Oxfordian

Tripocyclus jonesi PESSAGNO, Bathonian – Tithonian

Yaocapsa ? sp., Gattung: Aalenian – Bathonian R

Zhamoidellum sp. A.

Zhamoidellum sp. B, Gattung ab Callovian

R: Umgelagerte Formen aus dem Aalenian – mittleren Bajocian

Die roten Radiolarite (echte Radiolarite) zeigen im Dünnschliff sehr viele Radiolarien (Taf. 9, Fig. 4), von denen sich aber nur wenige herauslösen lassen. Sie führen auch einige Conodonten-Bruchstücke, bei denen es sich durchwegs um Elemente des *Gladigondolella*-Apparates handelt. Die einzige bestimmbare Radiolarien-Art ist *Hexalonche* n. sp. Ähnliche Formen sind im Ladin von Ungarn und den Südalpen häufig. Eine genauere Alterseinstufung als Ladin lassen diese wenigen gewinnbaren Fossilien nicht zu; Oberfassin bis Cordevol ist am wahrscheinlichsten.

Die Ausbildung des Jura weicht von allen bisher bekannten Ausbildungen in den Nördlichen Kalkalpen ab, stimmt aber völlig mit der Ausbildung der jurassischen Schichten des Edenhof-Profiles und des Meliaticum der Westkarpaten überein. Selbst das Vorkommen großer Blöcke von ladinischen Radiolariten innerhalb dieses Jura finden wir sowohl im Edenhof-Profil als auch im Meliaticum der Westkarpaten. Eine weitere Ähnlichkeit zum Meliaticum der Westkarpaten ist die Verbindung mit großen Blöcken von hellen kristallinen Kalken, die in der subozeanischen Ophiolith-freien Ausbildung des Meliaticum häufig vorkommen und auch dann metamorph sind, wenn die pelagische triassische-jurassische Abfolge unmetamorph ist. Analog zu den Verhältnissen im Meliaticum nehmen wir an, daß es sich dabei um unteranische Flachwasserkalke handelt, die vor Beginn des ozeanischen Riftens abgelagert wurden.

Das schon von CORNELIUS (1947) ausgeschiedene Fenster der Grauwackenzone südwestlich von Breitensohl, das von TOLLMANN (1976 b) übernommen wurde, soll dunkle Schiefer, Lydit und Quarzit sowie Quarzporphyre führen. Unsere Begehung zeigte, daß es sich dort um permische Prebichl-Schichten handelt.

4. Süd-Rudabányaicum im Bereich der kalkalpinen Südrandschuppen bei Sieding, Prigg-litz und am Geyerstein (Kammerwände)

MANDL (1986 a, 1987) veröffentlichte die Abfolgen in den Südrandschuppen mit „Hallstätter Fazies“, die sowohl nach der lithologischen Ausbildung als auch nach den Conodontenfaunen völlig mit dem Süd-Rudabányaicum der Westkarpaten übereinstimmen und daher wie diese südlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans gelegen haben dürften. Über Steinalmkalken (Algenkalken) folgen einzelne Bänke oder Linsen von grauen, teilweise dolomitisierten Crinoidenspatkalken, ockergelbe Filamentkalke und bunte Kalke, sowie Dolomite in Millimeterschichtung. Wie MANDL hervorhebt, leiten diese Sedimente „mit unauffälliger Grenze“ von den Algenkalken in die pelagische Entwicklung über. Dieser allmähliche Übergang ist auch für das Süd-Rudabányaicum charakteristisch, sofern nicht die dunklen Übergangsschichten vom Typ Edenhof vorhanden sind, die sich aber gleichfalls allmählich aus den unterlagernden Algenkalken entwickeln. Die Beckenfazies besteht aus gelblichen, hellgrauen, rosa oder blaßvioletten Kalken, die teilweise in sedimentäre Brekzien mit dolomitisierendem Bindemittel aufgelöst sind. Die größten Resedimente sind nahe der Auflagerung der karnischen Mergel zu beobachten. Dies entspricht der Abfolge und lithologischen Entwicklung der Nadaska-Kalke der Szölösárdó-Decke und ihrer leicht metamorphen Äquivalente in der Torna-Decke. Wie im Süd-Rudabányaicum können diese Sedimente lateral durch Reiflinger Kalke vertreten sein, die am Waldweg westlich Sieding gut aufgeschlossen sind, wo sie schon von PLÖCHINGER (1967) richtig auskartiert wurden.

Das Mittelkarn und tiefere Oberkarn sind durch Mergel und zwischengelagerte dunkle Kalke und Hornsteinkalke charakterisiert. Wie im Süd-Rudabányaicum bleibt die Ablagerungstiefe relativ groß, weil diese Schichten viele pelagische Faunenelemente, u.a. paläopsychrophäre Ostracodenfaunen, Radiolarien, pelagische Conodonten und Roveacriniden führen. Diese Schichten werden von grauen, nach oben heller werdenden Bankkalken obertuvalischen Alters und diese wiederum von bankigen Hornsteinkalken des Nor überlagert.

Diese Schichtfolge stimmt nicht nur lithologisch, sondern auch durch ihre Conodontenabfolge und die Häufigkeit der pelagischen Formen mit dem Süd-Rudabányaicum der Westkarpaten überein. Wie in diesen Decken, führt das Pelson reiche Conodontenfaunen mit *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR und *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV &

STEFANOV), während in der austroalpinen Faunenprovinz *Gladigondolella* erst in der „X“. *reitze* Zone einsetzt (nur juvenile Formen ohne Plattformelement bzw. mit ozarkodiniformen Plattformelement; erst in den *Nevadites*-Faunen setzen dann auch adulte Formen von *Gladigondolella tethydis* ein, die eine Plattform ausbilden). An der Ladin/Karn-Grenze ist *Paragondolella foliata foliata* BUDUROV das dominierende Gondolellen-Element. Im Mittelkarn tritt *Paragondolella palata* BENDER) (jüngeres Synonym: „*Gondolella*“ *auriformis* KOVACS) auf.

VI. Einige neue Ergebnisse zum Deckenbau im Untersuchungsgebiet

TOLLMANN (1976 b) bezeichnete die Schneebergdecke „als eine der am besten dokumentierten und am leichtesten überschaubaren Decken im Raum der Kalkalpen“ ...und die tektonischen Verhältnisse an ihrem Südrand, in dem unser Arbeitsgebiet liegt, wertete er so, daß ..., im Gegensatz zu manchen anderen komplizierten kalkalpinen Fragen der tektonische Bau klar durchschaubar ist“. Unsere ersten Untersuchungsergebnisse haben jedoch gezeigt, daß nach einer stratigraphischen Neubearbeitung dieser Region das gesamte Deckenkonzept am Südrand der Nördlichen Kalkalpen neu überdacht werden muß.

Das Meliaticum im Bereich des Florianikogels wird hier als **Florianikogel-Decke** ausgeschieden. Es handelt sich um den ersten Nachweis einer Decke des Meliaticum in den Ostalpen. Die Schichtenfolge ist aus Kapitel V, Abschnitt 3, zu entnehmen. Die charakteristischsten Schichtglieder des suboceanischen randlichen Bereichs des Meliaticum (rote mitteltriassische Kieselschiefer, gradierte, z.T. stark kieselige grüngraue und dunkle Schiefer, Schluffsteine, Kieselschiefer des höheren Dogger) sind vorhanden. Blöcke des hellen kristallinen Flachwasserkalks aus der Prä-Riffolge sind ebenfalls vorhanden („Erzkalk“). Im Westen und Osten ist die Florianikogel-Decke von Hangschutt bedeckt. Im Süden überlagert die Florianikogel-Decke tektonisch die Prebichl-Schichten, meist sind noch Rauhacken und Brekzien dazwischengeschaltet. Im Norden wird die Florianikogel-Decke tektonisch von den Flaserkalken sensu PLÖCHINGER (1967) überlagert. Sie beginnen mit dünnbankigen dunkelgrauen Kalken und gehen nach oben in gelbliche Mikrite über. Nach PLÖCHINGER (1967) gehören sie zum Unteranis. MANDL (1986 b) erwähnte, daß daraus entnommene Lösproben steril waren. Wir konnten jedoch aus dem

unteren grauen Anteil reiche Ostracodenfaunen gewinnen, die jedoch sehr stark reskristallisiert und daher vielfach unbestimmbar sind. Sie bestehen im wesentlichen aus *Judahella pulchra* (KNÜPFER & KOZUR) und *J. tsorfatia* SOHN. Diese Assoziation zeigt abgeschürte marine Fazies an. Im Germanischen Becken ist diese Assoziation für das Unteranis und Pelson charakteristisch, was die Einstufung bei PLÖCHINGER (1967) bestätigt.

Die gleiche Ausbildung dieser Flaserkalken konnten wir im tieferen Anis im Südteil von Sieding beobachten. Daher gehört diese Ausbildung wahrscheinlich zur Geyerstein-Decke, von deren typischen Schichtgliedern nördlich, westlich und östlich von Sieding sie allerdings tektonisch abgesetzt ist.

Zur Florianikogel-Decke zählen wir auch die jurassische Abfolge vom Edenhof-Mehrfachfenster. Das Edenhof (Ödenhof)-Doppelfenster war von TOLLMANN (1973) als Lehrbeispiel eines Doppelfensters ausgewählt worden. Die Göller-Decke im Westen wird von der Mürzalpen-Decke im Osten tektonisch überlagert und beide Decken werden von der Schneeberg-Decke überlagert, die rund um dieses Doppelfenster ausgeschieden wurde. Östlich vom Ödenhof soll nach dieser Darstellung (TOLLMANN, 1973, Abb. 148) die Schneebergdecke mit Werfener Schichten weit nach Norden vorspringen. Diese Werfener Schichten der Schneeberg-Decke sollen tektonisch auf den norischen Wandkalken (oder Hallstätter Kalken, denen sie faziell allerdings gar nicht ähneln) auflagen.

Dieses scheinbar klare Bild muß nach unseren Ergebnissen völlig revidiert werden. Die an der Straße nach dem Edenhof und in Richtung Gutenmann an die „Wettersteinkalke“ der Schneebergdecke angeblich stratigraphisch angrenzenden Werfener Schichten sind in Wirklichkeit die von uns entdeckten jurassischen Schichten des Meliaticum mit dem großen Block von ladinischen Radiolariten. Erst danach, in Richtung auf die „Mürzalpen-Decke“ folgen Werfener Schichten, die tektonisch gegen den Jura der hier neu ausgeschiedenen Florianikogel-Decke abgesetzt sind. Nahe der tektonischen Grenze müssen noch Reste der Prebichl-Schichten vorhanden sein, da sie als Lesesteine dort häufig auftreten. Die Werfener Schichten gehören in diesem Bereich also nicht zur Schneeberg-Decke, sondern zur „Mürzalpen-Decke“. Aus diesem Grunde ist schwer vorstellbar, daß diese „Hallstätter Kalke“ (meist fossilere, helle Mikrite) norisches Alter haben. Man sollte eine normale Abfolge mit mitteltriassischem Dolomit (und nicht Hauptdolomit) und mitteltriassischen hellen, gebankten bis massigen Mikriten erwarten.

MANDL (1986 a), der die Zugehörigkeit der Werfener Schichten östlich Edenhof zur Schneeberg-Decke

nicht bestreitet, fand in einer Probe aus dem „Hallstätter“ Kalk *Gladigondolella* sp. und *Neogondolella constricta* (MOSHER) und stuft diese in das tiefere Ladin ein. Sicher ist diese Probe nicht jünger als Unterladin, Illyr wäre nicht auszuschließen, falls es sich um eine Decke mit dem Herkunftsgebiet südlich des Meliata-Hallstatt-Ozean handelt. Eine zweite Probe unmittelbar unter den karnischen Reingrabener Schiefen lieferte eine mittelkarnische Conodontenfauna und Roveacriniden.

MANDL (1986 a) akzeptierte damit die Zuordnung der Kalke als Hallstätter Kalke, lehnte aber ihre Einstufung in das Nor ab und stellte sie in den Zeitraum Mitteltrias bis Karn. Überdies nimmt er an, daß die Gutensteiner Kalke der Hochwiesen zum Karn gehören könnten.

Dies würde bedeuten, daß PLÖCHINGER (1967) außer den Reingrabener Schiefen alle Schichten der „Mürzalpen-Decke“ stratigraphisch falsch eingestuft hätte. Unsere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß dies nicht der Fall ist. Im „Hallstätter Kalk“ entlang dem Wanderweg Strengberg-Gutenmann sowie im aufgelassenen Steinbruch nordöstlich des Strengberg-Sanatoriums konnten wir Ober- und Mittelnor nachweisen. Die obernorischen Proben stammten aus dunkelgrauen, bankigen Kalken und führten ausschließlich *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER). Mittelnor konnten wir in dickbankigen bis fast massiven, mittel- bis dunkelgrauen Kalken nachweisen. Sie enthielten *Epigondolella triangularis* (BUDUROV), *Norigondolella hallstattensis* (MOSHER) und *N. steinbergensis* (MOSHER). Wenn wir auch aus faziellen Gründen die „Hallstätter Kalke“ der „Mürzalpen-Decke“ aus dem Edenhof-Mehrfachfenster nicht als Hallstätter Kalke ansprechen können, so konnten wir die Alterseinstufung dieser Kalke als Nor bei PLÖCHINGER (1967) im westlichen Teil dieser Decke für einen Teil der Kalke sehr wohl bestätigen. Auch die Gutensteiner Kalke auf den Reingrabener Schiefen sind Gutensteiner Kalke, wie es PLÖCHINGER (1967) erkannt hatte. Sie sind sogar teilweise von geringmächtigen Reichenhaller Rauhwacken und Werfener Schichten begleitet.

Unmittelbar unter den Reingrabener Schiefen konnten wir eine reiche Holothurien-Fauna nachweisen, welche die folgenden Arten führt:

Acanthotheelia triassica SPECKMANN

A. cf. ladinica KOZUR & MOSTLER

Theelia koeveskalensis KOZUR & MOSTLER

Theelia n. sp. aff. *T. lata* KOZUR & MOSTLER

Theelia planorbicula MOSTLER

Diese Fauna zeigt cordevolisches Alter an. Pelagische Conodonten und Roveacriniden fehlen völlig. Dagegen fand MANDL (1986 a) in stratigraphisch ähnlicher

Position vollpelagische Conodonten- und Roveacriniden-Faunen. Auf Grund unserer Daten zur tektonischen Zuordnung der Werfener Schichten am Südrand der „Mürzalpen-Decke“ vom Edenhof-Mehrfachfenster und der Conodontendaten von MANDL (1986) südöstlich der Hochwiesen müssen wir annehmen, daß im östlichen und südlichen Teil dieser Decke eine normale Schichtenfolge von Werfener Schichten über mitteltriassische Dolomite und ladinische bis unterkarnische helle, massige bis dickbankige mikritische Kalke zu mittelkarnischen schwarzen Schiefen vorliegt, wobei die Kalke unmittelbar unterhalb der Schiefer ebenfalls dunkel sind. Im westlichen Teil der Decke müßte dagegen eine überkippte Schichtfolge vorliegen, die mit dunkelgrauen dickbankigen bis fast massigen obernorischen Kalken beginnt und mit mittelkarnischen Reingrabener Schiefen endet, auf denen noch Reste von Gutensteiner Kalken, Reichenhaller Rauhwacken und Werfener Schichten liegen. Die von MANDL (1986 a) südöstlich der Hochwiesen mit Conodonten datierten mächtigen mitteltriassischen bis unterkarnischen „Hallstätter Kalke“ fehlen völlig. Dies könnte jedoch auch bedeuten, daß die Werfener Schichten, Reichenhaller Rauhwacke und Gutensteiner Schichten Schürflinge der nächsthöheren Deckeneinheit sind. Diese Erklärung ist sehr wahrscheinlich, weil auf dem inversen Obenor bis Unterkarn Werfener Schichten, Reichenhaller Rauhwacken und Gutensteiner Schichten normal aufliegen. Ob hierbei eine oder zwei Decken vorliegen, wäre noch zu klären.

