

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 13	1	S. 1-47	Ibk., Dez. 1983
--------------------------------	----------------	--------	---	---------	-----------------

THE POLYPHYLETIC ORIGIN AND THE CLASSIFICATION OF THE MESOZOIC SATURNALIDS (RADIOLARIA)

by H. Kozur and H. Mostler*)

with 5 textfigs., 1 table and 7 plates

Summary

The Mesozoic saturnalids are a polyphyletic group and belong partly to the Spumellaria EHRENBERG, 1875, partly to the Entactinaria KOZUR & MOSTLER, 1982. The spumellarian saturnalids derived from the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980. All hitherto known genera of Mesozoic saturnalids (with exception of the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, which begin in the Upper Cretaceous, but are mostly post-Mesozoic) are revised and a suprageneric classification is proposed.

2 new families, 3 new subfamilies, 6 new genera, and 12 new species are established.

Zusammenfassung

Die mesozoischen Radiolarien mit saturnalidem Ring sind eine polyphyletische Gruppe und gehören teils zu den Spumellaria EHRENBERG, 1875, teils zu den Entactinaria KOZUR & MOSTLER, 1982. Die Spumellaria unter den Radiolarien mit saturnalidem Ring stammen von den Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980. Alle bisher bekannten mesozoischen Radiolariengattungen mit saturnalidem Ring (mit Ausnahme der Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, die erst in der Oberkreide spärlich einsetzen, aber hauptsächlich post-mesozoisch sind) werden revidiert und eine supragenerische Klassifikation dieser Gruppe wird vorgestellt.

2 neue Familien, 3 neue Unterfamilien, 6 neue Gattungen und 12 neue Arten werden aufgestellt.

*) authors' addresses: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest, Hungary; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck, Austria.

Introduction

From the Upper Ladinian (Longobardian) until the top of the Mesozoic the saturnalids¹ are a remarkable group of many radiolarian faunas. The largest diversity of the saturnalids can be observed in the Upper Triassic, where several short-living guide forms occur. This Upper Triassic maximum has its definitive end in the topmost Pliensbachian or lowermost Toarcian. After this time the Acanthocircinae PESSAGNO, 1977, and the Hexasaturnalinae n. subfam. flourished whereas the diversity and frequency of the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 (highly diverse in the Upper Triassic, moderately diverse in the Liassic) strongly decreased. Entactinarian saturnalids, highly diverse in the Triassic, were until now not discovered in post-Triassic sediments:

The phylomorphogenetic relationships of the Mesozoic saturnalids can be only understood, if we regard their oldest - Triassic - representatives. Before 1972 Triassic saturnalids were quite unknown. KOZUR & MOSTLER, 1972, described for the first time a highly diverse saturnalid fauna from the Upper Triassic of Austria. Such highly diverse and rich faunas were not reported in any later publication.

The following genera were distinguished among the Triassic saturnalids by KOZUR & MOSTLER, 1972:

Austrisaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1972

Heliosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1972

Parasaturnalis (*Japonisaturnalis*) KOZUR & MOSTLER, 1972

Praeheliostaurus KOZUR & MOSTLER, 1972

Pseudoheliodiscus KOZUR & MOSTLER, 1972

Spongosaturnalis CAMPBELL & CLARK, 1944

Spongosaturnaloides KOZUR & MOSTLER, 1972

Two new suprageneric taxa were introduced for these genera:

Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, and *Carinacyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972, the family Veghicycliidae KOZUR & MOSTLER, 1972, was introduced.

This family is related to the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, but on the other hand it is the oldest family with latticed disk and the basis group of the Lithocycliaceae EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972 (younger synonym: Coccodiscacea HAECKEL, 1862).

De WEVER, 1979 (in De WEVER et al., 1979) has adopted the generic classification of KOZUR & MOSTLER, 1972, but in the suprageneric classification he was even a little more conservative and he put all genera into the subfamily Saturnalinae DEFLANDRE, 1953, whereas two years later (adopting now the classification proposed by PESSAGNO, 1979) even sharply rejected the assignment of the Triassic genera to the family Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, as "Haeckelian systematics".

TICHOMIROVA, 1975, introduced four species with flat simple spiny ring and 5-8 first order spines at the inner side of the ring the genus *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975.

¹ footnote: The term saturnalid is used here for all Radiolaria with saturnalid ring, independent of their phylogenetic relationship.

PESSAGNO, 1977, introduced the family Acanthocircidae PESSAGNO, 1977.

DONOFRIO & MOSTLER, 1978, presented a monographic revision of the saturnalids. For Mesozoic saturnalids with flat spined ring, two polar spines, with or without auxiliary spines on the inner margin of the ring they introduced the new genus *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978. They regarded the Acanthocircidae PESSAGNO, 1977, as younger synonym of the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953.

KOZUR, 1979, introduced the genus *Pessagnosaturnalis* KOZUR, 1979, for the same species as for *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, but the type species of *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, *Spongosaturnalis triassica* KOZUR & MOSTLER, 1972, has only two polar spines, whereas the type species of *Pessagnosaturnalis* KOZUR, 1979, *Spongosaturnalis heisseli* KOZUR & MOSTLER, 1972, has two polar spines and auxiliary spines. Therefore *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, and *Pessagnosaturnalis* KOZUR, 1979, are not synonymous each other, in spite of the fact that they were introduced for the same species group.

PESSAGNO in PESSAGNO, FINCH & ABBOTT, 1979 (in the following shortly quoted as PESSAGNO, 1979), quite revised the saturnalids. He elevated the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, to a family and removed it so from the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953. He placed his Acanthocircidae PESSAGNO, 1977, as younger synonym to the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 (and to the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972), and the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, and Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, as subfamilies into the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972.

Only some small fragments of *Veghicyclia* sp. were present in PESSAGNO's collection. They only show the outermost part of the latticed disk of an undeterminable species. It is impossible to get any conclusions about the generic relations of such fragments. This perhaps explains, why PESSAGNO, 1979, placed the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1979, in the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972. The figured fragment looks like a ring fragment, but in reality it is a disk fragment (if it belongs to *Veghicyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972). PESSAGNO, 1979, regarded the classification by KOZUR & MOSTLER, 1979, as highly artificially similar to the Haeckelian one.

Whereas De WEVER, 1979, still has used the classification proposed by KOZUR & MOSTLER, 1972, placing even in a little more conservative sense all Triassic saturnalids in the subfamily Saturnalinae DEFLANDRE, 1953, De WEVER, 1981, in turn adopted the classification by PESSAGNO, 1979, without changes. Even the remarks that KOZUR & MOSTLER's classification of the saturnalids (placing all Triassic saturnalids in the family Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, using only two new subfamilies) is a "Haeckelian systematics" was adopted - in spite of the fact that De WEVER, 1979, himself, placed all Triassic saturnalids even in a single subfamily Saturnalinae DEFLANDRE, 1953. The only change in comparison with PESSAGNO's classification was to place *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972 (type species: *Spongosaturnalis* ? *diplocyclis* YAO, 1972), in the synonymy of *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972. But according to the IRCN this is impossible, because the genus *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, was originally established as a subgenus of *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972.

As shown by KOZUR & MOSTLER, 1981, the emendation of the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, by PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981, has replaced one artificial group (the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953 s.l.) by another even more artificial one. Whereas the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, are a closely related group, the emendation of this taxon has

created a highly artificial group with representatives of several quite distinct families and even of two suborders. We do not want to term such artificial subdivisions as "Haeckelian systematics" because of our respect to E. HAECKEL, who has contributed more to the knowledge of the Radiolaria than all we present day radiolarian specialists - and this without modern optic microscopes and without scanning electron microscope. But we cannot agree that a classification that separates radiolarians with spongy and latticed shell in a high taxonomic level is a natural one and a classification that does not regard this feature as the most decisive one is an artificial classification. Only the real phylomorphogenetic relations recognized by transitional forms indicate natural and not only morphological relations.

All attempts of radiolarian classifications made in recent time are still far from a real natural classification. New data will bring revolutionary changes in the present day classification. This is demonstrated in the present paper for some Triassic saturnalids, whereas from the most post-Triassic saturnalids the central structure is still unknown so that still further drastic changes seem to be possible.

Like of other fossil groups, also the radiolarian classifications will remain artificially, if we regard some special morphological and structural characters to be important, other ones to be unimportant. By this method we will only replace one artificial classification by another one in dependence on the "most important character" that we will subjectively choose. In different phylomorphogenetic lines different characters can be most important. What is very important in one line may be quite unimportant in another line and vice versa. We know a lot of such examples in the ostracod classification where a lot of phylomorphogenetic lines are already well studied.

Sampling points for the figured specimens

Sample MD 1:

Recoaro (Vicentinian Alps), outcrop 4,5 km W of the village of Recoaro (Passo della Gabiola). Nodular limestone. Lower Ladinian.

Sample TT 13:

Tretto (Vicentinian Alps), outcrop NW of the village of San Ulderico (road to Palle). Nodular limestone. Lower Ladinian.

Sample X 12:

Köveskál (Balaton Highland), outcrop NE of the village near the cemetery. Top of the nodular limestone, bed with *Protrachyceras rubrum*, *Daonella lommeli* and a lot of conodonts (above all *Gondolella trammeri*). Lower Longobardian.

Sample Köveskál 6:

The same section as for sample X 12. Limestone with *Posidonia wengensis*, 15 cm above the highest thicker (70-80) tuffitic layer, about 4 m above the sample X 12. Longobardian.

Sample Y-6:

Göstling (Austria), section at the street from Göstling to Lunz. Upper Cordevolian.

Samples AS 7, AS 7/13, AS 8, AS 22:

Göstling (Austria). Upper Cordevolian. Exact sampling points see MOSTLER & SCHEURING, 1974.

Sample Zul'óv γ:

Manin Unit (Western Carpathians). Gondolella navicula subzone of the Metapolygnathus spatulatus A.Z. (Lower Norian). Pebble from Middle Cenomanian conglomerates.

Proposal for a new classification of the Mesozoic saturnalids

Our classification regards the outer morphology (outline, cross section, width and outer sculpture of the ring, shape of the shells and their attachment to the ring by polar and partly also auxiliary spines), the central structure (presence or absence of a spicular system) and the structure of the shells.

Subclass Radiolaria MÜLLER, 1858

Order Polycystina EHRENBERG, 1838

Suborder Entactinaria KOZUR & MOSTLER, 1982

Family Austrisaturnalidae n.fam.

Diagnosis: Ring always flat, moderate to very broad. Its outer margin is smooth or spined. There are always 4 two- or four-bladed in cross position that join in the centre in a spicular system. Auxiliary spines on the inner margin of the ring may be present.

Cortical shell in taxa with auxiliary spines large, spherical, directly connected with the inner margin of the ring, always with very large pores that may be partly closed by an inner fragile layer with small pores. In taxa without auxiliary spines the cortical shell is small, subquadratic, widely separated from the ring, with small pores, mostly covered by a layer of microgranular silica and with nodes on the vertices.

Spicular system with median bar that bears three spines on each end.

Occurrence: Longobardian and Cordevolian of Austria, Hungary and Italy, Longobardian of Japan; ? Tuvalian of Sicily.

Included genera: *Austrisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972
Praeheliostaurus KOZUR & MOSTLER, 1972
Hungarosaturnalis n.gen.

Remarks: The Spongosaturnaloididae n.fam. have a point centred spicular system with mostly very robust spicules. The ring is always narrow with outer spines, often two or three rings are present, the shell has an irregular shape, is flat-discoidal and consists of irregularly joined bars that branch off from the 3-5 polar spines that are never situated in cross position.

Subfamily Austrisaturnalinae n. subfam.

Diagnosis: Ring moderate to very broad, flat, always connected with the relatively small cortical shell by 4 at least two-bladed polar spines in cross position. Outer ring margin mostly smooth, sometimes with short, blunt triangular spines. Inner margin always without auxiliary spines.

Cortical shell subquadratic, latticed, but mostly covered by a layer of microgranular silica. Medullary shell, if present, latticed.

Spicular system with median bar and three spines at both of its ends.

Occurrence: Longobardian and Cordevolian of Hungary and Austria.

Included genus: *Austrisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Remarks: The Hungarosaturnalinae n. subfam. have a spherical large cortical shell with very large pores, often partly closed by an inner fragile layer with small pores. Auxiliary spines are always present.

Genus *Austrisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972

Type species: *Austrisaturnalis quadriradiatus* KOZUR & MOSTLER, 1972

Austrisaturnalis spinosus n. sp.

(Pl. 3, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the spines on the outer margin of the ring.

Holotype: The specimen on pl. 3, fig. 2; rep. no. T 5826.

Locus typicus: Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample AS 7/13, Upper Cordevolian (see MOSTLER & SCHEURING, 1974).

Diagnosis: Ring very broad, outer margin with 13-16 short triangular spines. 4 two-bladed polar spines in cross position join the rather small subquadratic cortical shell with the ring.

Cortical shell latticed, with small pores, that are partly or totally closed by a layer of microgranular silica. Small nodes at the vertices. Medullary shell not always visible, latticed.

Spicular system with median bar and spines at each end.

Measurements: Diameter of whole test: 157-169 μm . Diameter of cortical shell: 50-55 μm . Width of ring: 30-33 μm . Length of spines: 7-12 μm .

Occurrences: Upper Cordevolian of Göstling, Austria.

Remarks: *Austrisaturnalis quadriradiatus* KOZUR & MOSTLER, 1972, which has the same structure of the spicular system and of the shells, has no spines at the outer margin of the ring.

Subfamily Hungarosaturnalinae n. subfam.

Diagnosis: Ring flat, broad to very broad. Outer margin with 4 spines in cross position or with numerous spines. Inner margin always with 4 four-bladed polar spines in cross position and numerous auxiliary spines.

Cortical shell always large, spherical, more or less closely connected with the inner margin of the ring. The very large pores are often partly closed by an inner fragile layer with small pores. Medullary shell also rather large, spherical and with large pores. It is connected by numerous spines with the cortical shell.

Spicular system not definitely observed, probably with median bar and 3 spines at both ends of the median bar.

Occurrence: Longobardian-Cordevolian, ? Tuvalian. Japan, European Tethys.

Included genera: *Hungarosaturnalis* n. gen.

Præheliostaurus KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: The Austrisaturnalinae n. subfam. have a smaller subquadratic cortical shell with small pores, mostly closed by a layer of microgranular silica. This shell is always considerably separated from the ring. No auxiliary spines are present.

Genus *Hungarosaturnalis* n. gen.

Derivatio nominis: According to the rich occurrence in the Cordevolian of Hungary.

Type species: *Hungarosaturnalis multispinosa* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Ring flat, broad to very broad with 8-12 broad, terminally rounded, sometimes blunt or even expanded spines. There are never 4 pointed prominent spines in cross position considerably larger than the other ones. Inner side of ring always with 4 prominent four-bladed polar spines in cross position and numerous auxiliary spines.

Coarsely latticed cortical shell large, spherical, closely connected with the inner margin of the ring. Large and high outer pore frame often partly closed by an inner fragile layer with small pores. Medullary shell relatively large, coarsely latticed, connected by numerous spines with the cortical shell.