Die tektonische Situation im Edenhof-Mehrfachfenster wird dadurch noch komplizierter, als zwischen der Schneeberg-Decke im Süden und der „Mürzalpen-Decke“ im Norden nicht nur eine Scholle von Meliaticum (Florianikogel-Decke), sondern auch ein kleiner tektonischer Span von metamorphem pelagischen Pelson vorhanden ist. Wie schon an anderer Stelle ausgeführt wurde, gehört diese Schichtfolge zum Süd-Rudabányaicum. Da diese metamorph ist (transportierte Metamorphose), kann sie nicht mit der unten ausgeschiedenen Geyerstein-Decke in einer Decke vereinigt werden.

Im Edenhof-Mehrfachfenster liegen also mindestens vier Decken oder Deckenschuppen vor.

Für die in Kapitel V, Abschnitt 4, beschriebene triassische Abfolge des Süd-Rudabányaicum wird hier die **Geyerstein-Decke** ausgeschieden (siehe Abb. 2). Sie wird von der Schneeberg-Decke direkt überlagert. Wie oben ausgeführt wurde, liegt im Edenhof-Mehrfachfenster eine Schuppe von Süd-Rudabányaicum vor, sodaß die Schneeberg-Decke hier das Süd-Rudabányaicum um mindestens 2 km überfährt; weiter nördlich haben wir noch nicht nach Einheiten des Süd-Rudabányaicum gesucht.

Falls hier keine Rücküberschiebung der Schneeberg-Decke vorliegt, müßte sie südlich des Süd-Rudabányaicum eingewurzelt werden. In diesem Fall würde sie den südlichen Schelf des Meliata-Hallstatt-Ozeans repräsentieren, der in den Westkarpaten wegen junger Horizontalbewegungen nirgends bekannt ist. Dort grenzen Decken des Südhangs vom Meliata-Hallstatt-Ozean (Süd-Rudabányaicum) tektonisch an völlig abweichende Einheiten des Fennikum, die vollmarines Oberkarbon, vollmarines Oberperm und mächtige, meist intermediäre Vulkanite des Ladin aufweisen.

Die Verteilung von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum im Untersuchungsgebiet ergibt ein interessantes Bild. Südlich der Schneeberg-Decke und nahe zur Grauwackenzone hat das Süd-Rudabányaicum weite Verbreitung (Geyerstein-Decke). Vom Meliaticum liegt ein Fenster vor, in dem die Randausbildung des Meliaticum ohne basische und ultrabasische Gesteine, aber mit roten Radiolariten in der Trias vorliegt. Diese Ausbildung entspricht z.B. den Verhältnissen in der Lokalität Meliata, die zur original südlichen Randzone des Meliaticum gehört. Das nächst nördliche Vorkommen am Edenhof-Profil führt noch Süd-Rudabányaicum, aber Meliaticum überwiegt bereits. Es handelt sich dabei um die Übergangsfazies des Meliaticum, in der Tiefwassersedimente überwiegen, aber bereits untergeordnet triassische basische Gesteine auftreten.

Im Norden treten tektonisch zerscherte Ophiolithe entlang einer etwa E-W-verlaufenden Linie auf, die in die Mariazell-Puchberg-Linie einmündet, in deren westlichem Teil es ebenfalls Grüngesteine gibt. Ein großer Teil dieser ultrabasischen bis basischen Gesteine ist schwach metamorph (KIRCHNER, 1980). Diese ultrabasischen und basischen Gesteine stammen aus der zentralen ozeanischen Zone des Meliaticum, aus der auch in den Westkarpaten fast ausschließlich ultrabasische und basische Gesteine bekannt sind, die oft in Salinar-Melangen stecken.

Die weite E-W-Erstreckung des Vorkommens dieser Gesteine in einem schmalen Streifen (in WSW-Fortsetzung liegt z.B. das Vorkommen Grundsee vgl. KOZUR, 1991, fig. 5) legt die Vermutung nahe, daß sich hier im Untergrund eine Suturzone befindet. Selbst wenn der obere Teil einer solchen Suturzone in späterer Zeit (vorgosauisch) einen Deckentransport nach Norden erfahren hat, kann man doch wohl Fernüberschiebungen von ca. 100–120 km aus dem Gebiet der Alpin-dinarischen Narbe oder etwas nördlich davon ausschließen. Das würde aber bedeuten, daß man den Meliata-Hallstatt-Ozean, seine Randbereiche und den zugehörigen Schelf wesentlich weiter nördlich einwurzeln muß als bisher angenommen wurde (nördlich einer Zentralalpinen Schwelle mit gering-

mächtigem Zentralalpinen Mesozoikum, das dann nicht zum Unter-/Mittelostalpin gehören könnte. Erst südlich dieser Schwelle beginnt der Schelf der Südtethys, die mit pelagischen unterpermischen Conodontenfaunen bis unmittelbar südlich der Alpin-dinarischen Narben nachgewiesen wurde (RAMOVŠ, 1982, KOZUR, KRÄINER & MOSTLER, in Vorbereitung). Dies wäre eine gute Erklärung für die enormen Faunenunterschiede zwischen dem südalpinen und nordalpinen Ladin und Unterkarn in allen Faunengruppen (besonders deutlich bei den benthischen Holothurien, Ostracoden und Kieselschwämmen, aber auch bei den Conodonten nachweisbar.)

Die Faunenunterschiede sind umso erstaunlicher, als die pelagischen ladinischen und unterkarnischen Schichten des Süd-Rudabányaicum durchaus nordtethyale Faunen haben. Das frühe Einsetzen von *Gladigondolella* im Pelson zeigt dabei keine Verbindung zu den Südalpen und Dinariden an, wo *Gladigondolella* ebenfalls im Pelson auftritt, sondern daß beide Gebiete offene Verbindung zum Ozean hatten, das Süd-Rudabányaicum zur Nordtethys (Kimmerischer Ozean), die Südalpen zur Südtethys (zu der Budva- und Pindos-Zone gehören). Im oberen Unteranis, wo *Gladigondolella*, sowohl in der Szölösárdó-Decke als auch im Edenhof-Profil vorkommt, könnte diese Gattung ohnehin nicht aus den südalpinen oder nördlichen Dinariden eingewandert sein, weil sie dort erst innerhalb des Pelson einsetzt. Die Faunenscheide für *Gladigondolella*-führendes und *Gladigondolella*-freies pelagisches Pelson und Illyr lag innerhalb des Silicicum (siehe KOZUR, 1991, fig. 3). Im Nord-Rudabányaicum (Nordhang des Meliata-Hallstatt Ozeans) tritt *Gladigondolella* ebenfalls ab dem Pelson auf. Nördlich anschließende anisische Flachwasserkarbonate des Siliciums bilden eine Fazies-Barriere für das Eindringen von *Gladigondolella* in die nördlich anschließenden Becken innerhalb des Silicicum und in den nördlich folgenden Decken.

Die getrennte Entwicklung von Nord- und Südtethys im Bereich der Alpen wurde von KOZUR (1991) schon für das Oberperm aufgezeigt.

Eine wesentlich nördlichere Position der Narbenzone des Meliata-Hallstatt Ozeans, als bisher angenommen, wirft sofort die Frage nach der räumlichen Stellung von Meliata-Hallstatt-Ozean und „Südpenninikum“ auf. Wenn das Rechnitzer Fenster „Südpenninikum“ ist, wie das heute allgemein angenommen wird, dann erscheint es nach unseren neuen Ergebnissen durchaus möglich, daß dieses „Südpenninikum“ südlich der Narbenzone des Meliata-Hallstatt Ozeans und damit südlich der Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen lag. In diesem Fall müßte das Penninikum westlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans das

Ostalpin schräg durchschneiden, da es in der Ostschweiz südlich des Ostalpins liegt (bzw. es müßte an transform faults abgesetzt sein).

Die Schüttungen von ophiolithischem Detritus in den unterkretazischen Roßfeldschichten kann man dann auch teilweise vom südpenninischen Ozean herleiten, der zu dieser Zeit geschlossen wird, und nicht nur vom Meliata-Hallstatt-Ozean, dessen Schließung bereits innerhalb des Oxfords stattfand.

Eine solche für die Alpen befremdlich wirkende Vorstellung würde viele Probleme der Korrelation von Ostalpen und Westkarpaten lösen. In den Westkarpaten liegt nördlich des Tatricum die Fortsetzung des Nordpenninikum (Pieninische Klippen-Zone). Südlich der Wurzelzone des Meliaticum liegt jedoch ein weiterer ozeanischer Rift im Jura (Bátor Decke des westlichen Bükk-Gebirges), während in den Ostalpen südlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans bisher kein ozeanischer Rifttrog angenommen wurde.

Auch FAUPL & POBER (1991) nehmen an, daß die von Süden kommenden Schüttungen in den Roßfeldschichten, den Lavanter Schichten und jenen der höheren Gosau (Südprovinz sensu FAUPL & POBER, 1991) aus zwei geochemisch und wahrscheinlich auch altersmäßig unterschiedlichen Ophiolith-Sequenzen abgeleitet werden müssen. Sie gehen jedoch von der Annahme aus, daß diese beiden Ophiolith-Sequenzen zum Vardar-Ozean gehören, weil sie der fehlerhaften Korrelation des Meliata-Hallstatt-Ozeans mit der Vardar-Zone von KOVACS (1982) folgen, der die gesamten triassischen Abfolgen der Karpaten, Dinariden und Ostalpen um einen einzigen (Vardar) Ozean gruppiert. In der Vardar-Zone tritt flachmarine Mitteltrias mit saurem bis intermediärem ladinischen Vulkanismus auf, während im Meliata- und Hallstätter Ozean zur selben Zeit ozeanisches Rifting stattfand (Ophiolithe, Radiolarite). Dieses begann im Vardar-Ozean erst im Lias und erreichte im Dogger seinen Höhepunkt.

Daher ist es auch ausgeschlossen, daß die von THÖNY (1990) nachgewiesenen unterpermischen Gabbros (mit MORB-Chemismus) des Koralpen-Saualpen-Kristallins ein Relikt der Vardar-Sutur darstellen, wie das FAUPL & POBER (1991) glauben. Unterpermisches ozeanisches Rifting (Altersangabe des Gabbros 275+18 ma) gab es weder im Vardar-Ozean (Beginn des ozeanischen Riftingens im Lias) noch im Meliata-Hallstätter Ozean (Beginn des ozeanischen Riftingens im höheren Unteranis oder Pelson; siehe KOZUR, 1991). Unterpermisches ozeanisches Rifting ist nur aus der Südtethys nachgewiesen (KOZUR, 1991). Dieser "eigentliche" Tethysozean, der erst im Oligo- bis Miozän endgültig geschlossen wurde, erstreckt

sich in seinem westlichen Teil über Sizilien nach Westen und über die Pindos?-Budva-Zone der Dinariden nach Nordwesten. Er könnte durchaus den südlichen Teil der Ostalpen erreicht haben, gibt es doch in den slowenischen Karawanken pelagische unterpermische Conodonten (RAMOVŠ, 1982).

Das Vorkommen von unterpermischen MORB-Gabbros im Koralpen-Saualpen-Kristallin stützt vielmehr unsere Vorstellung, daß die Nördlichen Kalkalpen nicht nahe der alpin-dinarischen Narbe und damit südlich von Resten der Südtethys eingewurzelt sein können. Der Meliata-Hallstatt-Ozean gehört zur Nordtethys („Paläotethys“ sensu SENGÖR, 1984, 1985; Kimmerischer Ozean sensu KOZUR, 1991). Der Vardar-Ozean und seine Fortsetzung in der Türkei (Izmir-Ankara-Belt) liegen stets zwischen der Nordtethys (Kimmerischer Ozean) und der Südtethys (Haupttethys).

Wenn das „Südpenninikum“ des Rechnitzer Fensters, wie oben angedeutet, südlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans angesiedelt sein sollte, dann würde es zwischen der Südtethys (östliche Südalpen als Schelf der Südtethys, unterpermischer MORB-Gabbros der Koralpe-Saualpe als möglicher Hinweis für eine Suturzone der Südtethys) und der Nordtethys (Suturzone des Meliata-Hallstätter Ozeans in der schmalen Zone mit triassischen Ophiolithen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (siehe oben) gelegen haben.

In diesem Fall könnte dieser „südpenninische Ozean“ durchaus mit dem Vardar-Ozean über ein transform-fault-System zusammengehangen haben, wie es DER-COURT et al. (1986) annehmen. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß die Bátor-Decke des westlichen Bükk-Gebirges mit mitteljurassischen Ophiolithen (KOZUR, 1984, 1991) von KOZUR (1991) mit der Vardar-Zone verglichen wird. Diese Decke ist sicher südlich des Meliata-Hallstatt-Ozeans einzuwurzeln, wie sich das in Nordungarn leicht nachweisen läßt.

Das „Südpenninikum“ von Rechnitz könnte die Fortsetzung des jurassischen ozeanischen Troges des westlichen Bükk-Gebirges und wie dieser südlich des Oberostalpins eingewurzelt sein. Es ist aber nicht sicher, daß es sich um Penninikum handelt, das seine Fortsetzung eher in der Pieninischen Klippenzone findet, die nördlich der zentralen Westkarpaten und damit nördlich des Ostalpins eingewurzelt war.

Appendix 1: Description of a new *Homoeoparonaella* species

Genus *Homoeoparonaella* BAUMGARTNER, 1980

Type species: *Paronaella elegans* PESSAGNO, 1977

Remarks: According to BAUMGARTNER (1980, p. 288), the genus *Homoeoparonaella* displays equal or subequal interradial angles. This feature was based on 4 species. Our new species is a typical *Homoeoparonaella* according to the structure of the 3 arms; however, the interradial angles differs strongly each other. The genus *Homoeoparonaella* must be therefore emended to include forms with distinctly unequal interradial angles. BAUMGARTNER (1980) themselves figured under *Homoeoparonaella* sp. cf. *H. argolidensis* BAUMGARTNER, n. sp. a form with distinctly unequal interradial angles, like our new species.

Homoeoparonaella asymmetrica n. sp.

(Pl. 3, fig. 12; pl. 5, fig. 12)

Derivatio nominis: After the strongly asymmetric arms

Holotype: The species on pl. 5, fig. 12, rep.-no. KoMo 12 11 1991/I-2.

Type locality: Top of the Florianikogel N of Bürg (Austria).

Type stratum: Greenish-gray siliceous shale, Bajocian (formerly regarded as Devonian).

Material: More than 100 specimens, mostly of bad preservation.

Diagnosis: Test with slender arms of unequal length. Two arms are long, one is short. The interradial angles between the 3 arms strongly differ each other. The angle between the two long arms is always largest, between 150° and 170°. The angle between the longest and the smallest arms is around 90° or somewhat smaller. The angle between the moderately long and small arms is always larger than 90°, but considerably smaller than the largest interradial angle. Cortical shell composed of 8–10 radial beams, in the small and second longest arms parallel or subparallel to the arm axis, in the longest arm oriented obliquely with respect to the arm axis. This arm therefore appears to be twisted as a left-handed screw. Pores between the beams not visible because of recrystallisation. Arm tips bulbous. Inner structure unknown.

Measurements:

Length of the longest arm: 165–260 µm

Length of the second longest arm: 150–220 µm

Length of the short arm: 80–140 µm

Occurrence: Frequent in the Bajocian of the Florianikogel Nappe of Florianikogel (formerly regarded as Devonian or still older, see stratigraphic evaluation) and of the Ödenhof window (here formerly regarded as Scythian).

Remarks: The strongly unequal length of the rays and the distinctly unequal interradial rays distinguish this *Homoeoparonaella* species from all other described species of this genus. *Homoeoparonaella* sp. cf. *H. argolidensis* BAUMGARTNER, 1980 also displays one short and two long arms and the angle between the long arms is considerably larger than the angles between the long arms and the short arm. However, this undescribed new Oxfordian species is considerably larger and the long arms are by far longer than in *H. asymmetrica* n. sp.

The Late Jurassic *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, 1980 displays equidistant arms of equal length. The beams are slightly twisted in all 3 arms.

Anhang 2

Beschreibung neuer Edimodermaten Arten aus schwach metamorphem pelagischen Unterpelson des Süd-Rudabányaicum des Edenhof-Mehrfachfensters.

Kl. Crinoidea

U.Kl. Articulata

O. Roveacrinida SIEVERTS-DORECK 1953

Fam. Roveacrinidae PECK 1943

Gattung *Scotocrinus* n. gen.

Generotypus: *Scotocrinus edenhofensis* n. gen. n. sp.

Derivatio nominis: Scotos (griechisch) = Dunkelheit; aus den Tiefwasserablagerungen stammend.

Diagnose: Eine neue Gattung der Roveacrinidae PECK mit folgenden Besonderheiten. Centrodorsale ist relativ kurz, oben breit, nach unten rasch an Breite abnehmend, mit rundem Abschluß. Die Radialia sind breiter als hoch, außen stark grobporig skulpturiert, mit schmaler Dorsalgrube. Die Brachialia sind innen durch eine tiefe Furche, außen durch eine breite Rippe gekennzeichnet.

Ähnlichkeiten bestehen, vor allem was die Radialia betrifft, zu *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLMANN, doch ist gerade für die Gattung *Osteocrinus* die Ausbildung der Brachialia (Röhrenknochenform) sehr

charakteristisch. Die Brachialia der neuen Gattung sind nicht röhrenförmig, sondern extrem dreieckig im Querschnitt (vgl. hierzu Abb. 7)

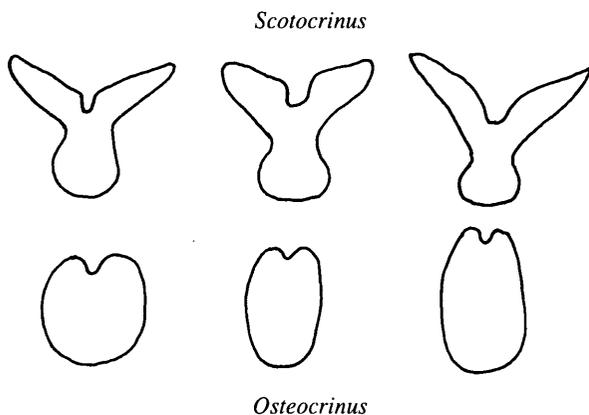


Abb. 7: Querschnitt durch Brachialia von *Scotocrinus* und *Osteocrinus*

***Scotocrinus edenhofensis* n. gen. n. sp.**
(Taf. 7, Fig. 6–17; Taf. 8, Fig. 1–9)

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Edenhof bei Puchberg in Niederösterreich.

Holotypus: Taf. 7, Fig. 8, 10, 12, 15, 16; Taf. 8, Fig. 3.

Locus typicus: Edenhof (siehe oben).

Stratum typicum: Olistolith pelsonischen Alters aus dem Edenhofprofil (Nr. 24).

Material: Massenhaft Brachialia.

Diagnose: Siehe Gattungsdiagnose.

Beschreibung: Es war nur ein einziges einigermaßen erhaltenes Exemplar nachzuweisen; die vielen mit auftretenden Centrodorsalia sind so stark korrodiert, daß eine elektronenmikroskopische Aufnahme hier keine weitere Information erbracht hätte. Das einzige besser erhaltene Exemplar ist relativ kurz, oben sehr breit, rasch an Breite abnehmend, aber ohne Einschnürung, mit einer angerundeten Spitze. Möglicherweise ist diese korrodiert. Die Radialia sind breiter als hoch und dorsal durch eine sehr grobe Porenskulptur gekennzeichnet. Die Außenränder sind seitlich etwas hochgezogen. Die dazwischen eingelassene Ligamentgrube ist nur wenig eingesenkt und schmal ausgebildet. Die Brachialia weisen auf der Dorsalseite eine grobporige artspezifische Skulptur auf. Wichtig ist vor allem der Querschnitt der Brachialia, der extrem dreieckig ist. Auf der Dorsalseite ist eine markante Rippe ausgebildet,

die durch einzelne Stege (dazwischen sind große Maschenporen) mit dem Brachialhauptteil verbunden ist. Auf der Innenseite dagegen ist eine tiefe Rinne entwickelt, die zunächst V-förmigen Zuschnitt aufweist. In Abb. 7 sind Brachialiaquerschnitte von *Scotocrinus edenhofensis* n. gen. n. sp. und solche von *Osteocrinus*-Arten gegenübergestellt.

Stratigraphische Reichweite: Unteres Pelson; es handelt sich um die bisher ältesten Schwabcrinoiden aus der Trias. Einer der Verfasser (H. MOSTLER) hat diese neuen Roveacriniden auch aus dem Pelson von Reutte nachweisen können.

Microproblematicum: Echinodermata incerte sedis

***Aspidocrinites* n. gen.**

Generotypus *Aspidocrinites scutulaformis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Fünfeckig begrenztes, gewölbtes Skelettelement; außen mit deutlich retikulierter Oberfläche, innen ein zunächst schwacher, im mittleren Teil stark eingesenkter Hohlraum.

***Aspidocrinites scutulaformis* n. gen. n. sp.**
(Taf. 8, Fig. 10–13)

Derivatio nominis: Nach der schüsselförmigen Einsenkung; scutula (lateinisch) = Schüssel.

Holotypus: Taf. 8, Fig. 10–11.

Locus typicus: Edenhof.

Stratum typicum: Olistolith pelsonischen Alters aus dem Edenhofprofil (Nr. 24).

Diagnose: Siehe Gattungsdiagnose.

Beschreibung: Fünfeckig begrenztes, schildförmig stark nach außen gewölbtes Skelettelement eines Echinodermenten, der vom Umriß her betrachtet einer Dorsalplatte von Ophiuren ähnelt. Innen ist er jedoch stark schüsselförmig eingedellt. Vom Außenrand zur Mitte hin ist diese Eindelung zuerst flach, im zentralen Teil ist sie steil ausgebildet. Der Außenrand ist durch grobe Poren gekennzeichnet; an der stärksten Wölbung fehlt die Skulpturierung (wahrscheinlich weggeätzt). Innen sind die Poren eher langgestreckt und zeilenartig angeordnet (siehe Taf. 8, Fig. 11). Von der Seite her betrachtet, hat es fast den Anschein, daß es sich um ein Centrodorsale mit den fünf Kontaktflächen zu den Radialia handelt. Dieser Effekt könnte aber auch durch Korrosion zustandekommen.

Literatur:

- ANDRUSOV, D. (1960): Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – *Geol. Rdsch.*, **50**, 404–415, Stuttgart.
- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriß der Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. – 188 S., Bratislava.
- BALLA, Z. (1984): The North Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. – *Acta Geol. Hungar.*, **27**, 3–4, 341–357, Budapest.
- BALOGH, K., KOZUR, H. & PELIKÁN, P. (1984): Die Deckenstruktur des Bükk-Gebirges. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 3, 89–96, Innsbruck.
- BAUMGARTNER, P.O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patullibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). – *Micropaleontology*, **26**, 3, 274–322, New York.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic–Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarians. – *Eclogae geol. Helv.*, **77**, 3, 729–837, Basel.
- BLOME, Ch.D. (1984): Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon. – *Micropaleontology*, **30**, 4, 343–389, New York.
- CSONTOS, L. (1988): Étude géologique d'une portion des Carpathes internes le massif du Bükk (nord-est de la Hongrie) (stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). – Thèse, 327 S., Lille.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. et al. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Liassic: – In: AUBOIN, J., LE PICHON, X., MONIN, A.S. (eds.): Evolution of the Tethys. *Tectonophysics*, **123**, 241–315, Amsterdam.
- DONOFRIO, D.A. & MOSTLER, H. (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **5**, 2, 1–28, Innsbruck.
- DUMITRICĂ, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica nappe radiolarites (localities Držkove and Bohúňovo, Slovak. Karst, ČSSR). – *Geol. práce, Správy*, **77**, 17–28, Bratislava.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: ophiolithischer Detritus aus der Vardar-Sutur. – *Jubiläumsschr. 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1*, 133–143, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.) (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 418 S., Wien (Deuticke).
- GORIČAN, S. (1983): Radiolarians from the Jurassic siltstone between Perbly and Tolminske Ravne. – *Geologija*, **26**, 117–145, Ljubljana.
- GRILL, J. (1989): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. – *MÁFI Évi Jel.*, **1987**, 411–432, Budapest.
- GRILL, J., KOVÁCS, S. et al. (1984): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. – *Földt. Kut.*, **27**, 4, 49–56, Budapest.
- GRILL, J. & KOZUR, H. (1986): The first evidence of the *Unuma echinatus* radiolarian zone in the Rudabánya Mts. (Northern Hungary). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 11, 239–275, Innsbruck.
- HAAS, J. & KOVÁCS, S. (1985): Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. – *Albertiana*, **4**, 5–15, Utrecht.
- HESS, H. (1972): Planktonic crinoids of Late Jurassic age from Leg 11, Deep Sea Drilling Project. – In: HOLLISTER, C.D., EWING, J.I. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **XI**, 631–643, Washington.
- KIRCHNER, E.C. (1977): Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit-führende Kissenlava von Wien am Grundlsee, Stmk. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7**, 2, Innsbruck.
- KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71–72**, 385–396, Wien.
- KOVÁCS, S. (1982): Problems of the „Pannonian Median Massif“ and the plate tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. – *Geol. Rdsch.*, **71**, 2, 617–650, Stuttgart.
- KOVÁCS, S. (1984): North Hungarian Triassic facies types: A review. – *Acta Geol. Hungar.*, **27**, 3–4, 251–264, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1986): Conodonta-biostratigráfiai és mikrofácies vizsgálatok a Rudabányai-hegység EK-i részén. – *MÁFI Évi Jel.*, **1984**, 193–244, Budapest.
- KOVÁCS, S. (1989): Major events of the tectono-sedimentary evolution of the North Hungarian Paleo-Mesozoic: History of the northwestern termination of the Late Paleozoic – Early Mesozoic Tethys. – In: SENGÖR, A.M.C. (ed.): *Tectonic evolution of the Tethyan region*. NATO ASI Ser., Ser. C: Math. Phys. Sci., **259**, 93–108, Dordrecht/Boston/London (Kluwer Acad. Publ.).
- KOZUR, H. (1979): Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **9**, 4, 155–170, Innsbruck.

- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**, 3/4, 79–142, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1984a): New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 2, 49–88, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1984b): The Triassic radiolarian genus *Triassocrucella* gen.nov. and the Jurassic *Hagiastrum* Haeckel, 1882. – J. micropaleont., **3**, 1, 33–35, London.
- KOZUR, H. (1984c): Some new stratigraphical and paleogeographical data in the Paleozoic and Mesozoic of the Pannonian Median Massif and adjacent areas. – Acta Geodet. Mont. Hungar., **19**, 1–2, 93–106, Budapest.
- KOZUR, H. (1989): Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**, 385–408, Frankfurt a.M.
- KOZUR, H. (1991): The geological evolution at the western end of the Cimmerian ocean in the Western Carpathians and Eastern Alps. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1991**, 1, 99–121, Stuttgart.
- KOZUR, H. & KRAHL, J. (1987): Erster Nachweis von Radiolarien im tethyalen Perm Europas. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **174**, 3, 357–372, Stuttgart.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1973a): Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **3**, 2, 1–14, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1973b): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. – Geol. zborn., **24**, 2, 365–374, Bratislava.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1973c): Das Alter der Hauptspaltengeneration in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich) und der Slowakei. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **3**, 1–20, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1985): Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13**, 10, 223–238, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1987): Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der westkarpaten (vorläufige Mitteilung). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14**, 6, 131–155, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1988): Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. – Acta Geol. Geogr. nUniv. Comen., Geol., **44**, 5–100, Bratislava. Mit ausführlichem Literaturverzeichnis zur Tektonik der südlichen Westkarpaten.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. – Abh. Geol. B.-A., **28**, 1, 1–53, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1990): Saturnaliacea DEF-LANDRE and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettangian of Lenggrries/Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**, 179–248, Innsbruck.
- KOZUR, H. & RÉTI, Zs. (1986): The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1986**, 5, 284–292, Stuttgart.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Wien (Deuticke).
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin–Unterkarn der Tethys. – Erdöl und Kohle · Erdgas · Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie, **23**, 781–789.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1977): Zur Gattungsunterscheidung und Rekonstruktion der triadischen Schwebcrinoiden. – Paläont. Z., **51**, 3/4, 185–198, Stuttgart.
- MAHEL, M. (ed.) (1974): Tectonics of the Carpathian regions. Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkanian regions and their foreland. – 454 S., Bratislava.
- MANDL, G.W. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Bereich des Ödenhof-Fensters auf Blatt 75 Puchberg/Schneeberg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 389–477, Wien.
- MANDL, G.W. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kalkalpenanteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 416–417, Wien.
- MANDL, G.W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 3, 304–305, Wien.
- MELLO, J. & MOCK, R. (1977): Nové poznatky o triase čs. části Rudabanského pohoria. – Geol. práce, Správy, **68**, 7–20, Bratislava.
- MIŠÍK, M. & SÝKORA, M. (1980): Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. – Geol. zborn., **31**, 3, 239–261, Bratislava.

- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 711–728, Innsbruck.
- NAKASEKO, K. (ed.) (1982): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, JRS 81, Osaka. – News Osaka Micropaleont., Spec. vol. **5**, 485 S., Osaka.
- NICORA, A. (1976): Conodont fauna, stratigraphic position and relations to the Tethyan successions of the shoshonensis zone (Pelsonian) of Nevada. – Riv. ital. Paleont., **82**, 4, 627–648, Milano.
- PESSAGNO, E.A., Jr. (1977a): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. – Micropaleontology, **23**, 1, 56–113, New York.
- PESSAGNO, E.A., Jr. & WHALEN, P. (1982): Lower and Middle Jurassic Radiolaria (Multicyrtid Nassellariina) from the California, east-central Oregon, and the Queen Charlotte Islands, B.C. – Micropaleontology, **28**, 2, 111–169, New York.
- PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., Wien.
- RAMOŠ, A. (1982): Lower permian conodonts from the Karawanken Mountains (Slovenia, NW Yugoslavia). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **164**, 3, 414–427, Stuttgart.
- SENGÖR, A.M.C. (1984): The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **195**, 82 S., Boulder.
- SENGÖR, A.M.C. (1985): Die Alpiden und die Kimmeriden: Die verdoppelte Geschichte der Tethys. – Geol. Rdsch., **74**, 181–213, Stuttgart.
- THÖNI, M. (1990): Eklogite in alpidisch amphibolitfazial geprägten Serien des Ostalpins – Alter und Genese. – TSK III Graz (Kurzfassungen), 231–232, Graz.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., Wien (Deuticke).
- YAMAMOTO, H., MIZUTANI, S. & KAGAMI, H. (1985): Middle Jurassic radiolarians from the Blake Bahama Basin, West Atlantic Ocean. – Bull. Nagoya Univ. Mus., **1**, 25–49, Nagoya.