Spicular system probably with median bar which bears 3 spines at each of its ends.

Occurrence: Longobardian of Japan, Hungary and Southern Alps.

Included species: *Hungarosaturnalis multispinosa* n. gen. n. sp.

Saturnosphaera pileata NAKASEKO & NISHIMURA, 1979

Saturnosphaera triassica NAKASEKO & NISHIMURA, 1979

Hungarosaturnalis longobardica n. sp.

Remarks: *Præheliostaurus* KOZUR & MOSTLER, 1972, from the Cordevolian, has always in continuation of the 4 polar spines on the outer side of the ring 4 prominent, sharply pointed spines which are considerably larger than the other ones or the only spines at the outer margin of the ring.

Hungarosaturnalis multispinosa n.gen.n.sp.

(Pl. 4, fig. 1; pl. 5, fig. 5; pl. 6, fig. 1; pl. 7, figs. 2, 3)

Derivatio nominis: According to the numerous spines on the outer margin of the ring.

Holotype: The specimen on pl. 4, fig. 1, and pl. 5, fig. 5; rep. no. T 5828

Locus typicus: Köveskál, Balaton Highland.

Stratum typicum: Sample Köveskál 6 (Longobardian).

Diagnosis: With the character of the genus. Outer margin of ring always with 12 moderately long, broad, terminally rounded or blunt spines.

Measurements: Diameter of whole test: 253-292 μm . Diameter of cortical shell: 153-164 μm . Diameter of medullary shell: 41-43 μm ; Diameter of pores: 12-15 μm . Width of ring: 20-36 μm . Length of spines: 27-40 μm .

Occurrence: Frequent in the Longobardian of Hungary.

Remarks: *Hungarosaturnalis pileata* (NAKASEKO & ISHIMURA, 1979), *H. triassica* (NAKASEKO & NISHIMURA, 1979) and *H. longobardica* n.sp. have only 8 spines.

Hungarosaturnalis longobardica n.sp.

(Pl. 4, fig. 3; pl. 5, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Longobardian.

Holotypus: The specimen on pl. 5, fig. 4; rep. no. T 5834.

Locus typicus: Köveskál (Balaton Highland).

Stratum typicum: Sample Köveskál 6 (Longobardian).

Diagnosis: With the character of the genus. Outer margin of ring with 8 broad, terminally broadly rounded spines. The spines in prolongation of the 4 polar spines are a little longer than the others, but otherwise quite similar.

Measurements: Diameter of whole test: 292-345 μm . Diameter of cortical shell: 145-162 μm . Width of ring: 38-50 μm . Length of spines: 23-50 μm .

Occurrence: Longobardian of Hungary.

Remarks: *Hungarosaturnalis multispinosa* n.gen.n.sp. has always 12 spines.

Hungarosaturnalis pileata (NAKASEKO & NISHIMURA, 1979) from the Longobardian of Japan has larger, considerably more slender and terminally knob-like broadened spines.

Hungarosaturnalis triassica (NAKASEKO & NISHIMURA, 1979) from the Longobardian of Japan and Hungary has distal tapering, terminally only a little rounded spines.

Hungarosaturnalis longobardica n.sp. shows a little transitional character to *Praeheliostaurus* KOZUR & MOSTLER, 1972. But in this genus either no other spines are present than those in prolongation of the 4 polar spines, or the other spines are considerably smaller. Moreover, both the spines in prolongation of the polar spines and (if present) the smaller spines are terminally sharply pointed in *Praeheliostaurus* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Family Saturnaloididae n.fam.

Diagnosis: Spicular system of 4-6 spines robust, point centred, connected with 3-5 strong, equal in size rays that run until the ring structure. The inner spicular system is surrounded by a loose network of short bars and large pores which may be covered by a layer of microgranular silica. This irregular network forms a discoidal shell. The ring structure may be simple or multiple (2-3 rings), its outer margin bears numerous spines. Inner margin with or without auxiliary spines. Ring(s) always narrow, with oval cross section.

Occurrence: Upper Triassic of Tethyan realm.

Included genera: *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972
Ploechingerella n.gen.

Remarks: The stout inner spicular system has some similarity to a pentactine. Because of this stout spicular system the inner connection of the rays is mostly preserved, quite contrary to the contemporaneous spumellarian saturnalids.

The presence of an entactinarian inner spicular system distinguishes this family and the Austrisaturnalidae n.fam. from all other Mesozoic saturnalids which have a coarsely latticed microsphere and numerous spongy cortical shells.

The Austrisaturnalidae n.fam. always have 4 polar spines which connect the regular spherical to subquadratic latticed cortical shell which the ring which is often very broad and entirely flat. Their spicular system has a long median bar with 3 spines at both of its ends. Latticed medullary shell present.

Genus *Ploechingerella* n.gen.

Derivatio nominis: In honour of Dr. B. PLÖCHINGER, Vienna.

Type species: *Parasaturnalis (Japonisaturnalis) multiperforatus* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Diagnosis: With the character of the family. Ring double- or three-fold with large pores between the rings. Small, often indistinct auxiliary spines present.

Occurrence: Upper Triassic of the Tethyan realm.

Included species: *Parasaturnalis (Japonisaturnalis) multiperforatus* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Remarks: *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, shows homeomorphy in the ring structure, but the shell - so far known - is quite different. It is spherical and consists of several closely spaced spongy layers, connected by a lot of radial bars. In the centre a coarsely latticed small microsphere is present. But in the typical Bajocian *Japonisaturnalis* species the shells are never preserved. The multiple cortical shell can be concluded only from the sculpture of the polar spines. Only in Liassic taxa, very similar to *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, the cortical shells are present.

The double ring of *Ploechingerella* n.gen. developed from cross bars between the outer spines of the single ring of *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972. The third ring developed in the same manner from the outer spines of the second ring. The structures inside the ring are the same as in *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972, with exception of the presence of small auxiliary spines and the large extent of the irregular very flat shell.

Ploechingerella multiperforata (KOZUR & MOSTLER, 1972)

1972 *Parasaturnalis* (*Japonisaturnalis*) *multiperforatus* n. subgen. n. sp. -
KOZUR & MOSTLER, p. 44, pl. 4, figs. 18, 20

1972 *Parasaturnalis* (*Japonisaturnalis*) cf. *japonicus* (YAO, 1972) - KOZUR &
MOSTLER, p. 44, pl. 3, fig. 19

Remarks: In this species representatives with two and three rings are known.
All transitions between these two morphotypes can be observed.

Genus *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972

Type species: *Spongosaturnalis* (*Spongosaturnaloides*) *quinquespinosa*
KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: In the inner part always 5 spines are present which run in direction
of the inner margin of the ring. But not in all species all spines reach the
ring. Often they end near the outer margin of the irregular discoidal shell.
In this case only 3 or 4 spines are connected with the ring.

Spongosaturnaloides trispinosus n. sp.

(Text-fig. 2; pl. 2, fig. 1)

Derivatio nominis: Because only 3 spines are connected with the ring.

Holotype: The specimen on text-fig. 5 and pl. 2, fig. 1; rep. no. T 5822.

Locus typicus: Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample AS 8, Upper Cordevolian (see MOSTLER & SCHEURING,
1974).

Diagnosis: Very robust spicular system point centred. 3 spines of the spicular
system are connected with 3 robust spines that run to the ring. A fourth spine
of the spicular system is perpendicular to the other three and connected with
the irregularly discoidal shell. The irregularly large pores of the shell are
mostly covered by a layer of microgranular silica and nodes or short blunt
spines are present on the shell surface.

The ring is narrow and bears numerous (mostly 18) large outer spines.
Some of these spines may be connected by transverse bars. By this a large
pore is included between the ring, the bar and the two adjacent spines.

Measurements: Diameter of whole test: 395-422 μm . Width of ring: 17-22 μm .
Length of spines: 56-78 μm .

Occurrence: Upper Cordevolian of Austria.

Remarks: *Spongosaturnaloides quinquespinosa* (KOZUR & MOSTLER, 1972)
has 5, rarely 4 spines, running from the ring to the point centred spicular
system. Moreover, there are fewer (13-16) and a little shorter outer spines in
this species.

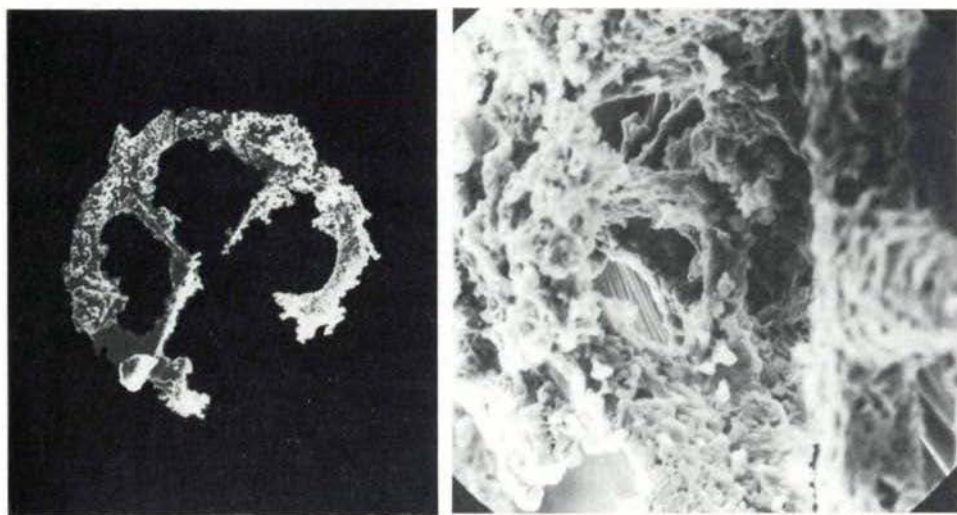


Fig. 1: *Austrisoturnolis* sp., sample Köveskál 6, Longobardian with *Daonella lommeli*, the same specimen as on pl. 7, fig. 1, where the detail of the spicular system is shown in a stereoscan photo, x 240.

Fig. 2: *Spongosaturnaloides trispinosus* n.sp., sample AS 8, detail of the holotype, figured on pl. 2, fig. 1. Nearly equatorial view, x 1000.

Spongosaturnaloides multidentatus n.sp.

(Pl. 3, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the numerous outer spines of the ring.

Holotype: The specimen on pl. 3, fig. 1; rep. no. T 5823.

Locus typicus: Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample AS 8, Upper Cordevolian (see MOSTLER & SCHEURING, 1974).

Diagnosis: Spicular system very robust, point centred or with very short indistinct median bar. 4, sometimes 5, very robust spines are connected with 4, sometimes 5, strong equal in size rays which run to the ring. A further robust spine runs almost perpendicularly to the other spines towards the irregularly discoidal shell which is composed of irregularly connected robust bars which enclose large irregular pores of different size. At the junction point of the bars (vertices) irregular, short, blunt spines or long nodes are present. Outer margin of the ring with more than 20 short spines.

Measurements: Diameter of whole test: 235-250 μm . Width of the ring: 15-20 μm . Length of spines: 15-27 μm .

Occurrence: Cordevolian of Austria.

Remarks: *Spongosaturnaloides quinquespinosus* (KOZUR & MOSTLER, 1972) has a similar inner structure and 5, rarely 4, rays but considerably fewer (13-16) outer spines of the ring.

Spongosaturnaloides trispinosus n.sp. has considerably larger and a little fewer outer spines and mostly only 3 rays.

? Family Triarcellidae KOZUR & MOCK, 1981

Diagnosis: See KOZUR & MOSTLER, 1981, p. 26.

Occurrence: Lower Norian of the Tethyan realm.

Remarks: The genus *Triarcella* KOZUR & MOCK, 1981 (in KOZUR & MOSTLER, 1981) derived most probably from *Kahlerosphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979, in a way that two of the terminal side spines of adjacent main spines grow together to form a ring like the saturnalid ring. Also in *Dumitricasphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979, the terminal side spines of the (in this genus two) polar spines may grow together to an incomplete ring.

Neither in *Kahlerosphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979, nor in *Triarcella* KOZUR & MOCK, 1981, the central structure is well known. Therefore it is unknown, whether a spicular system is present or not. In the first case the Triarcellidae KOZUR & MOCK, 1981, are closely related to three-spined Entactinaria, in the latter case to three-spined Spumellaria. In both cases they are homeomorphic to the saturnalids s.str. which have never bladed polar spines and derived from the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980.

Suborder Spumellaria EHRENBERG, 1875

Superfamily Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972
= Coccodiscacea HAECKEL, 1862 sensu KOZUR & MOSTLER, 1972

Family Saturnalidae DEFLANDRE, 1953

Diagnosis: Ring circular, subcircular or subquadratic, very narrow, with oval to round cross section, often bladed or with swellings and furrows. Outer margin of ring smooth or entirely spiny.

Cortical and medullary shells widely separated from the ring. Two polar spines. No auxiliary spines.

Occurrence: Upper Cretaceous-recent.

Remarks: Among the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., there is a group (highly evolved taxa from the Hexasaturnalinae n.subfam.) which, with exception of the spongy cortical shells, is quite identical with the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953. At least some of these taxa have a rather large outer medullary shell. The Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, may derive from this group by loss of the spongy cortical shells.

Family Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.

Diagnosis: Cortical shells globular, spongy, medullary shell(s) latticed. An equatorial ring is always present. Only in the most primitive taxa two half-rings, still not connected with each other, are present. Outline of ring circular, subcircular, subquadratic, hexagonal, polygonal or strongly elongated with the long axis perpendicular to the polar spines.

Ring primarily flat, undifferentiated and rather broad. In higher evolved taxa the ring is narrow, oval to round in cross section or highly differentiated (bladed or with swellings and furrows). Outer margin of ring mostly spined, rarely smooth.

Primarily 2 polar spines (first order spines) and often auxiliary spines (second order spines) are present. The auxiliary spines may be transformed into additional first order spines.

Occurrence: Cordevolian (Lower Carnian, Upper Triassic) - Upper Cretaceous.

Remarks: The Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. were introduced by KOZUR & MOSTLER, 1972, as a subfamily. Here this subfamily is preserved in the primary scope, but together with other subfamilies it is regarded as part of the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 in a broader sense.

For the first time, PESSAGNO, 1979, elevated the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, to a family. But the emendation by PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981 is rejected here, because it had created a highly artificial group, which comprises besides Mesozoic spongiellarian saturnalids with spongy cortical shells also two families of the Entactinaria with internal spicular system (with the genera *Austrisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1971, *Praeheliostaurus* KOZUR & MOSTLER, 1972, and *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972, included in the Parasaturnalidae by PESSAGNO, 1979, and De WEVER, 1981) as well as the family Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, the oldest known Lithocyclus EHRENBERG, 1854, with latticed disk. Therefore the Parasaturnalidae PESSAGNO, 1979, and De WEVER, 1981, include taxa of two suborders and four quite different families.