Anschriften der Verfasser:

Dr. sc. Heinz Kozur, Rézsü u. 83, H-1029 Budapest/Ungarn; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck/Austria

eingereicht: 24. Februar 1992 angenommen: 19. März 1992

Tafelerläuterungen

Tafel 1

- Fig. 1: *Earlandia* sp., schwarzer dolomitischer Kalk (Oberperm) neben eingepreßten Diabasen, neuer Gipstagebau Pfennigbach, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-20.
- Fig. 2, 3: *Callicythere* sp., stark rekristallisierte verkieselte Ostracoden, G, Seitenansicht von links, Vorkommen und Alter wie Fig. 1, Slgs.-Nr. KoMo 1991/55-18 (Fig. 2) und Ko Mo 1991/II-19 (Fig. 3).
- Fig. 4–20: Unterpelsonische Conodonten aus einem schwach metamorphen (CAI = 5–6) resedimentierten mittelgrauen Kalk aus der unteren Einheit (Süd-Rudabanyaicum, Übergangsbereich zum Meliaticum) des Edenhof-Profiles.
- Fig. 4: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, Hinterende abgebrochen, Oberseite, 140 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/55-24.
- Fig. 5: Hinterast eines hindeodelliformen Elements von *Gladigondolella*, deformiert, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/55-23
- Fig. 6,8: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, juveniles Exemplar, Slgs.-Nr. KoMo 1991/55-15, Fig. 6: Seitenansicht, schräg von oben, 170 x, Fig. 8: Seitenansicht, 160 x
- Fig. 7: Bruchstück des Hinterastes eines hindeodelliformen Elements von *Neogondolella*, 220 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-13.
- Fig. 9, 10: *Paragondolella* n.sp. aff. *P. hanbulogi* SUDAR & BUDUROV, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-17, Fig. 9: Seitenansicht; Fig. 10: Ansicht von oben.
- Fig. 11, 12: *Neogondolella* n.sp., Seitenansicht; Fig. 11 : 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-21; Fig. 12: 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-22
- Fig. 13–15: *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV); Fig. 13: etwas deformiertes Exemplar, Seitenansicht etwas schräg von oben, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-11; Fig. 14: stark deformiertes Exemplar, Seitenansicht; 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-10; Fig. 15: Seitenansicht; 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-1.
- Fig. 16, 17: *Nicoraella kockeli* (TATGE); Fig. 16: 160 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-17; Fig. 17: 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-18
- Fig. 18, 19: *Neogondolella shoshonensis* NICORA, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-16; Fig. 18: Seitenansicht, 220 x; Fig. 19: Ansicht schräg von unten, 200 x
- Fig. 20: Ozarkodiniformes Element von *Neogondolella*, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991- /II-25

Tafel 2

- Fig. 1: Enantiognathiformes Element von *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, Edenhof-Profil, Probe Öd-24, pelagisches Pelson des Süd-Rudabányaicum (Übergang zum Meliaticum) 80 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-19.
- Fig. 2, 3: *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) Seitenansicht, Edenhof-Profil, Probe Öd-25, pelagisches Pelson des Süd-Rudabányaicum (Übergang zum Meliaticum) Fig. 2: 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-17; Fig. 3: 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-16
- Fig. 4–10: Mikrofaunen aus einem unterpelsonischen hellgrauen, resedimentierten Kalk von Edenhof-Profil, untere Einheit (Süd-Rudabányaicum, Übergang zum Meliaticum).
- Fig. 4: *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV), Seitenansicht, 160 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-15.
- Fig. 5: *Nicoraella kockeli* (TATGE) 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-10
- Fig. 6: *Venerella* n. sp. aff. *V. globosa* KOZUR & MOSTLER, Microproblematicum, 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-12.

- Fig. 7–10: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOZUR & MOSTLER; Fig. 7: 100x, Seitenansicht (etwas schräg von oben) eines Exemplars mit abgebrochenem Vorderende; Fig. 8: Oberseite Ansicht schräg von der Seite, 80 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-14; Fig. 9: Unterseite, 120 x, Slgs.-Nr. KoMo121191/VI-13; Fig. 10: Bruchstück des cypridodelliformen Elements, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-12A.
- Fig 11–18: Conodonten aus einem dunkelgrauen, schwach metamorphen (CAI 5) resedimentierten Kalk, pelagisches oberes Bithynian (oberes Unteranis) Edenhof-Profil, untere Einheit (Süd-Rudabányaicum, Übergangsbereich zum Meliaticum).
- Fig. 11: *Neogondolella regalis* MOSHER, tektonisch zerbrochenes und durch neugewachsenen Quarz wieder verheiltes Exemplar, Seitenansicht, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-2.
- Fig. 12: Hindeodelliformes Element von *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-3.
- Fig. 13: *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, nur hinteres Drittel (Bereich hinter der Basalgrube bzw. hinter dem Hauptzahn erhalten), Unterseite, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-8.
- Fig. 14: *Neogondolella shoshonensis* NICORA, primitive juvenile Form, Oberseite, 250 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-4.
- Fig. 15: *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV), Seitenansicht, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-7.
- Fig. 16, 17: *Cornudina latidentata* KOZUR & MOSTLER; Fig. 16: 170 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-9; Fig. 17: 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/V5-5
- Fig. 18: Ozarkodiniformes Element von *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-6.
- Fig. 19–22: Conodonten aus einer dünnen Kalklage (Probe Öd 2 A) zwischen roten filamentführenden „Kieselschiefern“ (frühdiagenetisch verkieselte Kalke), Unterladin, Olistolith oder tektonischer Block in einer jurassischen Abfolge, Florianikogel-Decke (Meliaticum) obere Einheit des Edenhof-Profiles.
- Fig. 19, 20: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) Oberseite, nur das hintere Drittel nach dem Hauptzahn bzw. der Basalgrube ist erhalten (man beachte die größere Länge dieses Abschnitts, verglichen mit *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS & KOZUR auf Fig. 8, 9, 13), 90 x, Slgs.: KoMo1991/II-12; Fig. 19: Ansicht schräg von oben; Fig. 20: Ansicht von oben.
- Fig. 21. *Neogondolella cf. pridaensis* (NICORA, KOZUR & MIETTO), Seitenansicht, 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-20. Die Form entspricht den ladinischen Vertretern von *N. pridaensis*, die zu einer anderen Art gehören als der Holotypus.
- Fig. 22: *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL) enantiognathiformes Element eines gondolelliformen Conodonten, 80 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-15.

Tafel 3

- Fig. 1–12: Stark rekristallisierte mitteljurassische Radiolarien aus der oberen Einheit des Edenhof-Profiles, Schuppe der Florianikogel-Decke (Meliaticum), Probe Öd 12-, grünlichgrauer, stark kieseliger Schiefer.
- Fig 1–3: *Crucella* sp.; Fig. 1: 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-3; Fig. 2: 250 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-13; Fig. 3: 200 x, KoMo 121191/II-11.
- Fig. 4, 5: Multicyrtide Nassellaria, gen. et spec. indet., 250 x; Fig. 4: Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-8; Fig. 5: Slgs.-Nr. KoMo 1221191/II-14.
- Fig. 6: *Paronaella cf. kotura* BAUMGARTNER, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-1.
- Fig. 7: *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1211/II-9.
- Fig. 8: *Paronaella* sp. A, 250 x, Slgs.Nr. KoMo 121191/II-7.
- Fig. 9: *Angulobracchia* n. sp. B, 170 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-5.
- Fig. 10: *Angulobracchia* sp. A, 250 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-15.
- Fig. 11: *Angulobracchia* sp. G, 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-12.

- Fig. 12: *Homoeoaronella asymmetrica* n. sp., Radialbalken wegen der starken Rekristallisation nicht erhalten, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/II-12.
- Fig. 13, 15: Metamorph stark korrodierte Conodonten (CAI 7) aus roten, unterladinischen „Kieselschiefern“ (verkieselte Filamentkalke), Block in der mitteljurassischen oberen Einheit des Edenhof-Profiles. Schuppe der Florianikogel-Decke (Meliaticum) ;Fig. 13: Bruchstück des hindeodelliformen Elements von *Gladigondolella*, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-13; Fig.15: Enantiognathiformes Element von *Gladigondolella*, 170-x, Slgs.-Nr. Ko 121191/III-14.
- Fig. 14: *Pseudostylosphaera coccoctyla* (RÜST) typischer Erhaltungszustand von Radiolarien in roten Radiolariten des Meliaticum der Westkarpaten. Die Schalen sind stark rekristallisiert und oft nicht mehr erhalten Die Stacheln liegen isoliert vor. Probe Öd 4, heller Radiolarit aus dem ladinischen Block mit roten Kieselschiefern in der mitteljurassischen oberen Einheit des Edenhof-Profiles. Florianikogel-Decke (Meliaticum) des Edenhof-Profiles, x 300, Slgs. -Nr. KoMo 121191/III-2.
- Fig. 16: Metamorph überprägte Conodonten (CAI 3) aus einem kleinen Olistolith von dunklem mittelkarnischen Kieselschiefer aus der mitteljurassischen oberen Einheit des Edenhof-Profiles, Schuppe der Florianikogel-Decke (Meliaticum) 170 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-16.
- Fig. 16, 18: Holothurien-Sklerite aus unterkarnischen schwarzen, plattigen Kalken an der Basis der Reingrabener Schiefer der „Mürzalpen- Decke“ nordöstlich des Strengbergs im Edenhof-Mehrfachfenster.
- Fig. 17: *Theelia* cf. *ladinica* KOZUR & MOSTLER, Oberseite, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-8
- Fig. 18: *Theelia koeveskalensis* KOZUR & MOSTLER, Oberseite, Index-Art der unterkarnischen *Theelia koeveskalensis*-Zone, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-4.

Tafel 4

- Fig. 1–6: Holothurien-Sklerite aus unterkarnischen schwarzen, plattigen Kalken an der Basis der karnischen Schiefer (Reingrabener Schiefer) der „Mürzalpen-Decke“, Bei PLÖCHINGER (1967) wurden diese Kalke als „Mürztaler Kalk“ ausgeschieden. Weganschnitt nordöstlich des Strengbergs; Edenhof-Mehrfachfenster.
- Fig. 1: ? *Acanthotheelia triassica* SPECKMANN, Oberseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-3.
- Fig. 2: *Theelia* n.sp. aff. *Theelia lata* KOZUR & MOSTLER, Oberseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-5
- Fig. 3, 4, 6: *Theelia koeveskalensis* KOZUR & MOSTLER, Index-Art der unterkarnischen *Theelia koeveskalensis*-Zone; Fig. 3: Unterseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-1; Fig. 4: Oberseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-7; Fig.6: Oberseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-9.
- Fig. 5: *Theelia planorbicula* MOSTLER, Oberseite, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 1991/II-9.
- Fig. 7–12: Conodonten aus norischen, im Sevat bankigen dunkelgrauen, im Mittelnor dickbankigen bis massigen dunkelgrauen bis mittelgrauen, im stratigraphisch Legenden hellgrauen massigen „Hallstätter Kalken“ aus der „Mürzalpen-Decke“. Alter Steinbruch des Strengberg-Sanatoriums.
- Fig. 7: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV & STEFANOV), Oberseite, Probe Öd S 2, dunkelgrauer mittelnorischer Kalk, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-19.
- Fig. 8: *Norigondolella hallstattensis* (MOSHER) Oberseite, Probe Öd S 2, mittelnorischer dunkelgrauer Kalk, 80 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-18.
- Fig 9, 10: *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER) Probe Öd S 2, mittelnorischer dunkelgrauer Kalk; Fig. 9: Oberseite, 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-20; Fig. 10: Seitenansicht, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-21.
- Fig. 11, 12: *Norigondolella steinbergensis* (MOSHER) Probe Öd S 1, unterste aufgeschlossene Bank, dunkelgrauer bankiger Kalk, Obernor; Fig. 11:Oberseite, 80 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-8; Fig. 12: Seitenansicht, 120 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/VI-9.
- Fig. 13–19: Mikrofossilien aus dem obersten Ladin und Unterkarn der Geyerstein-Decke am Ortsausgang Sieding Richtung Puchberg. Aufschlüsse im und neben dem alten Steinbruch, der durch Häuser verbaut wurde.

- Fig. 13: Distales Brachiale von *Osteocrinus* sp. (Roveacriniden) Probe S 10, Unterkarn, „Mürztaler Kalk“, oberste aufgeschlossene Bank hinter dem letzten Haus von Sieding in Richtung Puchberg. 100 x, Slgs.-Nr. KoM 121191/IV-4.
- Fig. 14: *Paragondolella foliata inclinata* (KOVÁCS) Ansicht schräg von oben, Probe S 9, „Mürztaler Kalk“, grauer Kieselknauerkalk neben dem letzten Haus von Sieding in Richtung Puchberg, oberstes Ladin oder basales Karn, Slgs.-Nr. KoMo 121191/IV-3
- Fig. 15, 16: *Paragondolella foliata foliata* BUDUROV, Seitenansicht, Probe S 9 (siehe Fig. 14); Fig. 15: 130 x, Slgs.-Nr. KoMo121191/IV-2; Fig. 16: 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/IV-1.
- Fig. 17: *Paragondolella polygnathiformis noah* (HAYASHI), Seitenansicht, Probe S 10 (siehe Fig. 13), 130 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/IV-7.
- Fig. 18, 19: *Paragondolella polygnathiformis polygnathiformis* (HAYASHI), Seitenansicht, Probe S 10 (siehe Fig. 13); Fig. 18: 130 x, Slgs.-Nr. KoMo121191/IV-6; Fig. 19: juveniles Exemplar, 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/IV-5.

Tafel 5

- Fig. 1–21: Callovian-Radiolarien aus einem grünlich-grauen Kieselschiefer mit Komponenten von schwarzem, kieseligem Schiefer, die Aalenian-Mittelbajocian-Radiolarien enthalten. Probe Fl. 7. Florianikogel, Florianikogel-Decke (Meliaticum)
- Fig. 1, 2: *Tricolocampe unumaensis* (YAO), 300 x; Fig. 1: Ansicht schräg von unten, Slgs.=Nr. KoMo121191/I-20; Fig. 2: verdrücktes Exemplar, Seitenansicht, Slgs.-Nr. KoMo 21191/I-41.
- Fig. 3: *Archaeodictyomitra primigena* PESSAGNO & WHALEN, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-3.
- Fig. 4: *Archaeodictyomitra exigua* BLOME, 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-17.
- Fig. 5: *Hsuum* sp. A, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-32.
- Fig. 6: *Hsuum* ? *inexploratum* BLOME, 250 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-33.
- Fig. 7: *Spongocapsula* sp. aff. *S. perampla* (RÜST) 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-21.
- Fig. 8: *Praezhamoidellum* sp. A, 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-29
- Fig. 9: *Praezhamoidellum* sp. B, 280 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-31
- Fig. 10: *Pseudocrucella* sp., 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-15
- Fig. 11: *Homoeoparonaella* n. sp., 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-19
- Fig. 12: *Homoeoparonaella asymmetrica* n. sp., Holotypus, 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-2.
- Fig. 13: *Tetrarabs gratiosa* BAUMGARTNER, 120 x, Slgs.-Nr. KoMo 121 191/5- 10.
- Fig. 14: *Paronaella* sp. A, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-40
- Fig. 15: *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER, 220 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-16
- Fig. 16: *Angulobracchia* n. sp. B, 100 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-1
- Fig. 17, 18: *Angulobracchia* sp. G, 150 x; Fig. 17: Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-7; Fig. 18: Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-6.
- Fig. 19, 20: *Angulobracchia* sp. D, 200 x; Fig. 19: Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-30; Fig. 20: Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-39.
- Fig. 21: *Gorgansium* n. sp., 250 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-8.