Moreover, this classification was already inconsistent by its definition and genus assignment. In spite of the fact that the Parasaturnalidae sensu PESSAGNO, 1979, and De WEVER, 1981, were defined to have spongy cortical shells (contrary to the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, with latticed cortical shell), both authors also placed *Pseudoheliostaurus* KOZUR & MOSTLER, 1972, with coarsely latticed cortical shell (defined in the genus diagnosis by KOZUR & MOSTLER, 1972 and visible in the SEM photos of the included species) in this family.

The Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, are distinguished by latticed cortical and medullary shells.

The Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, have a latticed disk, open only in its central part. This latticed disk - with exception of its distal part - is overgrown by lenticular to globular spongy cortical shells. Therefore the outer morphology seems to be a little similar to that of the Parasaturnalidae with double or multiple rings, but the inner structure of the Parasaturnalidae with double or multiple ring and of the Veghicyclidae is quite different. The shell of the Parasaturnalidae ends on the inner margin of the single, double or multiple ring and no latticed disk, overgrown by cortical shell, is present.

The Triarcellidae KOZUR & MOSTLER, 1981, the Austrosaturnalidae n. fam. and the Spongosaturnaloididae n. fam. are homeomorph taxa with

saturnalid ring, but are distinguished by their internal spicular system, now well known in the two latter families and supposed in the first one.

Subfamily Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972

Diagnosis: Double or multiple ring always with circular outline. Individual ring very narrow, with oval to roundish cross section. Between the rings more or less large pores are present. Spines on the outer margin always opposite to the pores, never opposite to the bars between the pores. Cortical shell spongy. Two polar spines. Auxiliary spines may be present.

Occurrence: ? Liassic, Bajocian to Upper Cretaceous.

Included genera: *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972
Japonisaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1972
Pseudosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: Here this subfamily is used in the same sense as by KOZUR & MOSTLER, 1972, but the Triassic *Japonisaturnalis* species is excluded as a homeomorphic form with quite different central structure (*Ploechingerella* n.gen., see Spongosaturnaloididae n.fam., Entactinaria).

In the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, we include genera with or without auxiliary spines. Here the presence or absence of auxiliary (second order) spines is regarded as a generic feature, but not as a supra-generic one like in PESSAGNO's and De WEVER's classification. The presence or absence of auxiliary spines depends on the size of the outer cortical shell. If it reaches or nearly reaches the inner margin of the ring, auxiliary spines are present, if not, only first order spines (polar spines and sometimes other spines of the same size) are present.

The subfamily Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, was re-defined by PESSAGNO, 1979, to include only taxa without auxiliary spines; but also *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, with auxiliary spines was included in this subfamily by PESSAGNO, 1979. This is justified and we have been doing it this way since we have introduced the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 (see above), but in this case, of course, the emendation of the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, by PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981, was incorrect.

De WEVER, 1981, still has even complicated the *Parasaturnalis/Japonisaturnalis* problem a little more. He placed the type species of *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, *Spongosaturnalis? diplocyclis* YAO, 1972, in *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972. But according to the IRCN this is impossible, because *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, was established as a subgenus of *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972. Moreover, the specimens figured as *Japonisaturnalis diplocyclis* (YAO, 1972) by De WEVER, 1981, have auxiliary spines, quite absent in *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, and even in the Parasaturnalinae sensu PESSAGNO, 1979 (a classification which was declared to be a natural classification by De WEVER, 1981, and adopted without changes).

Japonisaturnalis diplocyclis (YAO, 1972) sensu De WEVER, 1981, is neither a *Parasaturnalis* (auxiliary spines present!) nor a representative of the Parasaturnalinae (neither in our classification nor in the classification by PESSAGNO, 1979, if we regard PESSAGNO's emended diagnosis). The outer

spines of the ring are in prolongation of the radial bars between the inter-ring pores. Here these specimens are regarded as highly evolved representatives of the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972.

The Liassic *Japonisaturnalis japonicus* (YAO, 1972) sensu De WEVER, 1981, is also quite different from this species described by YAO, 1972, from the Bajocian Unuma echinatus Zone. The fragmentary specimen figured by De WEVER, 1981, has 4 first order polar spines in cross position and opposite to all ring pores there are always two tiny spines. On the contrary *Japonisaturnalis japonicus* (YAO, 1972) has always one large spine opposite to the ring pores, two polar spines and two or three mostly large auxiliary spines.

"*Japonisaturnalis japonicus*" sensu De WEVER, 1981, seems to be the oldest hitherto known representative of the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972.

Like the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 sensu PESSAGNO, 1979, and De WEVER, 1981, also the Parasaturnalinae sensu these authors, are a highly artificial group. According to PESSAGNO, 1979, the Parasaturnalinae do not only include the 3 genera which were included by KOZUR & MOSTLER, 1972, in the present paper (see above), but also the genera *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903 (sensu PESSAGNO, 1979, and De WEVER, 1981, including the quite different genus *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978), *Austrisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, and *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972. Therefore also the Parasaturnalinae sensu PESSAGNO and De WEVER include taxa of different families and subfamilies of the Spumellaria (Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, Acanthocircinae PESSAGNO, 1977), and Entactinaria (Austrisaturnalidae n.fam.).

The Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, separated from the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, also in the classification by PESSAGNO, 1979, are superficially very similar to the Parasaturnalinae s.str. But all Parasaturnalinae from the (?) Liassic, Bajocian–Upper Cretaceous have the outer spines always above the pores, but never above the radial bars separating the pores. This can be observed in genera with and without auxiliary spines, in genera with two rings like in taxa with more than two rings. There is a fundamental difference in the growing mechanism to the Heliodiscinae. In the latter subfamily at first this completely flat, often broad inner ring with long spines is built up. Later connecting bars developed in some distance above the base of the spines creating a second (outer) ring. By this all outer spines always continue to the inner ring. Because both subfamilies show the same differences in all taxa and both subfamilies are restricted to different time intervals (double ring Heliodiscinae: Upper Triassic to Liassic; Parasaturnalinae: ? Liassic, Bajocian–Upper Cretaceous) they can be well separated and they do not seem to be directly related to each other.

The Acanthocircinae PESSAGNO, 1976, always have a strong elongation of the ring (+ spines) with the long axis perpendicular to the polar spines. The ring is never double or multiple.

Also the Hexasaturnalinae n.subfam. have a hexagonal or polygonal outline. Taxa with secondarily roundish ring outline from the Upper Cretaceous are quite different from the contemporaneous Parasaturnalinae s.str. which, at this time, always have a multiple ring.

Subfamily Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.

Diagnosis: Ring always circular or subcircular and very flat, mostly broad, sometimes very broad. If the ring is narrow (very rare) then it is also quite flat. Outer margin with large, often highly differentiated spines. Ring mostly single. A second ring may be present, but its outer spines always run to the inner ring.

Cortical shells always closely spaced, spongy. The outer one is either loosely connected with the inner margin of the ring or quite separated from it. Medullary shell latticed.

Primarily two polar spines are present, but also second order auxiliary spines are often present. In higher evolved taxa sometimes 4 or more large first order spines are present.

Occurrence: Cordevolian to Upper Cretaceous, very frequent in the Upper Triassic, frequent in the Liassic until the Pliensbachian, later mostly very rare.

Remarks: In the Cordevolian there are 3 species, where the ring is not closed, but consists of two half-rings in one place or in different planes. From specimens, where the two half-rings are still widely separated, all transitions may be observed, e.g. in the holotype of *Pseudoheliodiscus bipartitus* (KOZUR & MOSTLER, 1972) or generally in *Pseudoheliodiscus interruptus* n.sp., two specimens where the two half-rings are almost connected with each other (e.g. the specimen figured on pl. 1, fig. 4). The species with two half-rings which only occur near the lowermost occurrence of the Heliosaturnalinae indicate that the saturnalid ring has evolved from two half-rings. This indicates that the forerunners of the Heliosaturnalinae should be found within highly evolved Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980.

The tendency to build up half-rings or similar structures is common in the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980, within several evolutionary lines. Already in the most primitive genus *Oertlispongius* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980, we can observe this tendency during the Lower Ladinian (*Oertlispongius longirecurvatus* n.sp., *O. annulatus* n.sp.). Beginning in the higher part of the Lower Ladinian Oertlispongidae with very broad, flattened spines appeared. In the Upper Ladinian within the Oertlispongidae species appeared, which have flattened, broad recurvated spines with long spines on the outer side (*Spongoserrula raraauana* DUMITRICĂ, 1982, see text-fig. 3). At the same time, partly a little later within the Longobardian, species with bilateral symmetrical, flattened broad spines with smooth or spiny outer margin appeared (e.g. *Pterospongius patrulii* DUMITRICĂ, 1982, see text-fig. 4). The polar spine of this species already has almost the form of a half-ring. If such species have two so highly differentiated spines in polar position then already the evolutionary stage of *Pseudoheliodiscus bipartitus* (KOZUR & MOSTLER, 1972) and the other two primitive *Pseudoheliodiscus* species with half-rings are present.

But also almost full rings, attached only to one side, have evolved within the Oertlispongidae during the Longobardian (*Baumgartneria curvispina* DUMITRICĂ, 1982, see text-fig. 5).

The derivation of the Heliosaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. from the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980, is also indicated by the fact that in both families the shell structure is identical. Therefore the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980, are a very important basis group of the Spumellaria EHRENBERG, 1875, from which both the Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981, and the Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972, 1981 derived. Here the boundary of

these two superfamilies is defined in the way that all taxa with closed or nearly closed equatorial structures (ring, latticed disk) are placed in the Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972 (= Coccodiscacea HAECKEL, 1862 sensu KOZUR & MOSTLER, 1972).

The differences between the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. and the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, were discussed under the latter subfamily.

The Acanthocircinae PESSAGNO, 1977, are clearly distinguished by the narrow, mostly highly differentiated ring, the absence of auxiliary spines in all taxa and by the strong elongation of the ring (+ spines) with the long axis perpendicular to the polar spines. The Acanthocircinae PESSAGNO, 1977, have apparently evolved from the Cordevolian *Praeacanthocircus* n.gen. with a smooth, strongly elongated ring (with the long axis perpendicular to the polar spines).

The Hexasaturnalinae n.subfam. have a highly differentiated narrow ring (mostly bladed or with swellings) and a predominantly subquadratic, hexagonal or polygonal outline. Primitive Triassic taxa from the Norian still have a flat, but also narrow ring. They are distinguished from the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. by their hexagonal or octagonal ring outline. Hexasaturnalinae n.subfam. with secondarily circular or sub-circular ring outline have a differentiated (mostly bladed) narrow ring or the cross section of the ring is at least roundish and not flat.

Tribus Heliosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1972

Diagnosis: With the character of the subfamily. Ring always double. Spines of the outer ring run to the inner ring. Pores between the two rings large. Auxiliary spines always present. Outer cortical shell always reaches to the inner margin of the ring.

Occurrence: Cordevolian of the Tethyan realm.

Included genus: *Heliosaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Remarks: The Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981, always have a single ring. The outer cortical shell is often quite detached from the inner margin of the ring. The auxiliary spines are often absent.

The Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, have a latticed disk instead of a double ring. To a large part this one-layer disk is overgrown by a spongy lenticular to globular shell or by a single layer of spongy mesh-work. Only the innermost part of the latticed disk is open, but it never has a well defined inner margin. In this open central part there are always 4 short polar spines in cross position which run to a tiny microsphere, in very short distances surrounded by spongy globular shells.

Perhaps the latticed disk has evolved by inward-growing of a primary double ring in the same manner as the outer ring of *Heliosaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972, evolved from the single ring of *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. By this connecting bars would have grown between the auxiliary spines. As the auxiliary spines are more irregular than the outer spines, in the inner part of the disk no clear ring structure could evolve. Therefore the latticed disk of the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, has more or less concentrically arranged pores, but no clear ring structures can be recognized.

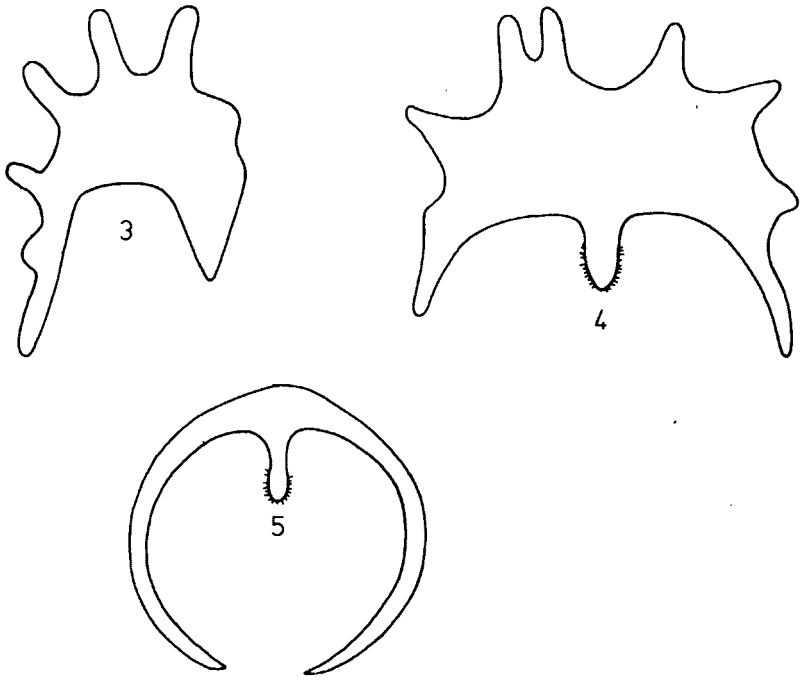


Fig. 3: *Spongoserrula rarauana* DUMITRICĂ, 1982

Fig. 4: *Pterospongos patrulii* DUMITRICĂ, 1982

Fig. 5: *Baumgartneria currispina* DUMITRICĂ, 1981

All species from DUMITRICĂ, 1982

By the presence of a latticed disk instead of a double ring the Veghi-cyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972 are the first typical Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972, 1981. On the other hand in spite of all the differences the first spumellarian saturnalids (Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.) are closely enough related to the Veghi-cyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, so that they also should be placed in the Lithocycliacea EHRENBERG, 1854, with the decisive common feature of equatorial structures.

Tribus Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981

Diagnosis: Ring single, always flat, with circular to subcircular outline, mostly broad to very broad, rarely narrow. Ring mostly closed, but in most primitive species still two half-rings, not fused with each other, are present. Outer margin of the ring always with stout long spines along the whole margin, often differentiated in different manner (Secondarily spined, bifurcated, twisted, expanded).

Cortical shells spongy, medullary shell latticed. Two polar spines, with or without auxiliary spines. In higher evolved taxa also 4 or more first order spines (polar spines s.l.) may be present.

Occurrence: Carnian to Upper Cretaceous. Very frequent from the Cordevolian-Pliensbachian with absolute maximum in the Norian. Mostly rare to very rare from the Middle Jurassic to the Upper Cretaceous.

Included genera: *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981
Pseudoheliodiscus KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. PESSAGNO, 1979
Synonym: *Pessagrosaturnalis* KOZUR, 1979
Saturnosphaera TICHOMIROVA, 1975
Mesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981
Praemesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981

Remarks: The Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981, are directly related to highly evolved Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980. Species, in which two half-rings are still present, have to be regarded as transitional forms of *Pterospongius* DUMITRICĂ, 1982 (Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980).

The Heliosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1972, are clearly distinguished by their double ring.

Genus *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978
emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Type species: *Spongosaturnalis triassicus* KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: PESSAGNO, 1979, placed typical *Palaeosaturnalis* species in *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, and De WEVER, 1981, followed him and placed the type species of *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, in *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903.

The ring in *Acanthocircus* is quite different from the ring of *Palaeosaturnalis*. In *Acanthocircus* it is always very narrow and mostly bladed or with swellings or furrows. Only in very primitive *Acanthocircus* species the ring is still undifferentiated, but even in these species the ring is very narrow and never flat, but oval to round in cross section. Moreover, there is no *Acanthocircus* species with circular ring outline. In *Acanthocircus* the ring is almost exclusively strongly elongated with the long axis perpendicular to the polar spines. In the very rare exceptions where the ring is not strongly elongated, there are long outer spines at the poles, perpendicular to the polar spines. Therefore, ring + spines, without any exception, are strongly elongated in the direction perpendicular to the polar spines.

The discovery of the Cordevolian *Praeacanthocircus carnicus* n. gen. n. sp. with strongly elongated smooth ring makes it now highly probable that *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, has even not directly evolved from *Palaeosaturnalis* species with narrow ring, but belongs to a blind ending side branch in the development of the spumellarian saturnalids.

Mesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981, the direct successor of *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, occurs together with typical *Acanthocircus* species throughout the whole Jurassic and Cretaceous and it has never changed its flat, rather broad circular ring in an *Acanthocircus* type of ring. Therefore the *Acanthocircus* ran parallel from the Cordevolian (early Upper Triassic) until the Upper Cretaceous without any transition form in this long period.

Palaeosaturnalis latiannulatus n. sp.

(Pl. 5, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the very broad ring.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 1; rep. no. T 5842.

Locus typicus: Zul'ón γ, Manin Unit (Western Carpathians).

Stratum typicum: *Navicula* Subzone of spatulatus A.Z. (Lower Norian). Pebble in Middle Cenomanian conglomerates.

Diagnosis: Ring circular to subcircular, very broad, entirely flat and undifferentiated. Outer margin with only 4 long spines. Two spines are situated opposite to the 2 polar spines, the other two are perpendicular to these spines. At least 4 spongy cortical shells are present.

Measurements: Diameter of whole test: 413-444 μm: Outer diameter of ring: 353-373 μm. Inner diameter of ring: 152-167 μm. Width of ring: 93-100 μm.

Occurrence: Until now only known from the locus typicus.

Remarks: *Palaeosaturnalis raridenticulatus* KOZUR & MOCK, 1981, from the same beds has a considerably narrower ring and a larger inner diameter of the ring, whereas the arrangement of the spines is identical.

Palaeosaturnalis mocki n.sp.

(Pl. 5, fig. 2)

Derivatio nominis: In honour of Dr. R. MOCK, Bratislava.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 2; rep. no. T 5843.

Locus typicus and stratum typicum: As for *P. latiannulatus* n.sp.

Diagnose: Ring broad, circular, entirely flat and undifferentiated. Outer margin with 8 spines. Two spines opposite to the two polar spines and two, about perpendicular to the polar spines, are a little larger than the other four spines. Always one of these smaller spines is situated between two larger ones.

Measurements: Diameter of whole test: 389-445 μm . Outer diameter of ring: 279-298 μm . Inner diameter of ring: 150-167 μm . Width of ring: 56-67 μm .

Occurrence: Until now only known from the locus typicus.

Remarks: In *Palaeosaturnalis latiannulatus* n.sp. the ring is even broader and only 4 outer spines in cross position are present.

Genus *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. PESSAGNO, 1979

Type species: *Pseudoheliodiscus riedeli* KOZUR & MOSTLER, 1972

Synonym: *Pessagnosaturnalis* KOZUR, 1979.

Diagnosis: Ring circular, broad, flat and undifferentiated. Outer margin always with large spines along the whole margin. Inner margin with two polar spines opposite to outer spines and with auxiliary spines.

Several spongy cortical shells. The outer one reaches the inner margin of the ring or is only a little separated from it. Sometimes the outer shell overgrows even a little the inner margin of the ring. Medullary shell latticed.

Occurrence: Cordevolian to Bajocian.

Included species: *Pseudoheliodiscus riedeli* KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis bipartitus KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis heisseli KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis kahleri KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis latus KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis primitivus KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis pseudosymmetricus KOZUR & MOSTLER, 1972
Pseudoheliodiscus finchi PESSAGNO, 1979
Pseudoheliodiscus viejoensis PESSAGNO, 1979
Pseudoheliodiscus yaoi PESSAGNO & POISSON, 1981
Pessagnosaturnalis KOZUR & MOCK, 1981
Pseudoheliodiscus donofrioi n.sp.
? *Pseudoheliodiscus ? interruptus* n.sp.

Remarks: In all *Pseudoheliodiscus* species two polar spines and numerous second order auxiliary spines are present. In KOZUR & MOSTLER, 1979, these species were placed in *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972, if the outer cortical shell is directly connected with the inner margin of the ring or even overgrows a little the inner margin of the ring. All species, in

which the cortical shell is separated a little from the inner margin of the ring, were placed in *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944. PESSAGNO, 1979, also placed this latter species group in *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. and here we use *Pseudoheliodiscus* in this emended sense. In this broader sense *Pessagnosaturnalis* KOZUR, 1979, established for the latter species group, is a younger synonym of *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972.

De WEVER, 1981, placed even more species in *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972, species, in which one polar spine or both are situated opposite to an interspine space on the outer margin of the ring and species with several first order spines without any differentiation in polar and auxiliary spines. For the first group KOZUR & MOSTLER, 1981, have introduced the genus *Praemesosaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1981, for the second group the genus *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975, exists.

At first view all these differences do not seem to be very important and the genus *Pseudoheliodiscus* in this very broad sense seems to be justified. But the genera *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. PESSAGNO, 1979: Cordevolian-Bajocian (frequent only in the Upper Triassic), *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975: Sevatian-Pliensbachian (frequent only in the Lower Jurassic), and *Praemesosaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1981: Sevatian to Upper Cretaceous, have clearly different stratigraphic ranges and within the phylomorphogenetic lines the changes from *Pseudoheliodiscus* into *Saturnosphaera* are not reversible.

Pseudoheliodiscus donofrioi n.sp.

(Pl. 2, fig. 4)

Derivatio nominis: In honour of Dr. D.A. DONOFRIO, Innsbruck.

Holotype: The specimen on pl. 2, fig. 4; rep. no. T 5841.

Locus typicus: Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample Y 6, Upper Cordevolian.

Diagnosis: Ring separated into two half-rings in one plane which are almost connected with each other. Both half-rings moderately broad, flat, undifferentiated. The 12-14 outer spines are very long, but strongly differing in size. Cortical shells spongy, the outermost one reaches the inner margin of the ring. Two polar spines and numerous auxiliary spines are present.

Measurements: Diameter of whole test: 398-496 μm . Diameter of outermost shell: 172-189 μm . Width of ring: 17-34 μm .

Occurrence: Cordevolian of Austria.

Remarks: *Pseudoheliodiscus bipartitus* (KOZUR & MOSTLER, 1972) has the same type of half-rings, but the spines are considerably shorter and more triangular in outline.

Pseudoheliodiscus riedeli KOZUR & MOSTLER, 1972, has similar long spines, but the ring is closed.

Pseudoheliodiscus? interruptus n.sp.

(Pl. 1, figs. 1-3)

Derivatio nominis: According to the quite interrupted ring.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 3; rep. no. T 5837.

Locus typicus. Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample Y 6, Upper Cordevolian.

Diagnosis: Cortical shell large, spongy. Two bladed polar spines and auxiliary spines are present. Each half-ring flat, broad, with large outer spines, quite separated from each other under an angle of 50-90°.

Measurements: Diameter of whole unit: 296-375 µm. Diameter of outer cortical shell: 173-185 µm. Width of ring: 20-40 µm.

Occurrence: Cordevolian of Göstling (Austria).

Remarks: Most probably this species belongs to a new genus. It is even unsure, whether it is a representative of the Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981, because the inner structure is not well known. On the other hand, it is a transition form to *Dumitricasphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979. There exists a still undescribed *Dumitricasphaera* species with two strong, long, bladed polar spines, in which only two, but very long secondary distal spines are present, which branch off under a mutual angle of 50-90°. This is the direct forerunner of *P.? interruptus* n.sp., but also from this species the inner structure is not well known.

Genus *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975 emend.

Type species: *Saturnosphaera gracilis* TICHOMIROVA, 1975

Diagnosis: Ring circular, flat, undifferentiated, moderately broad to narrow. Outer margin with long spines. Inner margin with 5-12 moderately long to long first order spines of equal size without any differentiation in polar and auxiliary spines. A part or all of these spines are situated opposite to the interspine spaces on the outer side of the ring. Outer spongy cortical shell large and it often reaches to the inner margin of the ring.

Occurrence: Sevatian-Pliensbachian.

Included species: *Saturnosphaera gracilis* TICHOMIROVA, 1975

Synonym: *Spongosaturnaloides tichomirovae* KOZUR & MOSTLER, 1972

Spongosaturnalis convertus KOZUR & MOSTLER, 1972

Saturnosphaera acifer TICHOMIROVA, 1975

Pseudoheliodiscus radiosus De WEVER, 1981

Remarks: In the classification by PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981, this genus belongs to *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972. KOZUR & MOSTLER, 1981, placed *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975, in *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972, which has the same ring structure and also several long first order spines without any differentiation in polar and auxiliary spines. But now an internal spicular system was found

in *Spongosaturnaloides* what excludes this genus from all spumellarian saturnalids.

Spongosaturnalis gracilis KÖZUR & MOSTLER, 1972, still has a little size difference between the 2 polar spines and the auxiliary ones. As the polar spines are opposite to the interspine spaces on the outer margin of the ring, this species is here placed in *Praemesosaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1981, where it represents a transitional form to *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975. As these two "*gracilis*" species are now not placed in one genus any more, *Saturnosphaera gracilis* TICHOMIROVA, 1975, does not have to be replaced any more because of homonymy with *Praemesosaturnalis gracilis* (KOZUR & MOSTLER, 1972) like in the classification of PESSAGNO, 1979, KOZUR & MOSTLER, 1981, and De WEVER, 1981, where these two "*gracilis*" species are in one genus. Therefore *Spongosaturnaloides tichomirovae* KOZUR & MOSTLER, 1981, which replaced *Spongosaturnaloides gracilis* (TICHOMIROVA, 1975) because of homonymy with *Spongosaturnaloides gracilis* (KOZUR & MOSTLER, 1972), is now regarded as a younger synonym of *Saturnosphaera gracilis* TICHOMIROVA, 1975. Likewise in the classification of PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981, *Saturnosphaera gracilis* TICHOMIROVA, 1975, had to be replaced as a homonym of *Spongosaturnalis gracilis* KOZUR & MOSTLER, 1972, because in this classification both species belong to *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. PESSAGNO, 1979.

The 2 species, placed in *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975, do not belong to this genus, but to *Hungarosaturnalis* n.gen. They have a coarsely latticed cortical shell, 4 bladed polar spines in cross position, and a different central structure (see *Austrisaturnalidae* n.fam.). The assignment to the genus *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975, was most probably preferred because of the drawings by TICHOMIROVA, 1975, in which a latticed cortical shell is shown for *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975. But no photo indicates such a shell and the only *Saturnosphaera* species from which the shells are clearly known, *Saturnosphaera radiosa* (De WEVER, 1981) shows spongy cortical shells.

Genus *Mesosaturnalis*, KOZUR & MOSTLER, 1981

Type species: *Palaeosaturnalis levis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978

Diagnosis: Single ring circular to subcircular, variably wide but mostly broad, always flat and undifferentiated. Whole outer margin with spines. Two polar spines, always situated opposite to interspine spaces on the outer margin of the ring. No auxiliary spines.

Cortical shells spongy, outer one always considerably smaller than the inner diameter of the ring. Medullary shell(s) latticed.

Occurrence: Sevatian (very rare) to Upper Cretaceous (frequent).

Included species: See KOZUR & MOSTLER, 1981, p. 57-58.

Remarks: The polar spines of *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, are situated opposite to spines on the outer margin of the ring.

Praemesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981, has auxiliary spines.

Spongosaturnalis CAMPBELL & CLARK, 1944, always has a very narrow ring at least with round cross section but mostly bladed, with swellings or furrows.

Praemesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981

Type species: *Spongosaturnalis bifidus* KOZUR & MOSTLER, 1972

Diagnosis: Single ring circular to subcircular, variably wide but mostly broad, always flat and undifferentiated. Whole outer margin with spines that are sometimes considerably differentiated. Two polar spines, one of these or both opposite to interspine spaces on the outer margin of the ring. Auxiliary spines always present.

Cortical shells spongy, outer one reaches to or almost to the inner margin of the ring. Medullary shell(s) latticed.

Included species: *Spongosaturnalis bifidus* KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis gracilis KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis latifolius KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis multidentatus KOZUR & MOSTLER, 1972
Spongosaturnalis ? sp. FOREMAN, 1971
Saturnalin gen. et spec. indet. FOREMAN, 1971
? *Pseudoheliodiscus pamphyliensis* De WEVER, 1981
Pseudoheliodiscus poissoni De WEVER, 1981

Remarks: The polar spines of *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972, are always situated opposite to marginal spines.

Mesosaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1981, has no auxiliary spines.

Subfamily Acanthocircinae PESSAGNO, 1977 emend.

Emended diagnosis: Ring perpendicular to the axis of polar spines, strongly elongated or at the poles perpendicular to the polar spines with long spines, or these both characters are combined. Ring always very narrow, mostly bladed, with swellings or furrows, in most primitive taxa with oval to round cross section without differentiation. Outer margin of ring sometimes smooth but mostly with spines, often restricted to the poles of the long axis, sometimes also with spines along the whole outer margin.

Cortical shells spongy, medullary shell tiny, with large pores. Almost exclusively two polar spines are present. Only in the most primitive *Praeacanthocircus* n.gen. in addition to the 2 polar spines 4 spines of almost the same size are present.

Occurrence: Carnian-Upper Cretaceous, in the Upper Triassic extremely rare. Frequent from the Bajocian to the Upper Cretaceous.

Included genera: *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903
Synonym: *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK, 1944
Praeacanthocircus n.gen.

Remarks: The Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, have a double or multiple ring with circular outline.

The Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., have a flat, mostly broad, circular spiny ring. Besides the 2 or rarely more polar spines, auxiliary spines are often present.

The hexasaturnalinae n.subfam. have a hexagonal, subquadratic, polygonal or subcircular outline of the ring.