Tafel 6

- Fig. 1–13: Radiolarien aus einem grünlich-grauen Kieselschiefer mit Komponenten von schwarzem, kieseligem Schiefer. Probe Fl. 7. Die auf Fig. 1–6 (wie auch die auf Tafel 5, Fig. 1–21) abgebildeten Exemplare zeigen Callovian-Alter an oder sind nicht näher einzustufen als Mitteljura oder Mitteljura bis (tieferer) Oberjura. Die auf Fig. 7–13 abgebildeten Formen stammen aus umgelagertem Material. Sie gehören zur *Lupherium officerense*-Subzone (Aalenian – Mittelbajocian) der *Unuma echinatus*-Zone.

- Fig. 1: *Emiluvia premyogii* BAUMGARTNER, 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-35.
 Fig. 2: *Eluvia* ? sp., 160 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-5.
 Fig. 3: *Staurosphaera antiqua* (RÜST), 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-27.
 Fig. 4, 5: *Tripocyclia jonesi* PESSAGNO; Fig. 4: 150 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-28; Fig. 5: 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-16.
 Fig. 6: *Orbiculiforma iniqua* BLOME, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-24.
 Fig. 7: *Hexasaturnalis hexagonus* (YAO) 180 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-13.
 Fig. 8: *Lupherium officerense* PESSAGNO & WHALEN, Index-Art der *Lupherium officerense* Subzone (Aalenian – Mittelbajocian) der *Unuma echinatus*-Zone, 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-4.
 Fig. 9: *Yaocapsa* ? sp., 330 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-18.
 Fig. 10: *Pseudodictyomitrella* sp. aff. *P. spinosa* GRILL & KOZUR, 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-26.
 Fig. 11: ? *Canoptum rudabanyaense* GRILL & KOZUR, 170 x, Slgs.-Nr. Ko Mo 121191/I-9.
 Fig. 12, 13: ? *Praewilliriedellum* sp. aff. *P. cephalospinosum* KOZUR, stark rekristallisierte Exemplare; Fig. 12: 350 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-23; Fig. 13: 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-14.
 Fig. 14: *Canoptum* cf. *latiannulatum* GRILL & KOZUR, Probe Fl. 2, schwarzer, stark kieseliger Schiefer, Aalenian – Bajocian, Florianikogel, Florianikogel-Decke (Meliaticum), 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/I-23.
 Fig. 15: Stark korrodierter Conodont (Bruchstück eines enantiognathiformen Elements von *Gladigondolella*), Probe Fl. R-9, großer Olistolith von rotem, ladinischem Kieselschiefer in den mitteljurassischen Schichten vom Florianikogel, Florianikogel-Decke (Meliaticum), 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-11.
 Fig. 16: *Hexalonche* n. sp. (Typ Recoaro-Ladin, KOZUR & MOSTLER, in prep.), Probe Fl. R-9 (siehe Fig. 15), 200 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-12.

Tafel 7

- Fig. 1: Multicyrtider Vertreter der Nassellaria (? *Archaeodictyomitra*), Steinkern (Porenausfüllungen erhaben), Probe Fl. 4, kieseliger, dunkler Schiefer, Mitteljura, Florianikogel, Florianikogel-Decke (Meliaticum). 300 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-4.
 Fig. 2: *Zhamoidellum* sp., Steinkern (Porenausfüllungen erhaben), Probe Fl. 4 (siehe Fig. 1), 350 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-10.
 Fig. 3: *Praezhamoidellum* sp. B, Steinkern (Porenausfüllungen erhaben), Probe Fl. 4 (siehe Fig. 1), 350 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-6.
 Fig. 4: *Praezhamoidellum* sp. C, Steinkern (Porenausfüllungen erhaben), Probe Fl. 4 (siehe Fig. 1), 400 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-7.
 Fig. 5: *Judahella pulchra* (KNÜPFER & KOZUR), stark rekristallisiert, Probe Fl. FK-11, dünnplattiger bis flasriger, schwarzer Kalk im Liegenden der gelben mikritischen Flaserkalke. Diese Serie überlagert die Florianikogel-Decke an ihrem Nordrand tektonisch. Unter- bis Mittelanis, abgeschnürte marine Fazies, 120 x, Slgs.-Nr. KoMo 121191/III-1.
 Fig. 6–17: Skelettelemente von *Scotocrinus edenhofensis* n. gen. n. sp.
 Fig. 6: Dorsalseite eines Primibrachiale.
 Fig. 7: Brachiale (Holotypus) mit der typischen grobporigen Außenskulptur.
 Fig. 8: Radiale (Holotypus) von oben.
 Fig. 9: Primibrachiale (Innenansicht).
 Fig. 10, 11: Brachialia, von der Dorsalseite gesehen.
 Fig. 12, 13: Basalia (12 = Holotypus).
 Fig. 14, 17: Stark korrodierte Brachialia.
 Fig. 15: (Holotypus) Dorsalansicht, schräg von der Seite, um die Perforation bzw. die Stege der Ansatzflächen der Dorsalrippe darzustellen.
 Fig. 16: Secundibrachialia; Dorsalseite mit der typischen grobporigen Skulptur.

Tafel 8

- Fig. 1: *Scotocrinus* cf. *edenhofensis* n. gen. n. sp. Primibrachiale mit Muskelansatzflügel (Außenansicht).
Fig. 2, 4–6: *Scotocrinus* cf. *edenhofensis* n. gen. n. sp.; Dorsalansichten von stark angeätzten Brachialia.
Fig. 3: Dorsalansicht eines Primibrachiale (Holotypus) mit der markanten grobporigen Skulpturierung (*Scotocrinus* cf. *edenhofensis* n. gen. n. sp.).
Fig. 7: *Scotocrinus* n. gen. n. sp.; Seitenansicht eines Brachiale mit Medianseptum.
Fig. 8, 9: Weitere Brachialia von *Scotocrinus* cf. *edenhofensis* n. gen. n. sp.

Tafel 9

- Fig. 1: Völlig verkieselter roter Filamentkalk ladinischen Alters mit vereinzelt, wenig flachgedrückten Radiolarien. Die Filamente sind sehr dicht gelagert. Olistolith von Edenhof, Probe Öd 2.
Fig. 2: Radiolarienführender Filamentkalk (das gesamte Gestein ist in SiO₂ umgesetzt), aus dem ladinischen Olistolith von Edenhof stammend; Probe Öd 1.
Fig. 3: Radiolarienführender Filamentkalk von Edenhof (wenige, z.T. gut erhaltene Radiolarien aus dem Olistolith von Edenhof); Probe Öd 1a.
Fig. 4: Radiolarit vom Florianikogel (Olistolith der Florianikogel-Kapelle). Im unteren Teil des Bildes sind es Manganschiefer, die allerdings hier nur in Form eines schwarzen Streifens zur Geltung kommen. Die Radiolarien zeigen eine schwache Gradierung (Fl. 15).

Tafel 10

Alle Dünnschliffe stammen von Proben, die in den mittleren bis oberen Dogger einzustufen sind

- Fig. 1: Radiolarienreicher Tonstein. Massenhafte Anreicherung von Radiolarien, die infolge Kompaktion flachgedrückt wurden; Probe Öd 6 aus der Serie der grünen Kieseliefer und kieseligen Tonschiefer von Edenhof.
Fig. 2: Siltige Schiefer mit Detrituslagen (Florianikogel-Schichten). An Komponenten, die geschüttet wurden, sind es neben aufgearbeiteten Karbonaten auch mergelige Gesteine; vor allem kommt auch sehr viel Quarzdetritus hinzu. Probe Fl. 32.
Fig. 3: Slumpingstruktur aus der Serie der grünen Kieseliefer vom Florianikogel. Im oberen Teil des Schliffes sieht man den reichen Anteil an Radiolarien (Fl. 4).
Fig. 4: Das linsige bis flammige Gefüge von dunklen, meistens dunkelroten, stärker verkieselten Arealen in den grünen, kieseligen Tonsteinen des Florianikogels, knapp unter der Grenze zu den Florianikogel-Schichten (Probe Fl. 24).

Tafel 11

- Fig. 1: Laminiertes Siltstein aus der braunen, kieseligen Tonschieferserie des Edenhof-Mehrfachfensters (Probe Öd 16).
Fig. 2: Slumpingstrukturen in den radiolarienführenden, kieseligen Tonsteinen mit Sackungsgefügen aus der grünen Kieseliefer-Abfolge vom Florianikogel (Probe Fl. 5).
Fig. 3: Kieseliger Tonschiefer mit Siltlagen, z.T. gradiert. Aus der graubraunen Serie (Serie B) vom Edenhof (Probe Öd 13).

Fig. 4: Detailausschnitt aus ähnlichen Sedimenten der kieseligen Tonschiefer-Siltstein-Folge, um die scharfen Grenzen zwischen fein- und gröberklastischen Sedimenten darzustellen (Probe Öd 15).

Tafel 12

Alle Dünnschliffe stammen aus dem metamorphen Süd-Rudabányaicum (Karbonatgesteinskomponenten des Edenhof-Mehrfachfensters)

- Fig. 1: Typus „Steinalmkalk“; schlecht sortierte Algenaggregatkörner und Peloiden.
Fig. 2: Detail aus Fig. 1, um den Sparit, der als mehrphasiger Zement entwickelt ist, aufzuzeigen.
Fig. 3: Bioklastischer Wackestone mit Roveacriniden-Brachialia.
Fig. 4: Stark dolomitisierte Steinalmkalk mit *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC.

Tafel 13

Alle Dünnschliffe stammen aus dem Süd-Rudabányaicum vom Edenhof-Mehrfachfenster. Es handelt sich um Chloritphyllite mit Kalkphyllitlagen, in denen Olistolithe eingeschaltet sind.

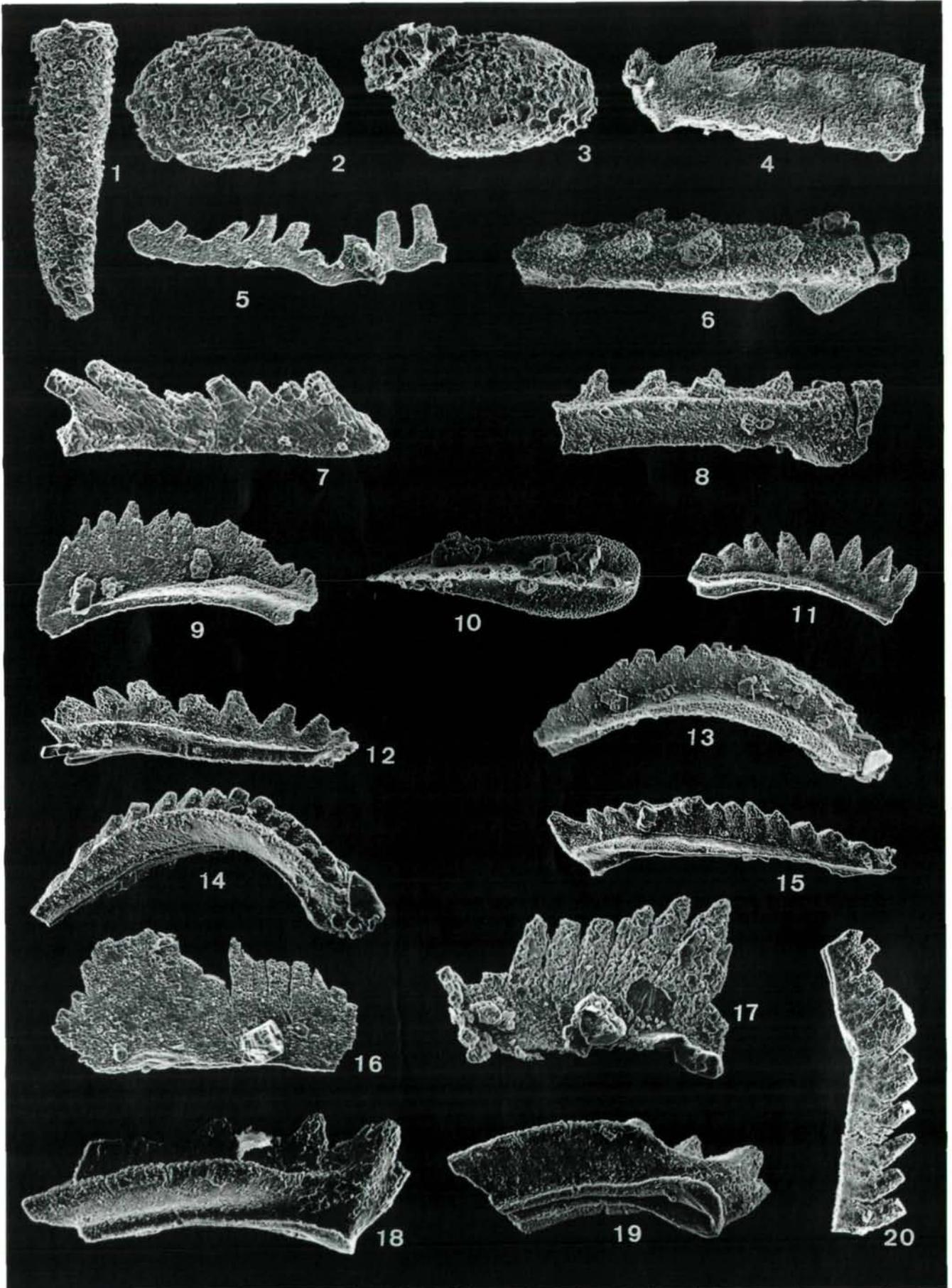
- Fig. 1, 2: Albitsäume aus dem Kontakt der Karbonatgesteinskomponenten zu den Chloritphylliten. Es sind neugesproßte, polysynthetisch verzwilligte, reine Albite (beide Schliffe stammen aus der Probe Öd 21).
Fig. 3: Melangeartige Brekzierung, chloritische Matrix mit polymikten Komponenten, wobei Siltsteinkomponenten vorherrschen. Neben Kalkkomponenten sind auch Quarze (nicht polykristallin) und vereinzelt Eruptivkomponenten erkennbar (Probe Öd 20).
Fig. 4: Zerscherte Matrix der Chloritkarbonatphyllite mit Ansätzen einer neuen Schieferungsfläche (Probe Öd 18).