Genus *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903

Type species: *Saturnulus trizonalis* RUST, 1898
= *Acanthocircus irregularis* SQUINABOL, 1903

Synonym: *Spongosaturninus* CAMPBELL & CLARK, 1944

Diagnosis: Unit strongly elongated perpendiculary in the direction of the axis of the polar spines by a ring which is mostly strongly elongated in this direction, by long terminal spines on the poles perpendiculary to the polar spines or by both features together. Ring very narrow, bladed or with swellings or furrows, only in the most primitive taxa not differentiated, but with round or oval cross section. Outer margin of ring rarely smooth, mostly with spines in the polar region of the long axis, sometimes with spines along its outer margin. Two polar spines. No other first order spines or auxiliary spines.

Cortical shell spongy, medullary shell tiny, latticed.

Occurrence: Liassic–Upper Cretaceous.

Remarks: *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944, always has a totally spined ring of circular to subcircular outline.

Palaeosaturnalis DONOFRIO & MOSTLER, 1978, is distinguished by a circular, always flat and undifferentiated, mostly broad to very broad spiny ring.

Additional to the 2 polar spines *Praeacanthocircus* n.gen. still has 4 spines which have almost the same size as the polar spines.

Genus *Praeacanthocircus* n.gen.

Derivatio nominis: According to the similarity to *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, and the occurrence before this genus.

Type species: *Praeacanthocircus carnicus* n.gen.n.sp.

Diagnosis: Very narrow ring strongly elongated, perpendiculary to the polar spines. Outer margin smooth or with tiny spines in the polar region of the long axis. Cross section of ring oval. Two polar spines at the short axis of the ring and 4 further spines of almost the same size are present.

Cortical shells spongy. Outer one rather widely separated from the inner margin of the ring.

Occurrence: Cordevolian of Göstling (Austria). Liassic of Turkey.

Included species: *Praeacanthocircus carnicus* n.gen.n.sp.

Praeacanthocircus n.sp. (= *Pseudoheliodiscus* sp. A De WEVER, 1981).

Remarks: *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, has only two polar spines and no additional spines. Otherwise *Praeacanthocircus* n.gen. is identical with the most primitive Liassic species of *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, in which the ring is still undifferentiated.

Praeacanthocircus carnicus n.gen.n.sp.

(Pl. 2, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Carnian.

Holotype: The specimen on pl. 2, fig. 2; rep. no. T 5836

Locus typicus: Göstling (Austria).

Stratum typicum: Sample AS 7, Upper Cordevolian (see MOSTLER & SCHEURING, 1974).

Diagnosis: With the character of the genus. Outer margin of ring quite smooth.

Measurements: Long axis: 250 μm . Short axis: 170 μm .

Occurrence: Only one specimen from the locus typicus is known.

Remarks: Only one slightly damaged specimen is known from the huge radiolarian material of the Cordevolian from Göstling. Because of its decisive importance for the knowledge of the early evolution of Acanthocircinae PESSAGNO, 1977, it is described here in spite of the insufficient representation.

The outline of the smooth, very narrow ring, its oval cross section and the position of the polar spines in the short axis, is quite identical with that of *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, and quite different from the contemporaneous Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981. Moreover, the cross section of the ring is already oval and not quite flat like in all Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 (including the Palaeosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981).

Praeacanthocircus n.sp. (= *Pseudoheliodiscus* sp. A sensu De WEVER, 1981) is distinguished by the presence of tiny spines at the outer margin of the ring in the polar region of the long axis.

Subfamily Hexasaturnalinae n.subfam.

Diagnosis: Ring always narrow, outline hexagonal, subquadratic, polygonal and in the stratigraphically youngest taxa also subcircular. Ring always narrow, in transitional taxa at least with oval to round cross section, but mostly strongly bladed and with furrows. 2, very rarely 4 polar spines (in cross position) are present. The polar spine attachment segment of the ring is often depressed inwards. Auxiliary spines very rarely present.

Cortical shells spongy, mostly widely detached from the ring. Medullary shell(s) latticed, at least in some taxa relatively large.

Occurrence: Norian to Upper Cretaceous.

Included genera: *Hexasaturnalis* n.gen.
Spongosaturnalis CAMPBELL & CLARK, 1944
Praehexasaturnalis n.gen.
Stauracanthocircus n.gen.
Yaosaturnalis n.gen.

Remarks: The Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. always have a flat undifferentiated, more or less broad, circular, rarely subcircular ring. In the Hexasaturnalinae n.subfam. only the transitional genus to the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., *Praehexasaturnalis* n.gen.

from the Norian, still has a flat ring, but already the typical hexagonal to octo-
genal outline of the narrow ring. The likewise primitive Liassic *Stauracantho-*
circus n.gen. has a very narrow ring without differentiation, but already with
oval cross section. In all other genera of the Hexasaturnalinae n.subfam. the
narrow ring is highly differentiated (mostly strongly bladed) or has a round
cross section.

As mentioned above, already the oldest transitional genus (*Praehexa-*
saturnalis n.gen.) of the Hexasaturnalinae n.subfam. has the typical hexagonal
to octagonal outline of the ring. Highly evolved Hexasaturnalinae n.subfam.
from the Upper Cretaceous often have a secondary subcircular outline of the
ring (evolved from polygonal taxa), but they are clearly distinguished from the
contemporaneous Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., with
circular, but flat and broad ring by their very narrow ring with round cross
section or mostly with differentiations (bladed, swellings, furrows).

The Acanthocircinae PESSAGNO, 1977, have a similar cross section and
differentiation of the ring as the Hexasaturnalinae n.fam., but the ring (+ spines)
is always considerably elongated perpendicularly to the axis of the polar spines.
The development of both subfamilies has been different since the Triassic.

The Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, have a double or mul-
tiple ring, always with circular outline.

The subcircular Upper Cretaceous taxa of the Hexasaturnalinae n.subfam.
are already very similar to the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, and only distin-
guished by the presence of spongy cortical shells. Apparently by the loss of
these shells the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, evolved from the Hexasaturna-
linae n.subfam., but a quite independent development from Spumellaria with
latticed cortical shell and without rings cannot be quite excluded at the present
day state of knowledge.

Genus *Hexasaturnalis* n.gen.

Derivatio nominis: According to the outline.

Type species: *Spongosaturnalis ? hexagonus* YAO, 1972 .

Diagnosis: Ring and outer spines strongly bladed. Outline of ring hexagonal
to octagonal or subquadratically rounded. 4-8 very strong outer spines. Two
massive polar spines opposite to interspine spaces on the outer margin of the
ring. No auxiliary spines. Ring often a little constricted in the polar spine
attachment region.

Cortical shells spongy, widely separated from the inner margin of the
ring. Medullary shell latticed.

Occurrence: Bajocian to Upper Cretaceous.

Included species: *Spongosaturnalis ? hexagonus* YAO, 1972
? Saturnalis euganeus SQUINABOL, 1914
Spongosaturnalis (?) sp. FOREMAN, 1973
Spongosaturnalis ? inuyamensis YAO, 1972
Spongosaturnalis ? septispinus YAO, 1972
Spongosaturnalis ? tetraspinus YAO, 1972

Remarks: By increase of the number of marginal spines the hexagonal to octagonal outline of the ring is transformed to a polygonal to subcircular one. In this manner the genus *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944, evolved in the Cretaceous from *Hexasaturnalis* n. gen.

Praehexasaturnalis n. gen. from the Norian has the same outline of ring, but the polar spines are still situated opposite to the marginal spines and the narrow ring is still flat to shallow oval in cross section.

Yaosaturnalis n. gen. has the same outline and structure of ring as *Hexasaturnalis* n. gen., but auxiliary spines are present.

Genus *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944

Type species: *Saturnalis multidentatus* SQUINABOL, 1914¹
(= *Spongosaturnalis spiniferus* CAMPBELL & CLARK, 1944)

Diagnosis: Ring very narrow with cross section or differentiated (bladed, with swellings or furrows). Outline of ring subcircular, more or less constricted in the attachment regions of the 2 polar spines which are always situated opposite to the interspine spaces on the outer margin of the ring. Whole outer margin of ring with numerous spines.,

Cortical shells spongy, outer one widely separated from the inner margin of the ring. Medullary shell(s) latticed.

Occurrence: Middle and Upper Cretaceous.

Remarks: In general *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903, has quite a different outline of the ring and the spines are mostly restricted to the polar region of the long axis. Also the *Acanthocircus* species with totally spined ring are mostly quite different by an elongated outline of the ring. Only *Acanthocircus italicus* (SQUINABOL, 1914) with suboval outline is similar, but on the other hand this species is rather different from the genus *Acanthocircus* SQUINABOL, 1903; as defined by its type species.

Hexasaturnalis n. gen. is distinguished by its hexagonal to octagonal ring outline and the fewer but larger spines. By increase of the spine number the ring outline of *Hexasaturnalis* n. gen. has changed through polygonal to subcircular. By this *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944, has seemingly evolved from *Hexasaturnalis* n. gen.

Genus *Praehexasaturnalis* n. gen.

Type species: *Palaeosaturnalis tenuispinosus* DONOFRIO & MOSTLER, 1978

Derivatio nominis: According to the supposed phylogenetic line *Praehexasatur-*

¹footnote: Holotype here defined by the specimen figured by SQUINABOL, 1914, on pl. 23, fig. 11

Genus *Praehexasaturnalis* n.gen.

Type species: *Palaeosaturnalis tenuispinosus* DONOFRIO & MOSTLER, 1978

Derivatio nominis: According to the supposed phylogenetic line *Praehexasaturnalis* n.gen. -- *Hexasaturnalis* n.gen.

Diagnosis: Ring narrow but not differentiated yet. Its cross section is flat. Outline of ring hexagonal to octagonal. 8-6 very strong marginal spines. 2 polar spines opposite to marginal spines. No auxiliary spines. No auxiliary spines.

Cortical shells spongy. Medullary shells latticed.

Occurrence: Norian of the Tethyan realm.

Included species: *Palaeosaturnalis tenuispinosus* DONOFRIO & MOSTLER
Spongosaturnalis elegans KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: In the ring outline this new genus is quite identical with *Hexasaturnalis* n.gen. but the ring is still flat to shallow oval in cross section and has no ridges. Moreover, the polar spines are situated opposite to the marginal spines.

Palaeosaturnalis DONOFRIO & MOSTLER, 1978, is distinguished by its circular outline. Moreover, in the most species the ring is broader.

Praehexasaturnalis n.gen. is a perfect transitional form between *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER, 1978, and *Hexasaturnalis* n.gen. As for the first time in this genus the typical ring outline of the Hexasaturnalinae n.subfam. appears, it is already placed in this subfamily.

Genus *Stauracanthocircus* n.gen.

Derivatio nominis: According to the 4 polar spines in cross position.

Type species: *Pseudoheliodiscus concordis* De WEVER, 1981

Diagnosis: Ring with flat to oval cross section, very narrow, spiny, outline subquadratic to suboval, in the shorter axis always a little constricted. 4 polar spines in cross position. No auxiliary spines.

Cortical shells spongy, widely separated from the inner margin of the ring. Medullary shell latticed.

Occurrence: ? Rhaetian, Pliensbachian.

Included species: *Pseudoheliodiscus concordis* De WEVER, 1981
Stauracanthocircus n.sp. (= *Pseudoheliodiscus* sp. aff. *concordis* De WEVER, 1981)

Remarks: *Spongosaturnalis* CAMPBELL & CLARK, 1944, has only 2 polar spines and a subcircular ring outline. The ring has a round cross section or is differentiated (bladed etc.).

Stauracanthocircus n.gen. derived from a new genus within the Palaeo-saturnalini KOZUR & MOSTLER, 1981, which still has the typical circular, broad, flat ring, but already 4 polar spines in cross position. *Spongosaturnalis quadriradiatus* KOZUR & MOSTLER, 1972, and n.gen.n.sp. (= *Pseudoheliodiscus* ? *quadriradiatus* KOZUR & MOSTLER, 1972 sensu De WEVER, 1981) belong to this new genus. The latter species would be a good type species, but we have no material from this species. *Spongosaturnalis quadriradiatus* KOZUR & MOSTLER, 1972, in turn, is still somewhat transitional to *Pseudoheliodiscus* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. PESSAGNO, 1979, and therefore not a good type species for the new genus. In this species two opposite polar spines are still clearly smaller than the perpendicular two ones. The latter are true polar spines, whereas the two smaller ones are still transitional between first order polar spines and second order auxiliary spines.

Genus *Yaosaturnalis* n.gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. A. YAO, Osaka.

Type species: *Spongosaturnalis* ? *minoensis* YAO, 1972

Diagnosis: Ring and spines strongly bladed. Outline of the ring hexagonal. 6 very strong outer spines. 2 polar spines opposite to interspine spaces on the outer margin of the ring. 2-4 small auxiliary spines. Cortical shells spongy.

Occurrence: Bajocian of Japan and Hungary.

Included species: *Spongosaturnalis* ? *minoensis* YAO, 1972

Remarks: *Hexosaturnalis* n.gen. has no auxiliary spines but it is identical otherwise.

Family Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972

Diagnosis: One-layer latticed disk outside with large spines, inner margin indistinct. In well preserved specimens the latticed disk reaches almost to the centre. Innermost part of the latticed disk very thin and therefore often broken away. Pores in the outer part of disk distinctly to indistinctly concentrically arranged, in the inner part arranged more irregularly. In the central opening of the disk always 4 short thin spines in cross position are present which run to a tiny microsphere which is surrounded by spongy shells.

Cortical shell(s) mostly lenticular, sometimes globular, covering about the half or more of the latticed disk. Sometimes the whole latticed part of disk is covered by a spongy layer ending near the disk margin in a circular carina. In this case a lenticular shell is present only in the central part.

Occurrence: Upper Triassic, most frequent in the Carnian, rarely in the Norian.

Included genera: *Veghicyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972
Carinacyclia KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: The Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, are the oldest representatives of the Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972, 1981, with latticed disk. In *Carinacyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972, even the spongy covering layer of the latticed disk is present.

No real ring structures are present between the pores. By this also specimens with fully preserved spongy shells can be easily distinguished from the Heliosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1972. As visible in specimens with removed spongy shells, the inner structure of the Heliosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1972 (and therefore also of the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.) and of the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, is quite different. No latticed disk is present in any parasaturnalid genus. Most probably the latticed disk has evolved by inward growing of the ring in the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., in a way that connecting bars were built up between the auxiliary spines.

Like the modern Lithocycliacea EHRENBERG, 1854, the genus *Carinacyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972 already has a spongy covering layer on the upper and lower side of the latticed disk, still not present in *Veghicyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972. Therefore both genera are rather different in their structures and the placing of both genera in one by PESSAGNO, 1979, is not well understandable.

In any case the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, are the basic group for Lithocycliacea EHRENBERG, 1854, with latticed disk, whereas the Heliodiscinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. (Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.) are the basic group for the spumellarian saturnalids. Because of this fact and the striking differences in the inner structures between the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, and the Palaeosaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., it is impossible to place the Veghicyclidae KOZUR & MOSTLER, 1972, as subfamily in the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972, as proposed by PESSAGNO, 1979, and adopted by De WEVER, 1981.

Genus *Veghicyclia* KOZUR & MOSTLER, 1972

Type species: *Veghicyclia pulchra* KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: As already pointed out in KOZUR & MOSTLER, 1978 (appendix) *Veghicyclia robusta* KOZUR & MOSTLER, 1972, is a synonym of *V. austriaca* KOZUR & MOSTLER, 1972. The differences are caused by intraspecific variations.

Veghicyclia multispinosa KOZUR & MOSTLER, 1972 is a synonym of *V. globosa* KOZUR & MOSTLER, 1972. The globular shell is partly destroyed in the material of *V. multispinosa* KOZUR & MOSTLER, 1972, therefore it seems to be shallower (more lenticular). So the differences between these two species are only preservation-controlled.

The specimen figured by KOZUR & MOSTLER, 1972, on pl. 3, fig. 2, belongs to *V. goestlingensis* KOZUR & MOSTLER, 1972, and not to *V. haeckeli* KOZUR & MOSTLER, 1972. The specimen figured by KOZUR & MOSTLER, 1972, on pl. 3, fig. 3, belongs to *V. haeckeli* KOZUR & MOSTLER, 1972, and not to *V. austriaca* KOZUR & MOSTLER, 1972.

Superfamily Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Family Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980

Genus *Oertlispongos* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980

Type species: *Oertlispongos inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980

Oertlispongos annulatus n.sp.

(Pl. 1, fig. 6)

Derivatio nominis: According to the ring-like main spine.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 6; rep. no. T 5839.

Locus typicus: Tretto (Vicentian Alps).

Stratum typicum: Sample TT 13, Lower Ladinian.

Diagnosis: Spongy spherical shell consists of numerous concentric layers. Polar spine recurvated ring-like. The distal end of this stout polar spine is connected with the shell. Minor spine in polar position, straight, often absent. By-spines in a bunch in the middle part of the shell, often absent.

Measurements: Diameter of shell: 109-123 μm .

Occurrence: Lower Ladinian of the Southern Alps.

Remarks: The strongly recurvated distal end of *Oertlispongos longicurvatus* n.sp. is not connected with the shell.

Oertlispongos longirecurvatus n.sp.

(Pl. 1, fig. 5)

Derivatio nominis: According to the very long, extremely strongly recurvated polar spine.

1982 *Oertlispongos inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER - DUMITRICĂ, p. 64-65, pl. 1, figs. 6, 7, 9, non! figs. 2, 4.

Holotype: The specimen on pl. 1, fig. 5; rep. no. T 5838.

Locus typicus: Recoaro (Vicentian Alps).

Stratum typicum: Sample MD 1, Lower Ladinian.

Diagnosis: Spongy shell spherical with 5-8 concentric layers. Main spine stout, strongly recurvated in the direction of the shell, but not connected with it. Minor spine rarely preserved (? or not present). By-spines in a bunch on the middle part of the shell, sometimes missing.

Measurements: Diameter of shell: 86-91 μm . Length of straight part of spine: 85-98 μm . Length of recurvated part of spine: 181-207 μm .

Occurrence: Lower Ladinian of the Southern Alps and of Transylvanian Nappes.

Remarks: In *Oertlispongos inaequispinosus* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980, the main spine is never recurvated in the direction of the shell.

In *Oertlispongos annulatus* n.sp. the recurvated part is attached to the shell.

Conclusions

As shown in the example of saturnalids, all characters of the radiolarians have to be considered to get a more reliable classification of this fossil group. To regard only the shell structure and the presence or absence of auxiliary spines as suprageneric characters like in the classification of PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981, and regarded there as natural "non-Haeckelian" classification, does not give a classification near to the natural one.

As known since HAECKEL the morphology is one of the most important characters for the classification of the radiolarians. Because of a lot of homeomorphies, the outer morphology cannot be the only criterion of the radiolarian classification. But likewise also the shell structures show considerable homeomorphy. Spongy and latticed shell structures developed independently in several families of all radiolarian suborders.

Besides the outer morphology (including the presence or absence of bipolarity) and shell structures the central structure of the radiolarians (presence or absence of a central spicular system) is an important feature for the suprageneric systematics of radiolarians. In the special case of the saturnalids the following features should be considered: Outline, cross section and sculpture of ring, presence, distribution and form of marginal spines, number and differentiation of polar spines, presence or absence of auxiliary spines. Size and structures of cortical and medullary shells, presence or absence of an internal spicular system.

The presence and absence of auxiliary spines is a subordinate character. Both in the spumellarian and entactinarian saturnalids genera with and without auxiliary spines are present. This is only a function of the size of the outermost cortical shell. If it reaches nearly or entirely to the inner margin of the ring, auxiliary spines are present. If the outermost cortical shell is widely separated from the ring, second order auxiliary spines are absent. The presence or absence of auxiliary spines is here considered only as a generic character and not a suprageneric one like in the classification by PESSAGNO, 1979, adopted by De WEVER, 1981. Perhaps it is only a species difference.

Only the consideration of the above mentioned three main characters (outer morphology, shell structure, and central structure) and above all the changes of these characters in phylomorphogenetic lines will finally give us a more natural classification of the radiolarians.

According to the central structure the Mesozoic saturnalids belong to 2 suborders, to the Entactinaria KOZUR & MOSTLER, 1982, with internal spicular system, until now only found in Triassic saturnalids, and to the Spumellaria EHRENBERG, 1875, which represent the main stock of saturnalids.

Within the spumellarian saturnalids we can observe the following trends: There is a conservative stock (*Heliosaturnalinae* KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.) with more or less broad, entirely flat and undifferentiated spiny ring.

The only more important supraspecific change within this group is the shifting of the polar spines from a position opposite to the marginal spines in a position opposite to the interspine spaces. This is a rectilinear evolution. In the Carnian all species belong to the first group (polar spines opposite to marginal spines), from the Norian to the Bajocian both groups occur with decreasing frequency of the first one, and from the Upper Jurassic to the Upper Cretaceous only the latter group occurs.

A second supraspecific development in the Heliosaturnalinae is the transformation of second order auxiliary spines into first order spines, so that the polar spines and the auxiliary spines cannot be distinguished any more. This development only occurs in some taxa. By this development genera with 4 or more first order spines evolved (e.g. *Saturnosphaera* TICHOMIROVA, 1975). This is a blind ending development and can be observed only from the Norian to the Liassic (see table 1).

The Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., are the basic group for all other spumellarian saturnalids and most probably also for typical representatives of the Lithocycliacea EHRENBERG, 1854 emend. KOZUR & MOSTLER, 1972, 1981, with latticed disk. The latter may have evolved from the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., by multiplication of the ring to a latticed disk.

The other spumellarian saturnalids evolved in several lines which started in different times during the Upper Triassic. The common character of all these derived spumellarian saturnalids is that the ring got very narrow, it got an oval to round cross section and finally it got more or less undifferentiated (bladed, swellings, furrows).

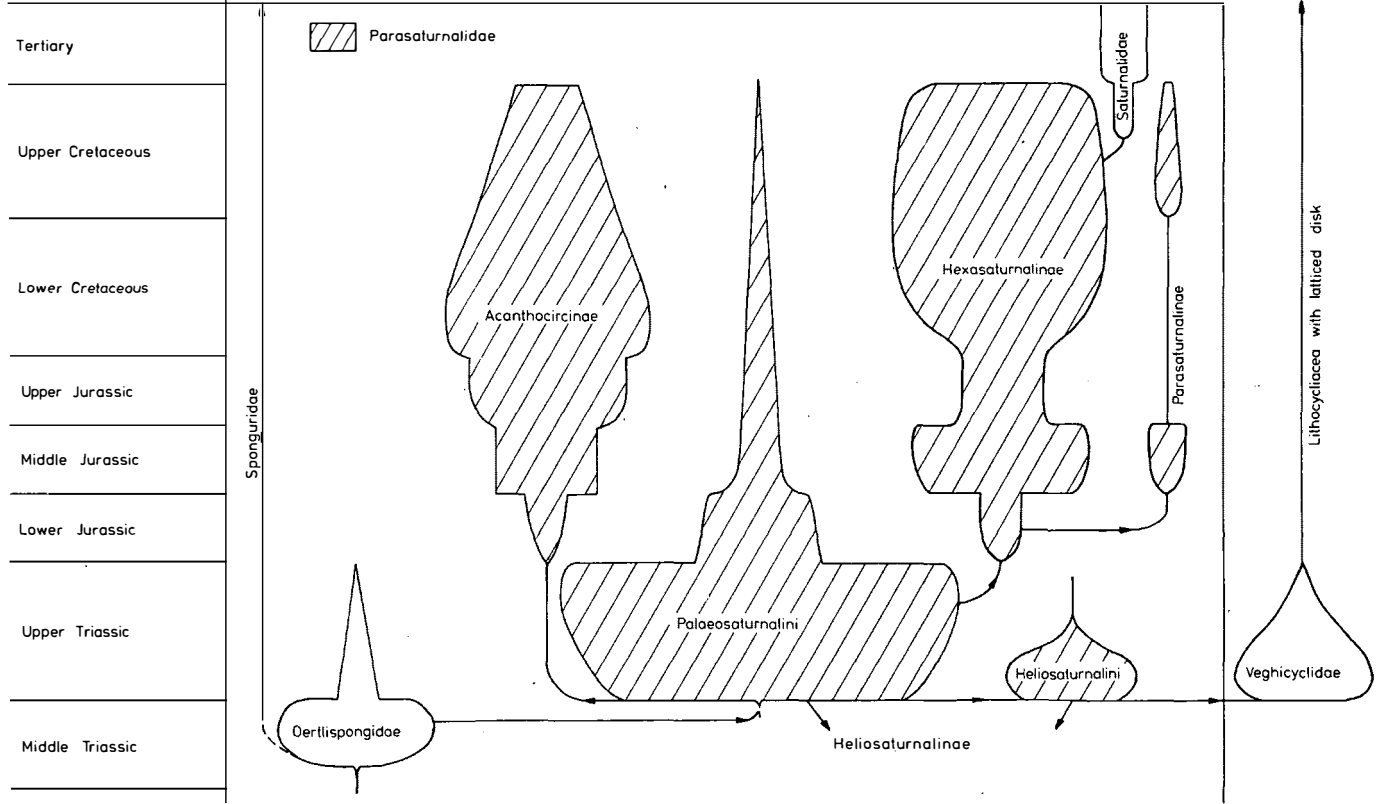
Already in the Lower Carnian (Cordevolian) the Acanthocircinae PESSAGNO, 1977 emend., and most probably both subfamilies have independently developed from the Oertlispongidae KOZUR & MOSTLER, 1980. In the Acanthocircinae PESSAGNO, 1977 emend., not only the cross section of the ring changed, but also the outline of the ring. Already the ring of the most primitive Cordevolian Acanthocircinae is strongly elongated perpendicularly to the axis of the polar spines. This feature and the smooth ring in the most primitive Acanthocircinae indicate that the Heliosaturnalinae and the Acanthocircinae do not have the same forerunners within the Oertlispongidae. As in the Oertlispongidae in different lines ring structures or half-ring structures evolved and genera with smooth or spined half-rings occur, the assumption of different forerunners for the Acanthocircinae and Heliosaturnalinae within the Oertlispongidae is highly probable. Moreover, there exist taxa with round and more elongated half-rings within the Oertlispongidae.

The highly specialized Acanthocircinae were certainly not the forerunners of the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, because this family has no representatives with strongly elongated ring and the medullary shell of the Acanthocircinae is always a tiny latticed microsphere.

The Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972, surely derived directly from the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. They have preserved the circular outline of the rings and its quite spiny outer margin. The ring is double or multiple in this group, a development which iteratively occurs within the Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend. But the growing mechanism of the double ring is quite different in the Heliosaturnalini KOZUR & MOSTLER, 1972, and in the Parasaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 (see these taxa).

Table 1

Distribution of the spumellarian saturnalids
(Sponguridae and Lithocycliacea with latticed disk without frequency scale)



The Hexasaturnalinae n. subfam. have directly evolved from the Heliosaturnalinae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend., beginning in the Norian. At first only the outline of the ring has changed from circular to hexagonal or octagonal. All other characters of the Heliosaturnalinae remained unchanged in the beginning. Only later the ring got highly differentiated and finally some highly evolved taxa got again a subcircular outline of the ring, whereas the cross section of the ring remained round or the differentiation of the ring remained unchanged. These Hexasaturnalinae with secondarily subcircular ring may be the forerunners of the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953, which are only distinguished by a latticed cortical shell instead of spongy ones.

References

- De WEVER (1981): Parasaturnalidae, Pantanellidae et Sponguridae (Radio-laires polycystines) du Lias de Turquie. - Rev. Micropaléont. 24 (3), p. 138-156, 3 figs., 5 pls., Paris.
- De WEVER, P.; SANFILIPPO, A. et al. (1979): Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey. - Micropaleontology, 25 (1), p. 75-110, 5 figs., 1 tab., 7 pls., New York.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7 (5), p. 1-55, 8 figs., 5 tabs., 7 pls., Innsbruck.
- DUMITRICĂ, P. (1982): Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from Eastern Carpathians and Southern Alps. - D.S. Inst. Geol. Geofiz., 67 (3), p. 57-76, 12 pls., București.
- DUMITRICĂ, P.; KOZUR, H., & H. MOSTLER (1980): Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10 (1), p. 1-46, 1 fig., 15 pls., Innsbruck.
- FOREMAN, H.P. (1971): Cretaceous Radiolaria, Leg 7, DSDP. - In: WINTERER, E.L. et al.: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 7 (2), p. 1673-1693, 5 pls., Washington.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - In: HEEZEN, B.C.; MacGREGOR, I.D., et al.: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 20, p. 249-305, 1 fig., 4 tabs., 16 pls., Washington.
- HAECKEL, E. (1882): Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. - Jena. Zeitschr. Naturwiss., 15 (n.F. 8), p. 418-472, Jena.
- KOZUR, H. (1979): *Pessagnosaturnalis* n.gen., eine neue Gattung der Saturnalidae DEFLANDRE, 1953 (Radiolaria). - Z. geol. Wiss., 7 (5), p. 669-672, Berlin.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (8/9), p. 1-60, 4 pl., Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea HAECKEL 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8 (Festschr. W. HEISSEL), p. 123-182, 5 pls., Innsbruck.

- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL 1862, Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUSEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend., und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband, p. 1-208, 69 pls., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B.W. SCHEURING (1974): Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4 (4), p. 1-35, 2 figs., 2 tabs., 2 pls., Innsbruck.
- NAKASEKO, K. & A. NISHIMURA (1979): Upper Triassic Radiolaria from southwest Japan. - Sci. rep., col. educ. Osaka Univ., 28 (2), p. 61-109, 1 fig., 1 tab., 12 pls., Osaka.
- PESSAGNO, E.A. (1977): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleont., 23 (1), p. 56-113, 4 figs., 12 pls., New York.
- PESSAGNO, E.A. & A. POISSON (1981): Lower Jurassic Radiolaria from the Gümüşlü allochthon of southwestern Turkey (Taurides occidentales). - Bull. Res. Expl. Turkey, 92, p. 47-69, 2 figs., 15 pls., Ankara.
- TICHOMIROVA, L.B. (1975): Novyj rod Saturnnpsphaera (radioljarii) iz kremnistych tošč Sichote-Alinja. In: ŽAMOJDA, A.I.: Sistematičeskoe i stratigrafičeskoe značenie radioljarii; p. 52-58, 1 fig., 1 pl., Leningrad.
- YAO, A. (1972): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inoyama area, central Japan. Part I. Spongosaturnalids. - J. Geosci. Osaka City Univ., 15, p. 21-64.