Tafel 14

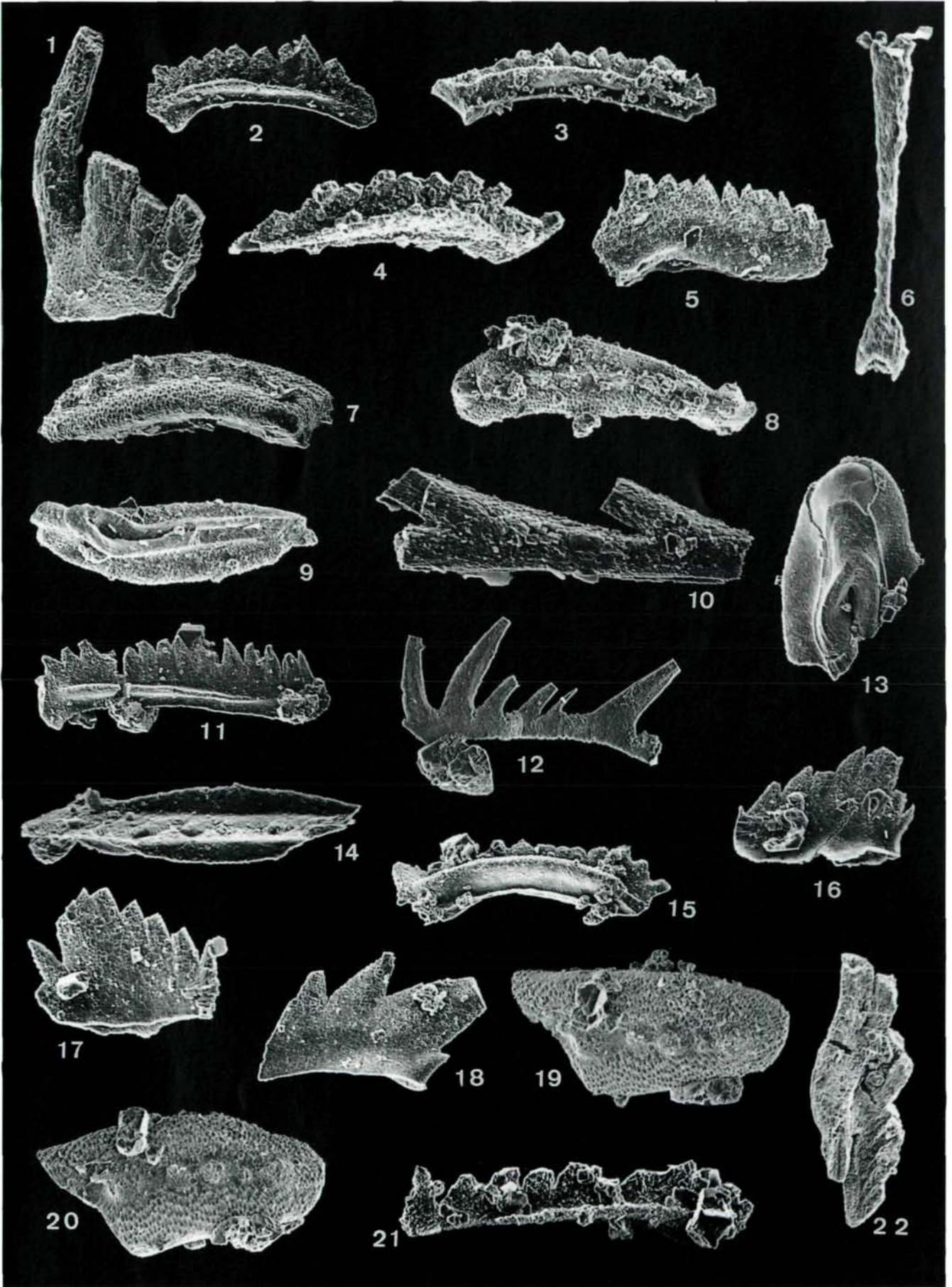
Alle Dünnschliffe stammen aus der Probe Öd 24 des Edenhof-Mehrfachfensters

- Fig. 1: „Melange“, aus Siltsteinfragmenten, stark zerlegten Karbonatphylliten und Eruptivgesteinskomponenten bestehend. Links oben ein basisches Eruptivgestein mit Mandelsteingefüge (Probe Öd 24/1).
Fig. 2: „Melange“ mit stark verfalteten Karbonatgesteinskomponenten, dazwischen Siltsteine und chloritphyllitische Fetzen (Probe Öd 24/2).
Fig. 3, 4: Stark tektonisch zerlegte Serpentinittkomponenten, in siltführenden Chloritphylliten eingeflößt (Fig. 4: vergrößerter Ausschnitt aus Schliff Öd 24/3, um ein Serpentinittfragment mit beginnender Ophicalcitbildung hervorzuheben).

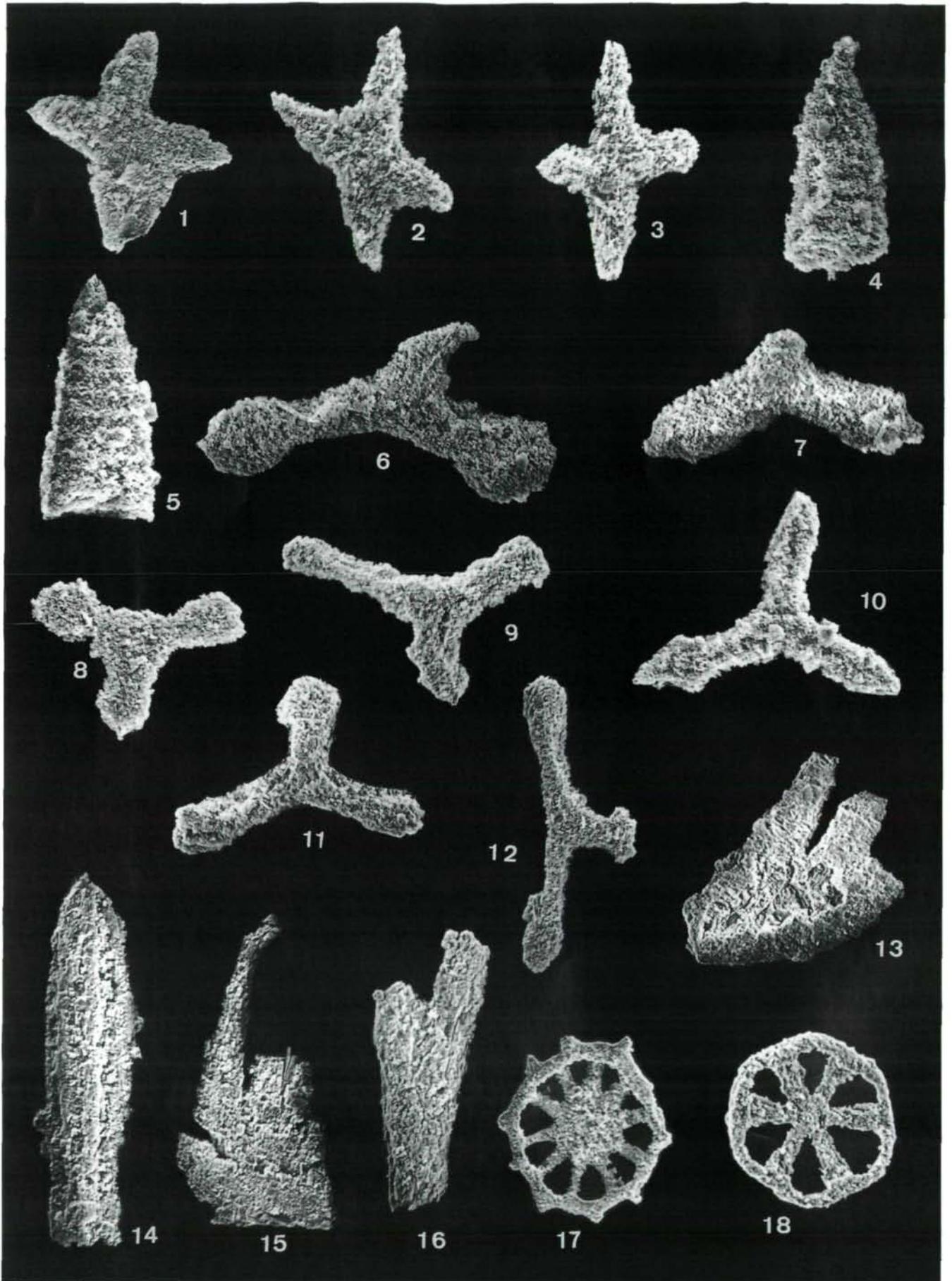
Tafel 1



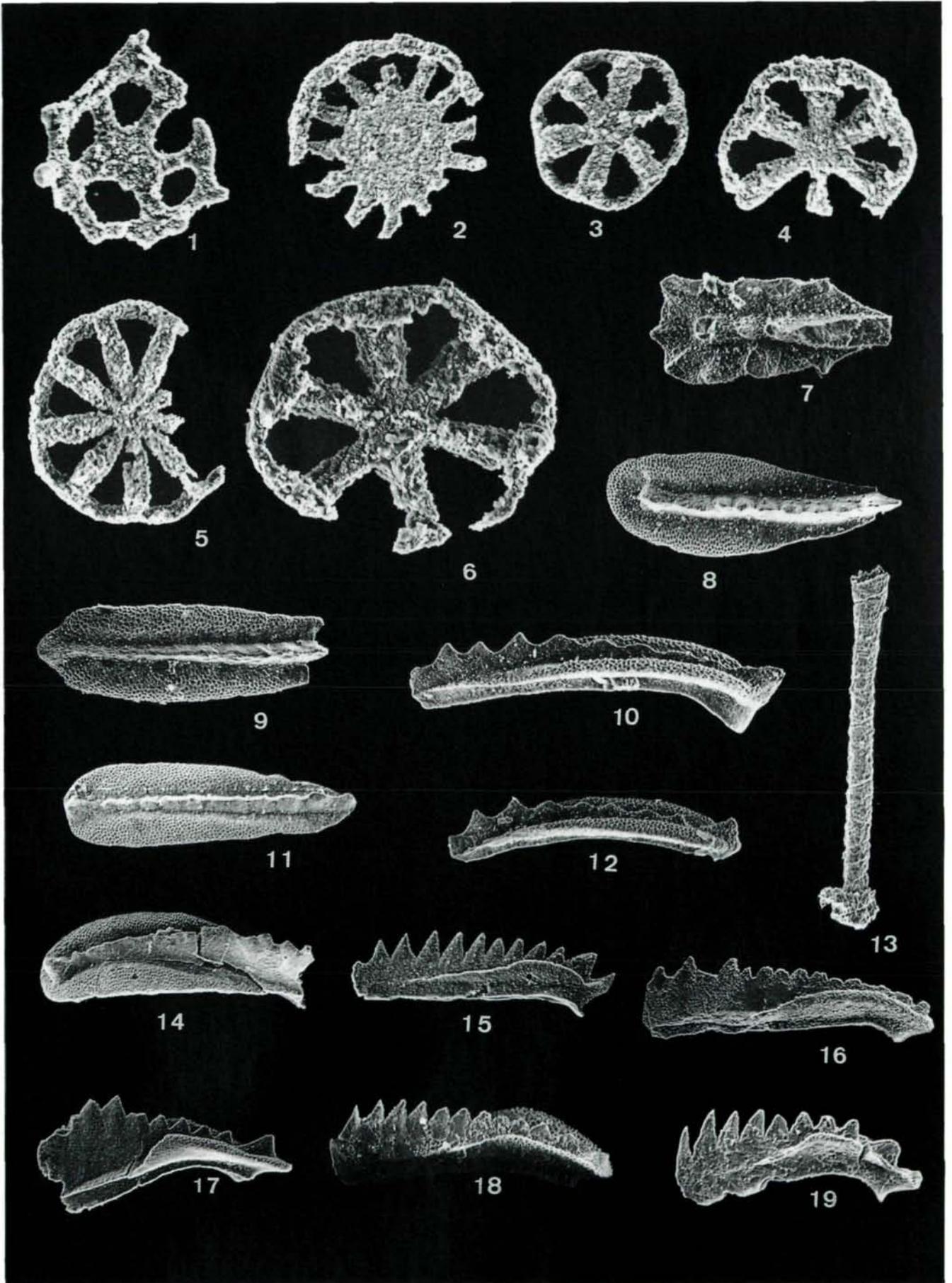
Tafel 2



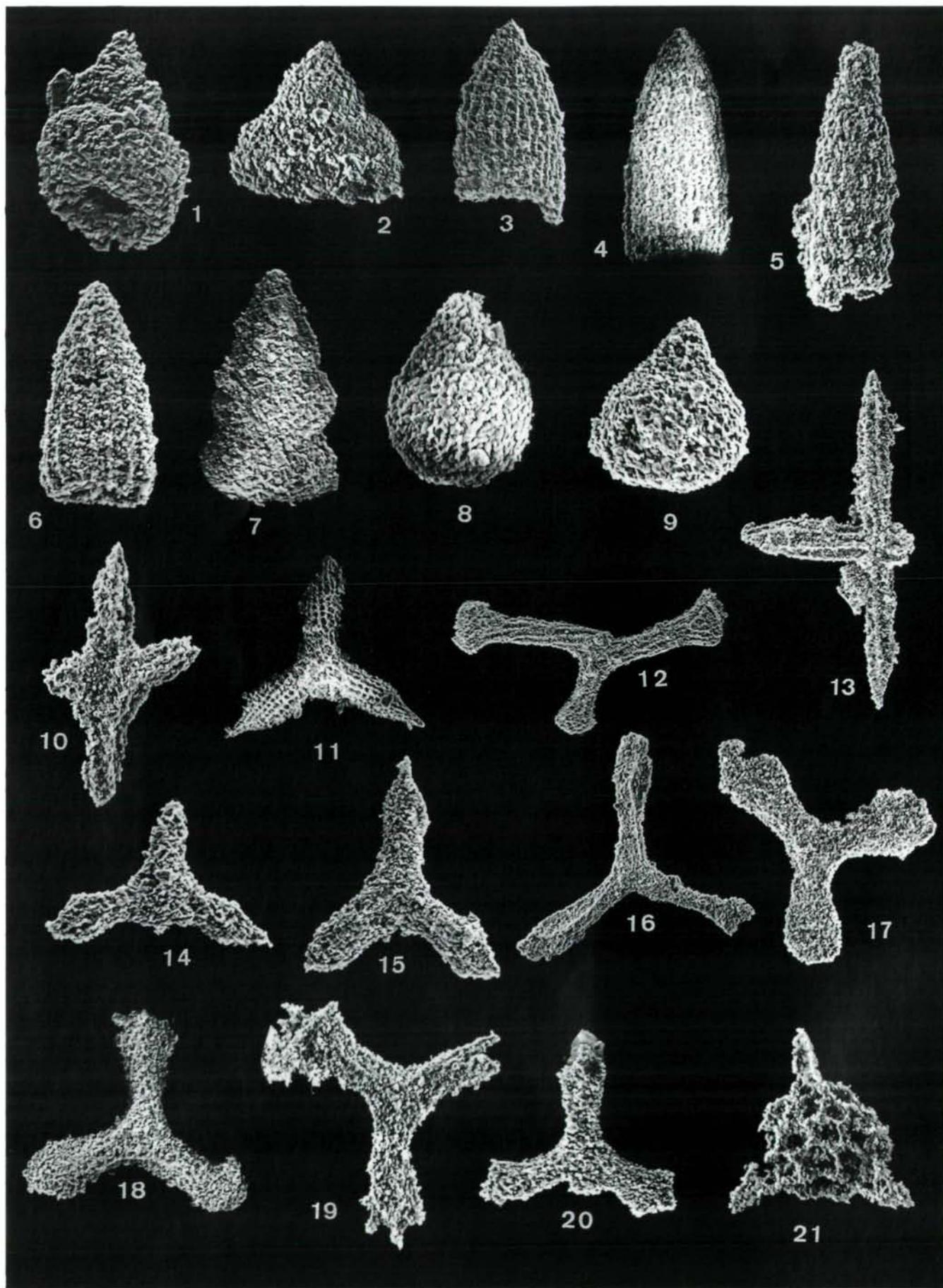
Tafel 3



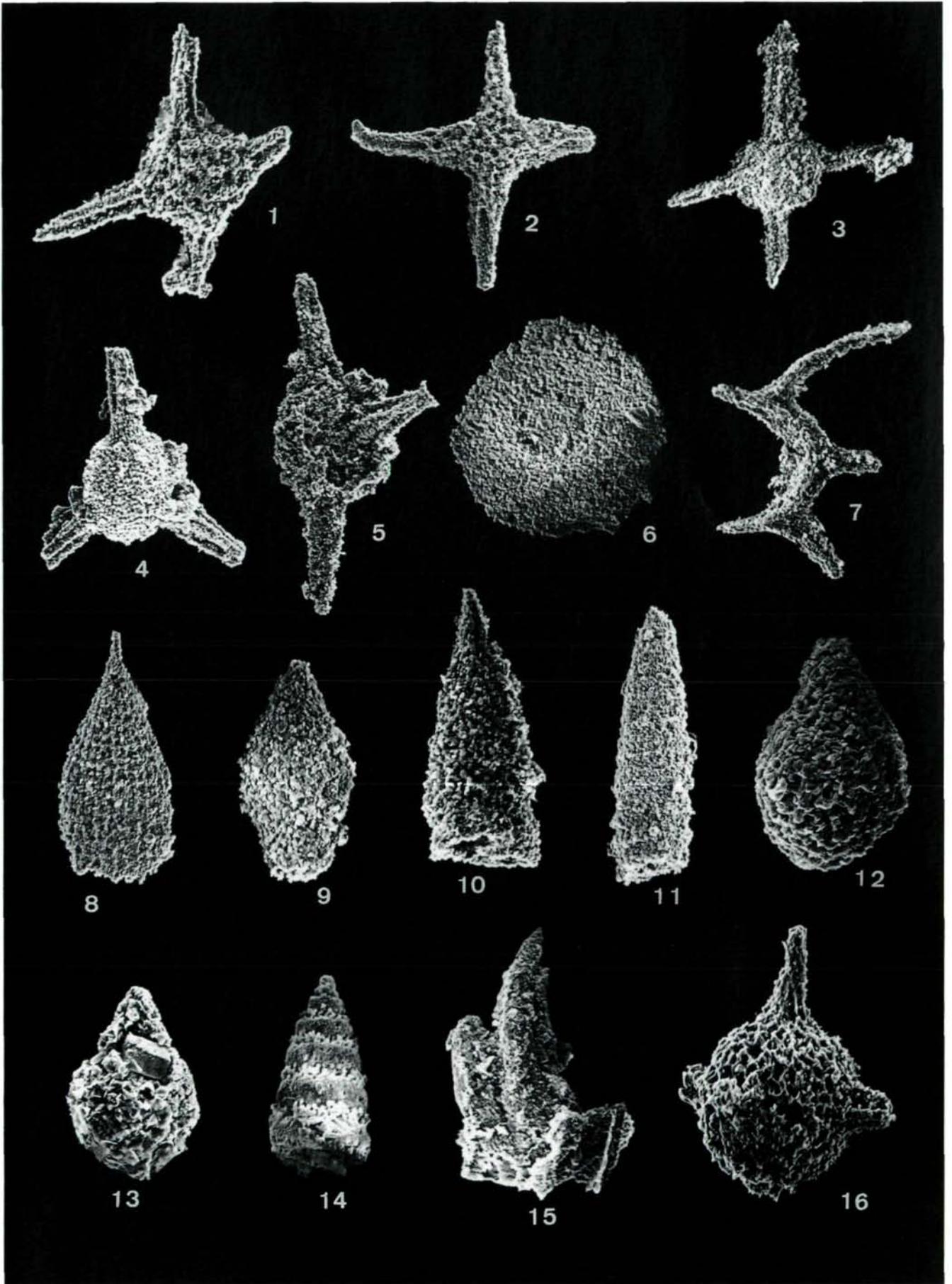
Tafel 4



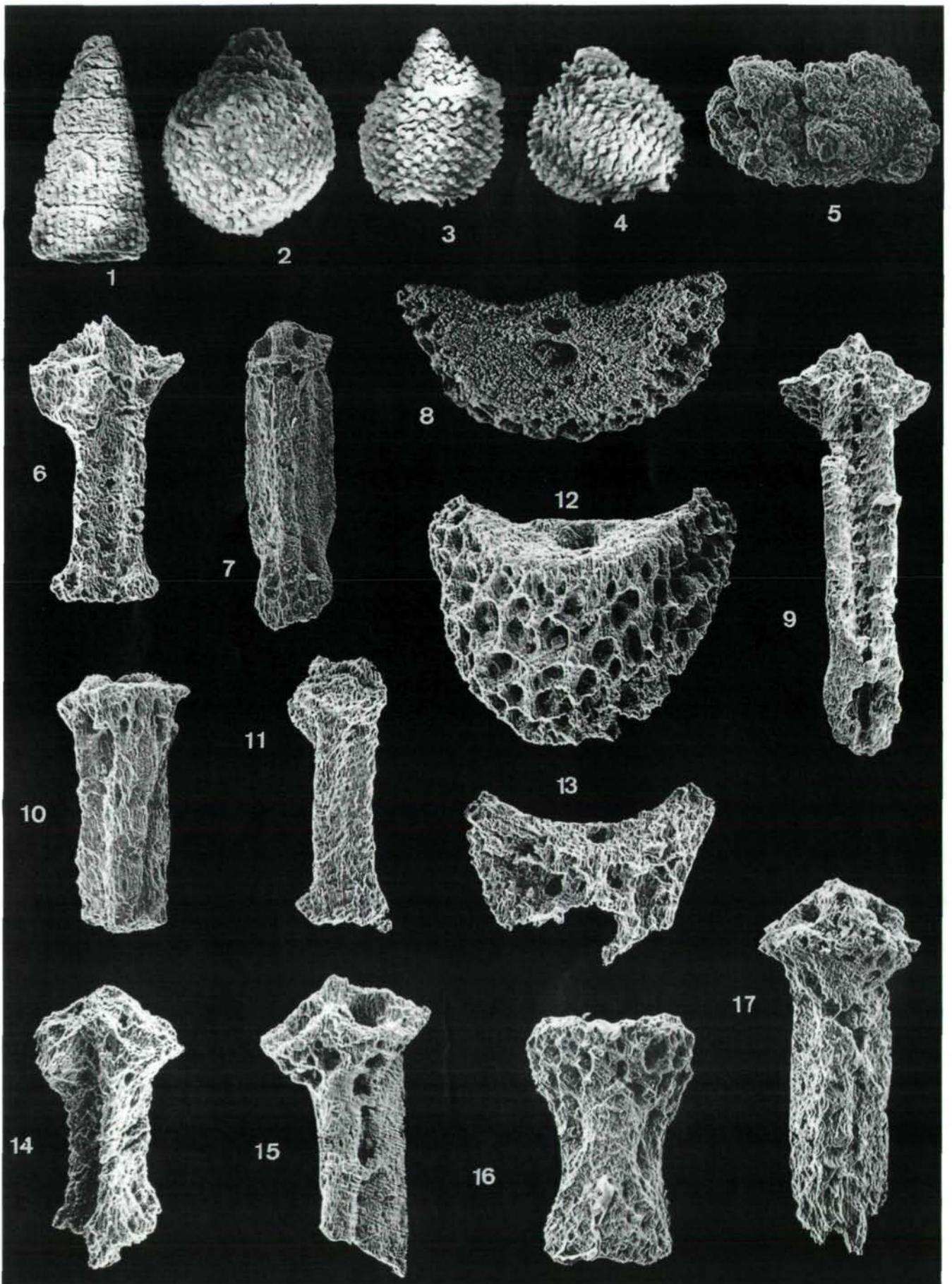
Tafel 5



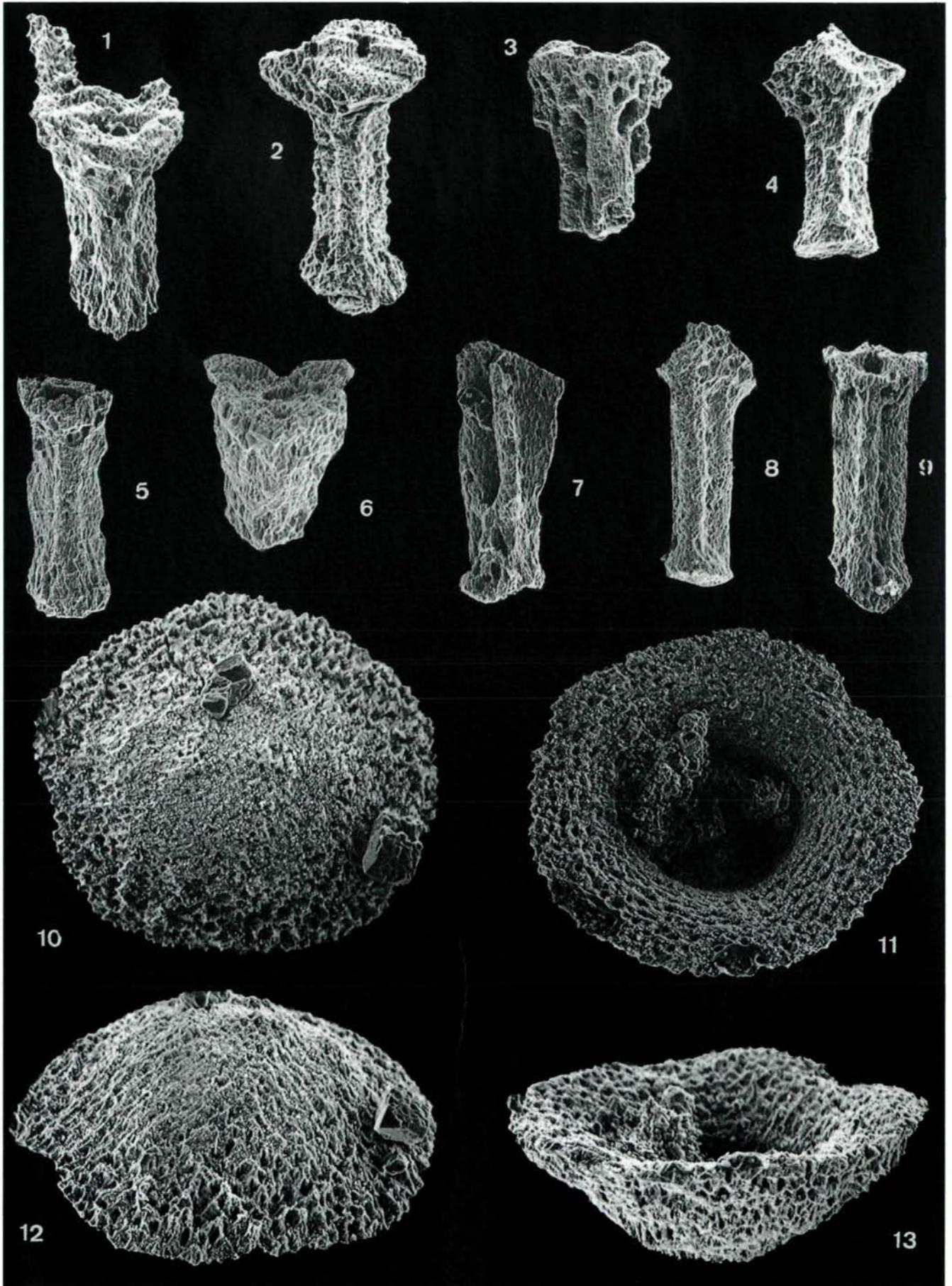
Tafel 6



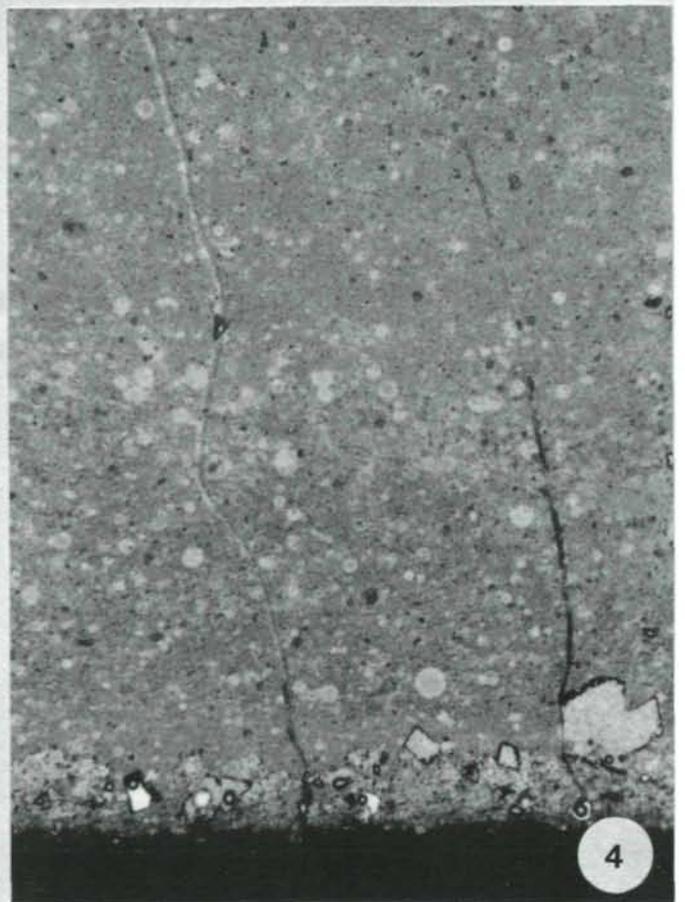
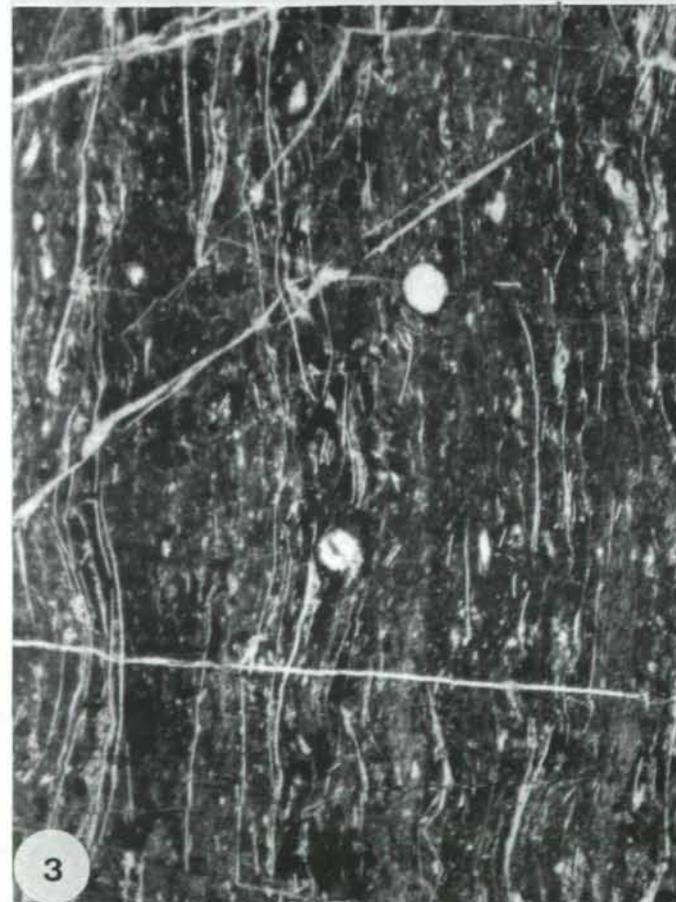
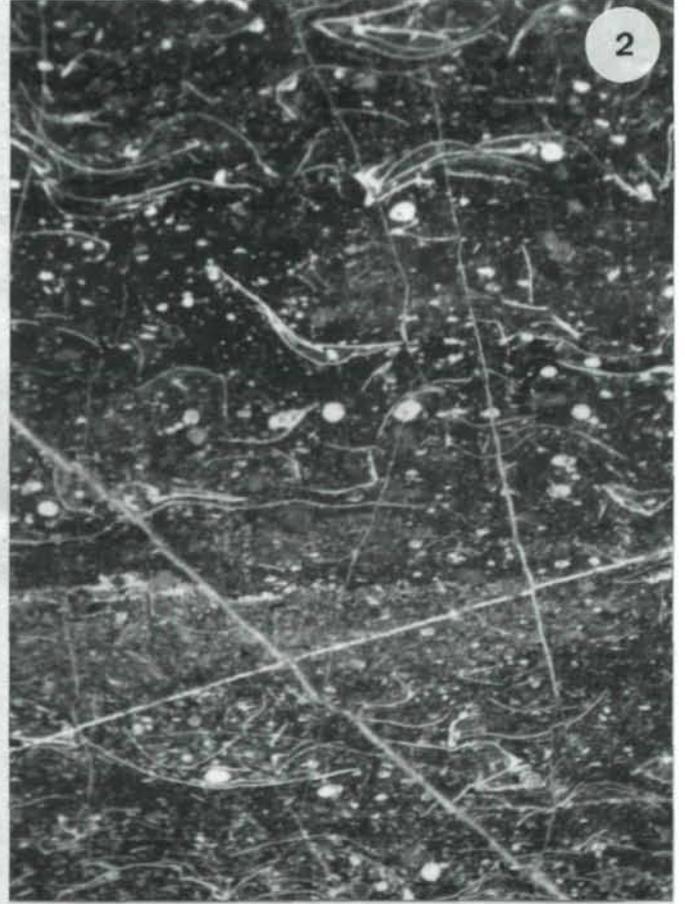
Tafel 7