Explanation of plates

PLATE 1

- Figs. 1-3: *Pseudoheliodiscus ? interruptus* n.sp., sample Y 6. Fig. 1, 2: x 200; fig. 1: rep. no. T 5845, fig. 2: rep. no. T 5846. Fig. 3: holotype, x 260, rep. no. T 5837.
- Fig. 4: *Pseudoheliodiscus bipartitus* (KOZUR & MOSTLER, 1972), somewhat deformed specimen, sample Y 6. x 160, rep. no. T 5838.
- Fig. 5: *Oertlispongus longirecurvatus* n.sp., holotype, sample MD 1, x 320, rep. no. T 5839.
- Fig. 6: *Oertlispongus annulatus* n.sp., holotype, sample MD 1, x 300, rep. no. T 5840.

PLATE 2

- Fig. 1: *Spongosaturnaloides trispinosus* n.sp., holotype, sample AS 8, x 180, rep. no. T 5822.
- Fig. 2: *Praeacanthocircus carnicus* n.gen.n.sp., holotype, sample AS 7, x 360, rep. no. T 5836.
- Fig. 3: *Spongosaturnaloides quinquespinosus* (KOZUR & MOSTLER, 1972), sample AS 7, x 260, rep. no. T 5284.

Fig. 4: *Pseudoheliodiscus donofrioi* n.sp., holotype, sample Y 6, x 180, rep. no. T 5841.

PLATE 3

Fig. 1: *Spongosaturnaloides multidentatus* n.sp., holotype, sample AS 8, rep. no. T 5823, a) whole test, x 260; b) almost equatorial view, spicular system well visible, x 660; c) oblique equatorial view, spicular system well visible, x 1000.

Fig. 2: *Austrisaturnalis spinosus* n.sp., holotype, sample AS 7/13, x 400, rep. no. T 5826.

PLATE 4

Figs. 1, 2: *Hungarosaturnalis multispinosus* n.sp., sample X 12, fig. 1: holotype, x 260, rep. no. T 5828, a) plane view; b) oblique view; fig. 2: x 240, rep. no. T 5830.

Fig. 3: *Hungarosaturnalis longobardicus* n.sp., sample Köveskál 6, x 260, rep. no. T 5835.

PLATE 5

Fig. 1: *Palaeosaturnalis latiannulatus* n.sp., holotype, sample Zul'óv γ , x 150, rep. no. T 5842.

Fig. 2: *Palaeosaturnalis mocki* n.sp., holotype, sample Zul'óv γ , x 180, rep. no. T 5843.

Fig. 3: *Pseudoheliodiscus viejoensis* PESSAGNO, 1979, sample Zul'óv γ , x 280, rep. no. T 8544.

Fig. 4: *Hungarosaturnalis longobardicus* n.sp., holotype, sample Köveskál 6, x 220, rep. no. T 5834.

Fig. 5: *Hungarosaturnalis multispinosus* n.sp., the same specimen as on pl. 4, fig. 1, holotype, view in the plane of equatorial ring, sample X 12, x 260, rep. no. T 5828.

PLATE 6

Fig. 1: *Hungarosaturnalis multispinosus* n.sp., sample Köveskál 6, rep. no. T 5829, a) whole specimen, coarsely latticed medullary shell well visible, x 260, b) detail, interior part of medullary shell with spicular system, x 1300.

Fig. 2: *Palaeosaturnalis triassicus* (KOZUR & MOSTLER, 1972), sample AS 22, rep. no. T 5847, a) whole specimen, x 220, b) detail from the central part, x 1200.

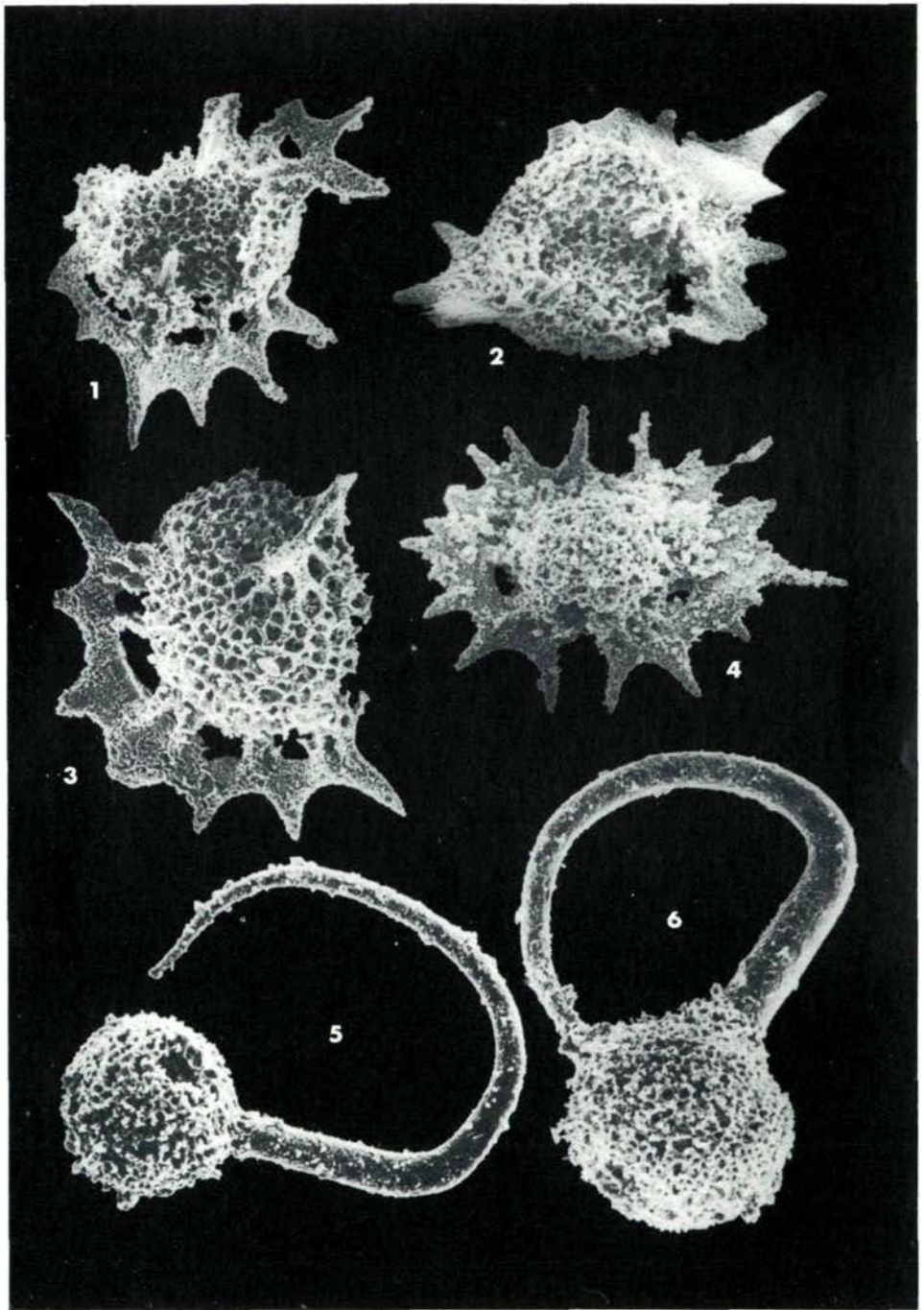
PLATE 7

Fig. 1: *Austrisaturnalis* sp., steroscan photo, detail of innermost part, where 2 of the 4 first order polar spines are still connected. the other 2 are broken away in the central part and now only connected with the outer ring. Inside of the fragmentary medullary shell with large pores a bar-centred spicular system is clearly visible. 3 spines branch off from each end of the bar. Typical Entactinaria spicular system. Sample Köveskál 6, x 1300, rep. no. T 5833.

- Figs. 2, 3: *Hungarosaturnalis multispinosus* n.sp., sample Köveskál 6, fig. 2: outer shell preserved, x 200, rep. no. T 5831, fig. 3: outer and inner shell destroyed, first order polar spines and auxiliary spines well visible, x 260, rep. no. T 5832.
- Fig. 4: *Veghicyclia globosa* KOZUR & MOSTLER, 1972, sample AS 22, x 130, rep. no. T 5844.

Repository site: The material is deposited in the collection of the Hungarian Geological Institute, Budapest.