Tafel 8



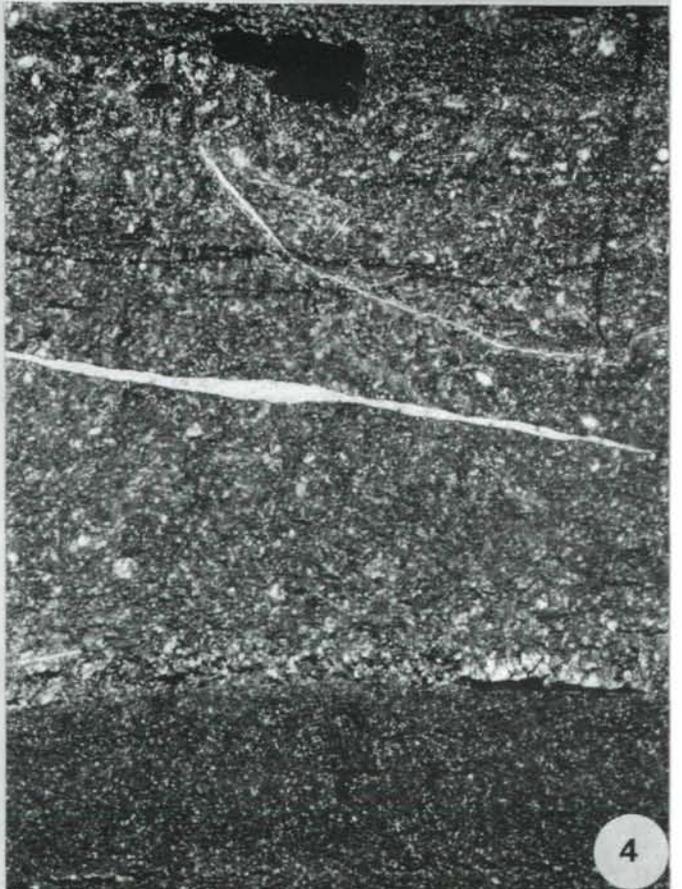
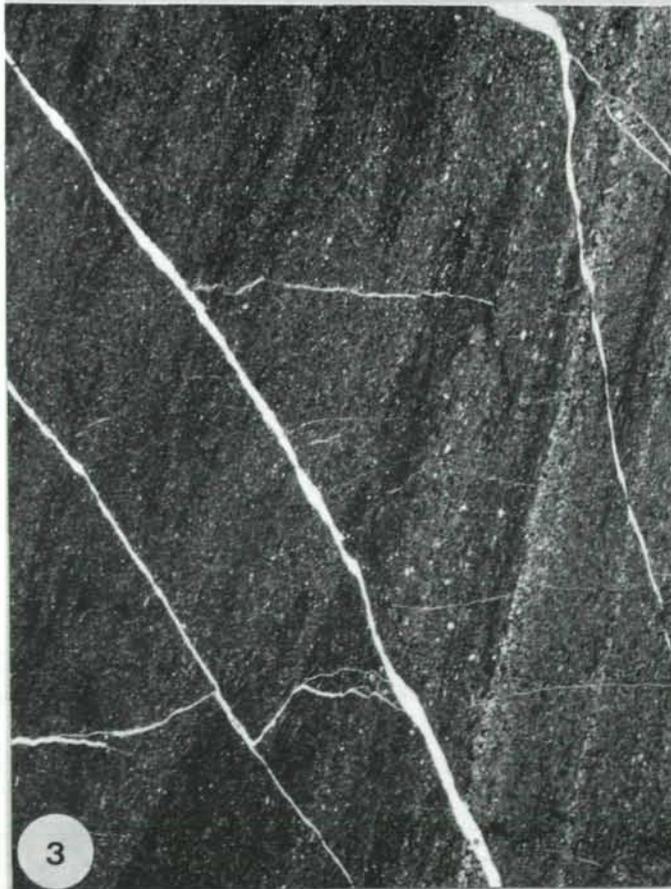
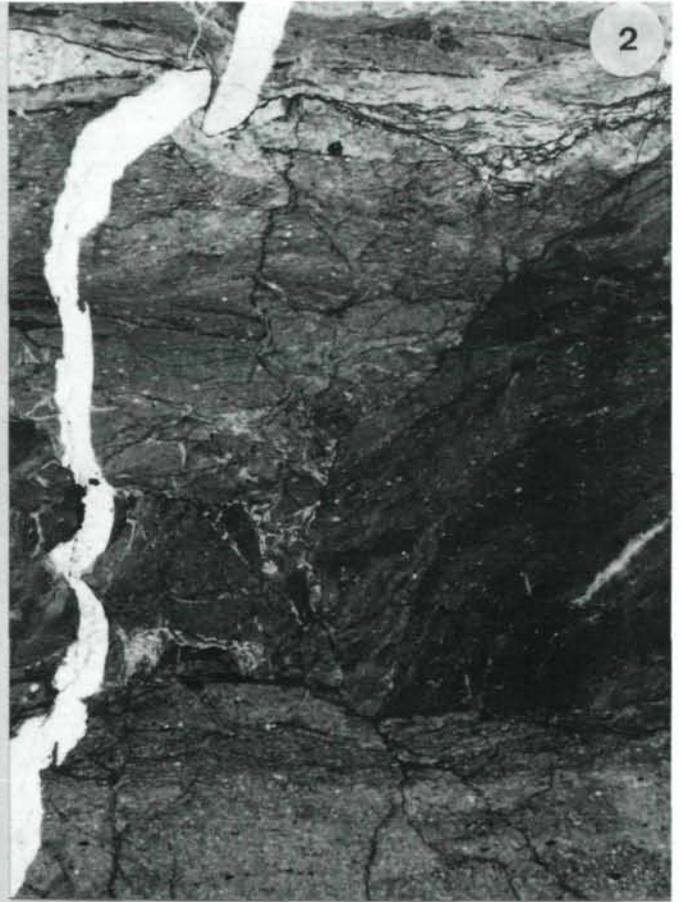
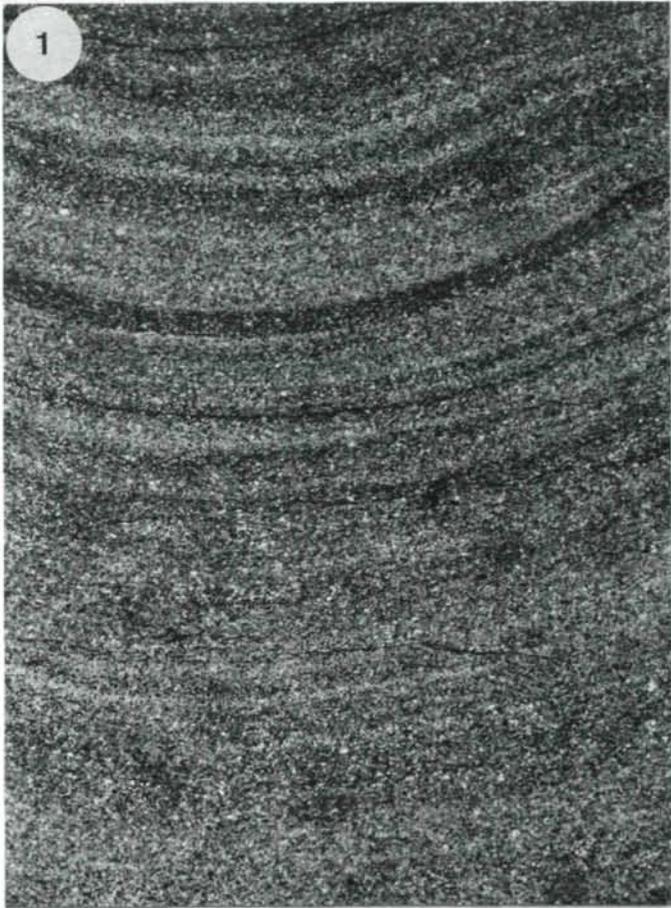
Tafel 9



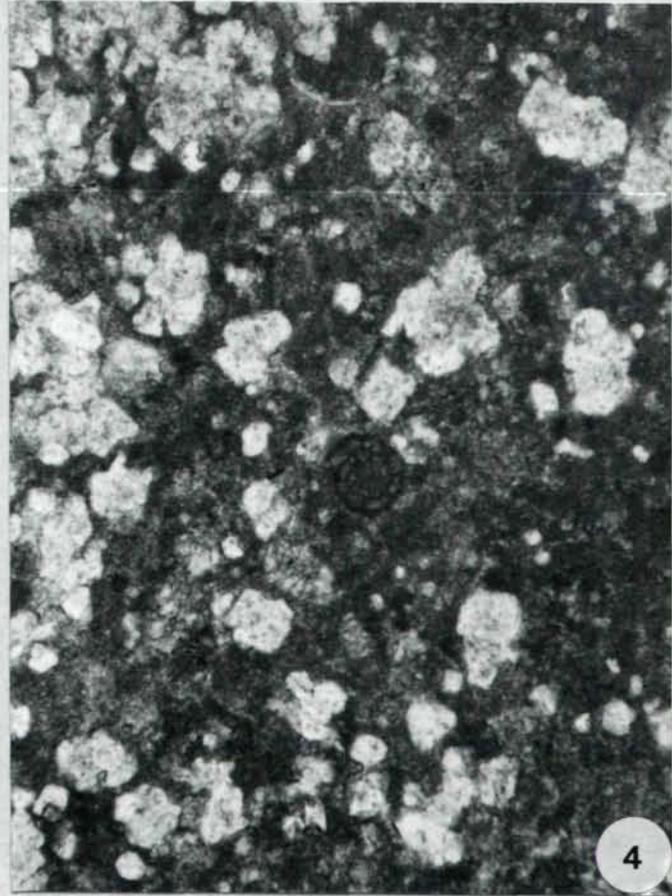
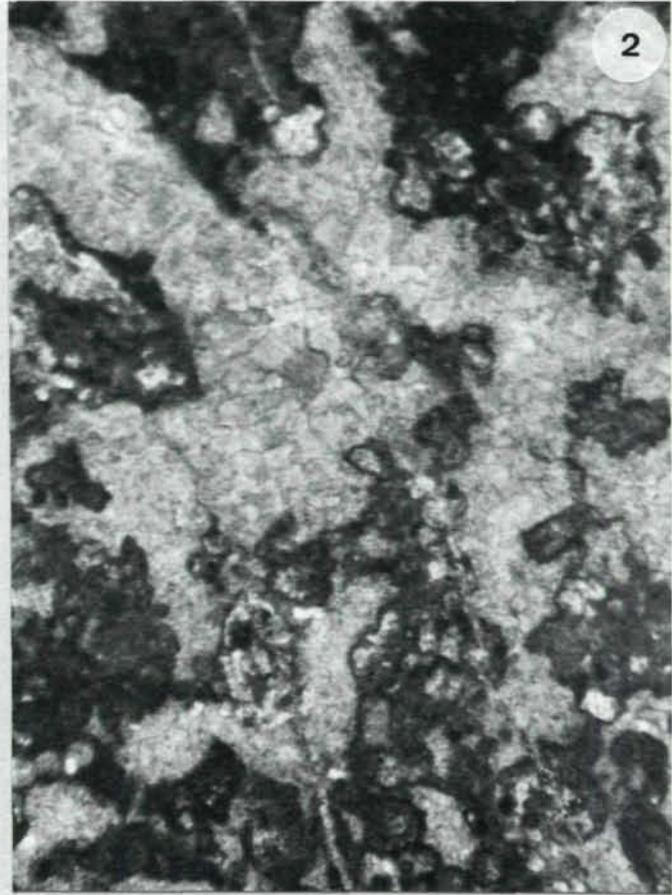
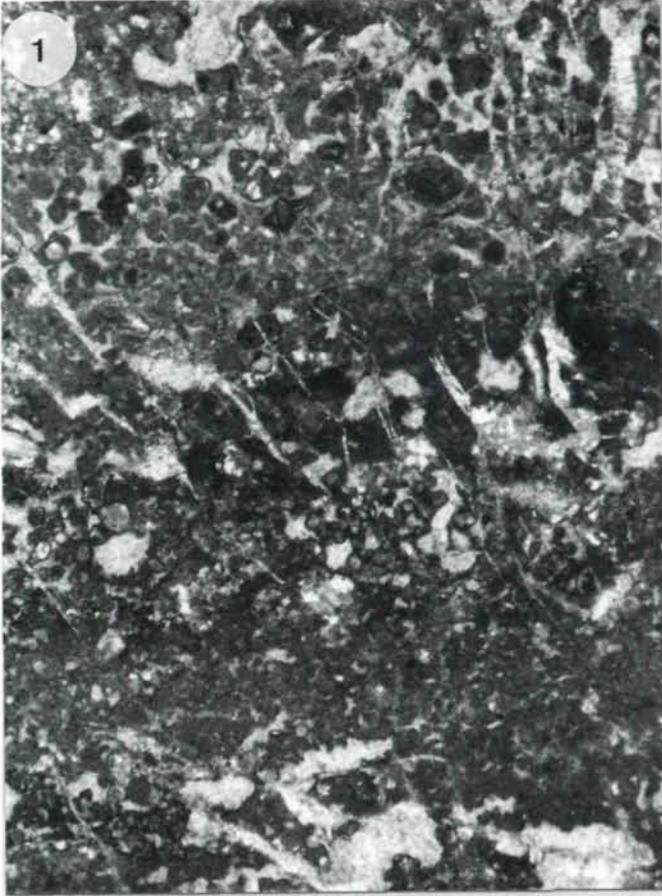
Tafel 10



Tafel 11



Tafel 12



Tafel 13