Plate 1



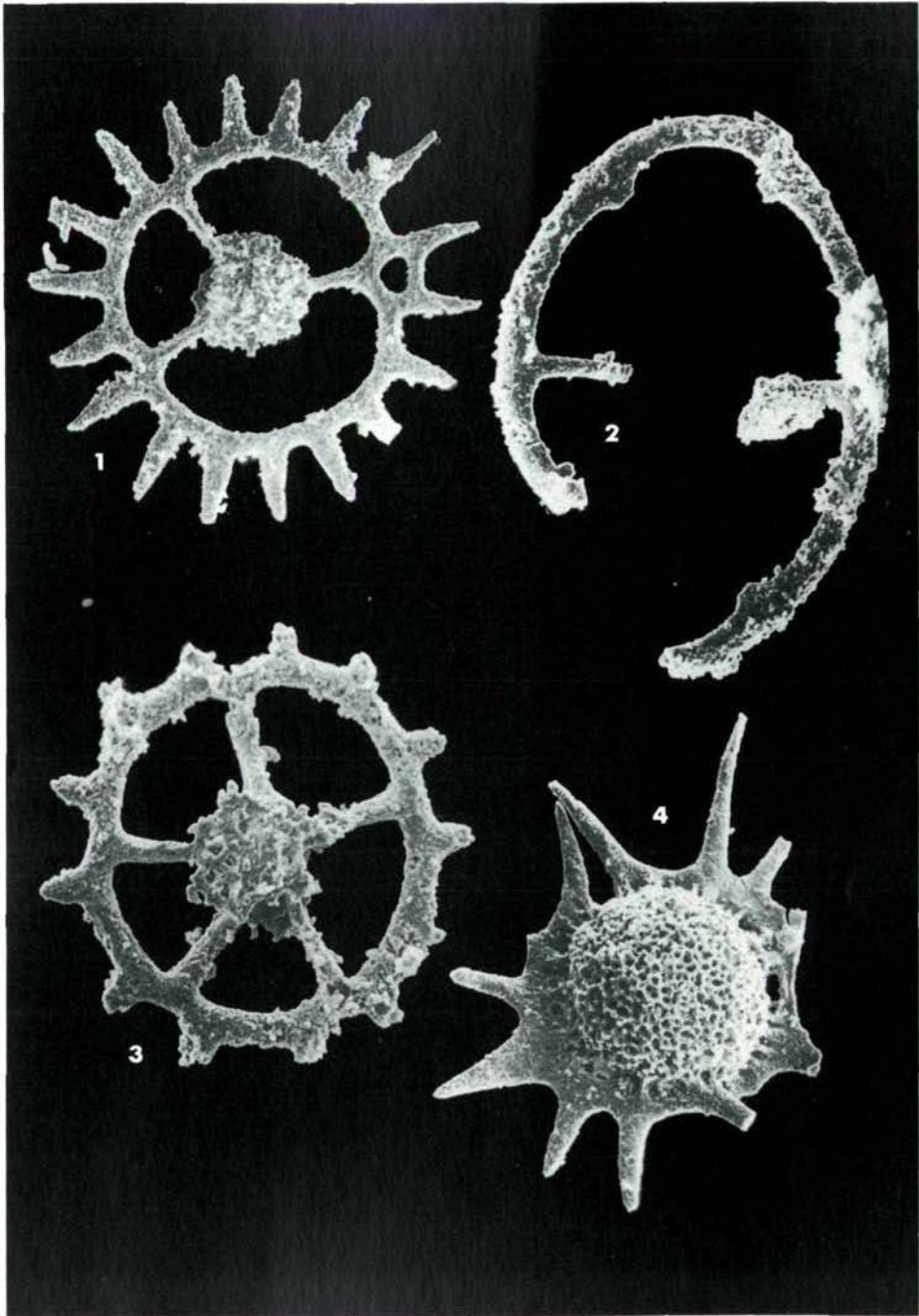


Plate 3

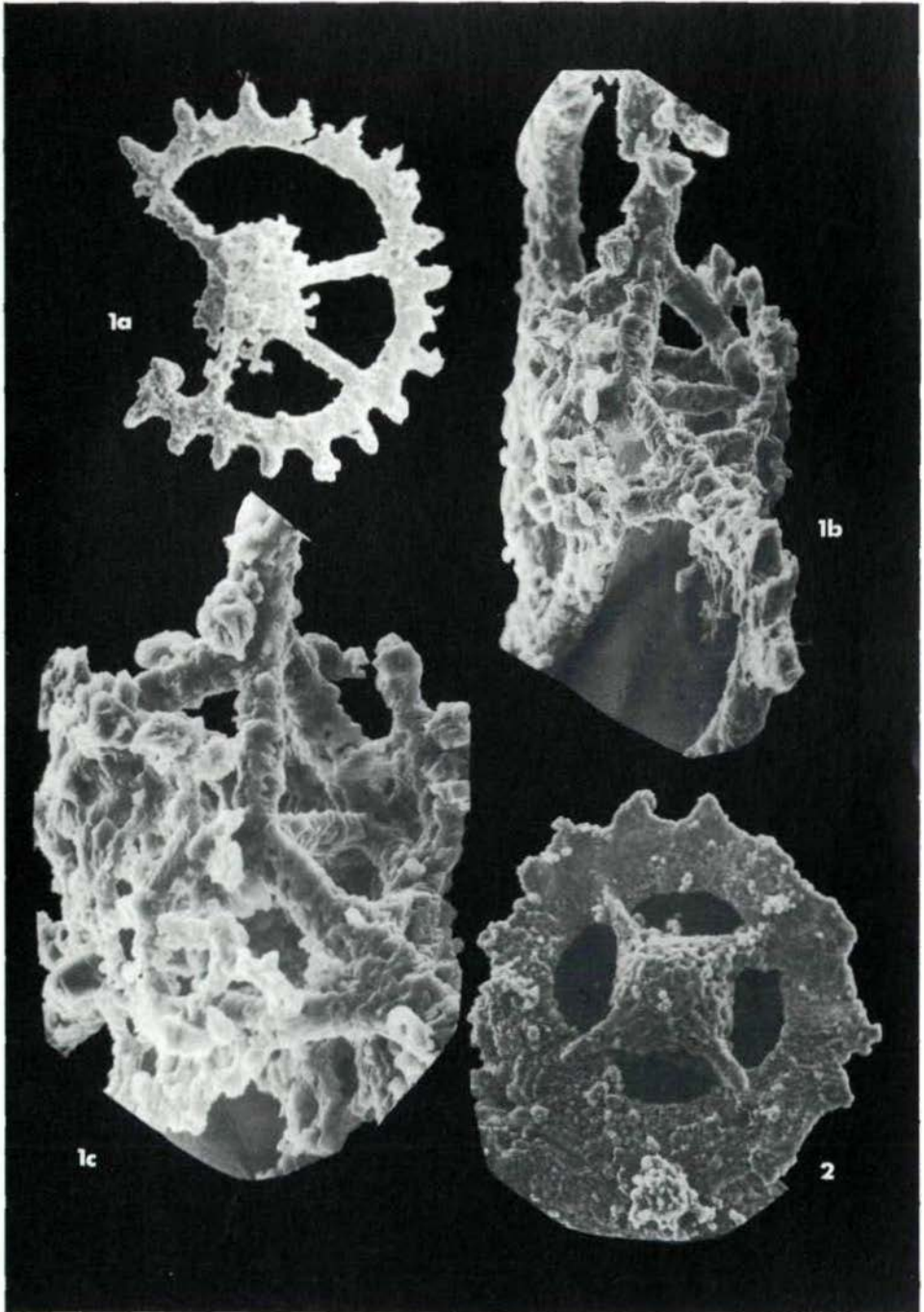


Plate 4

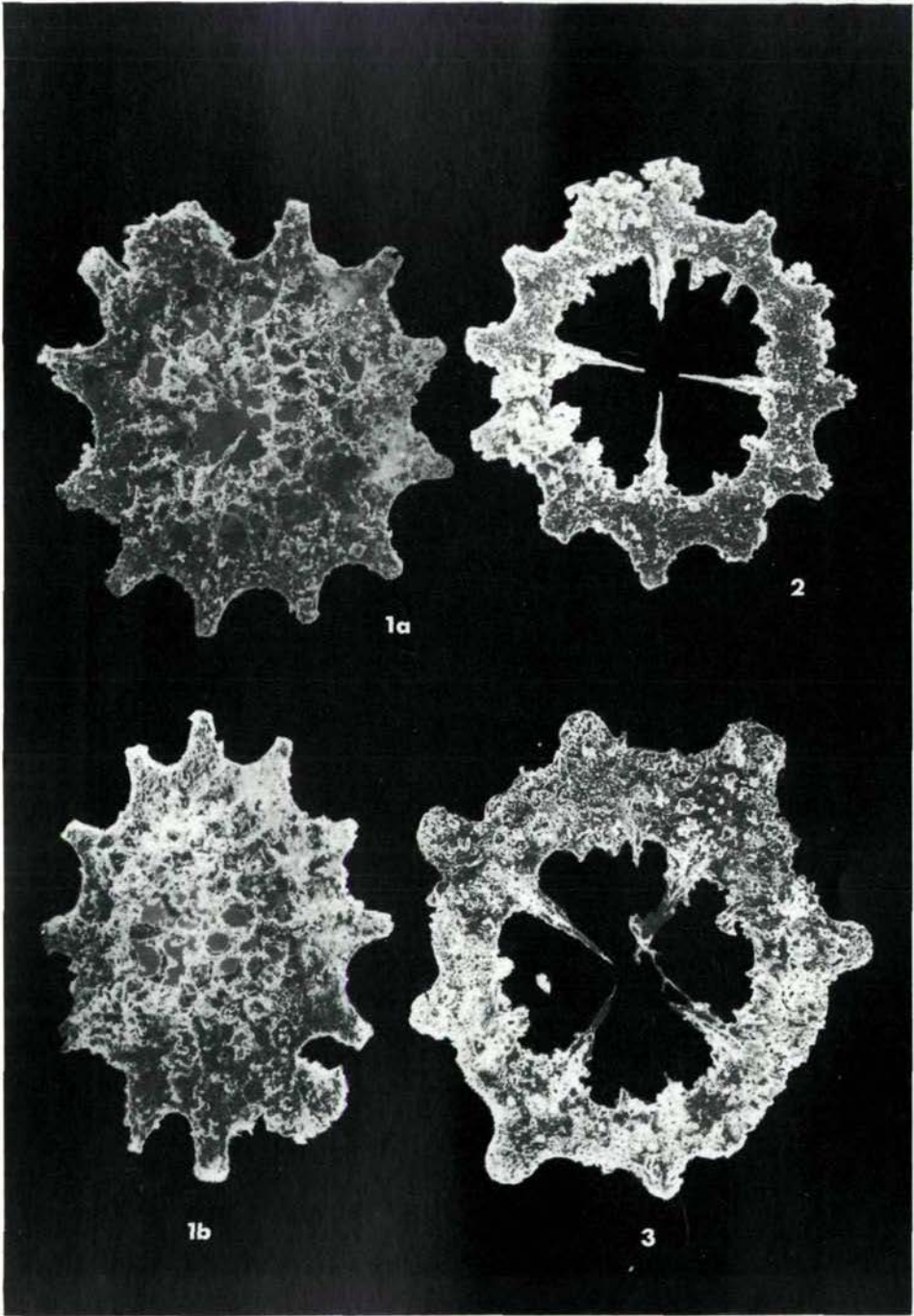


Plate 5

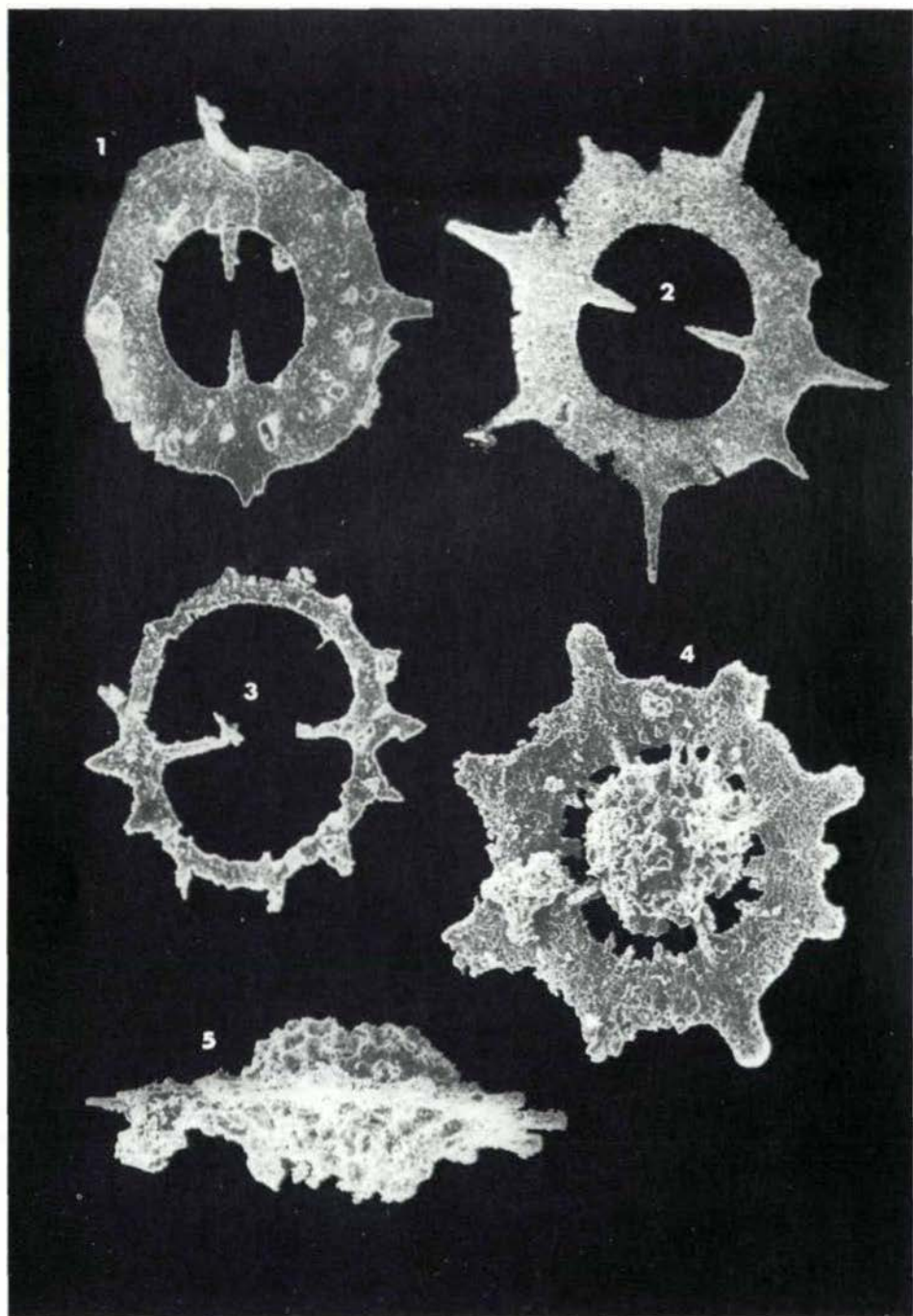


Plate 6

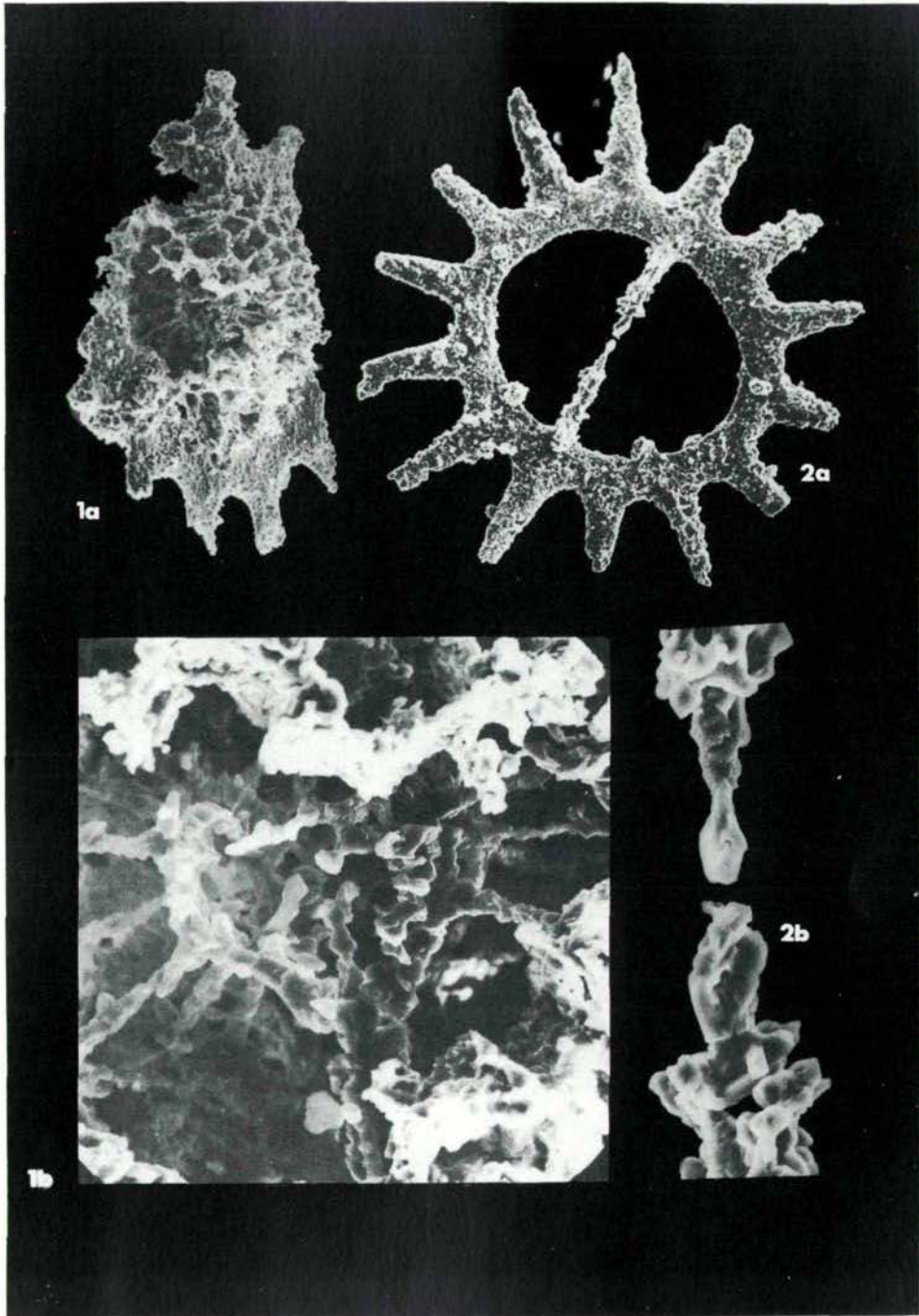
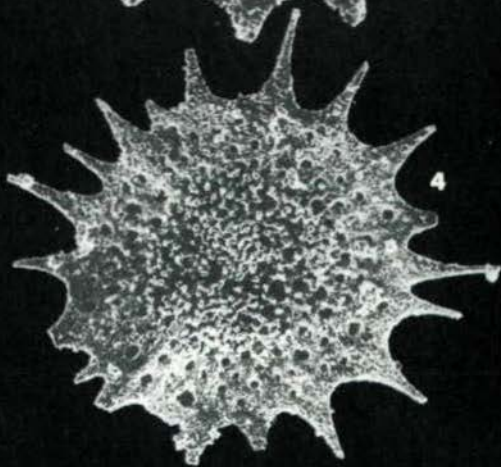
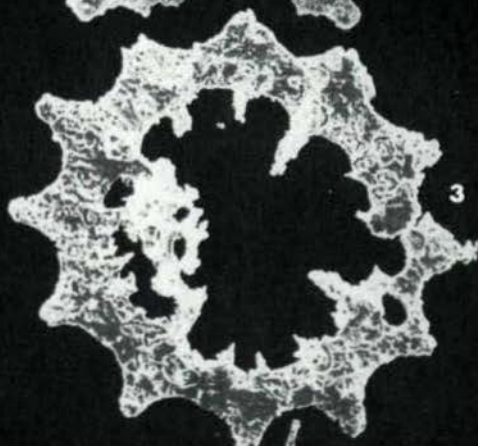
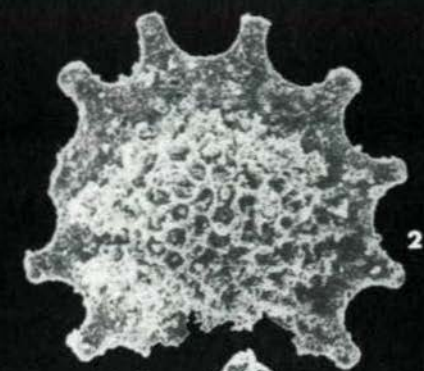
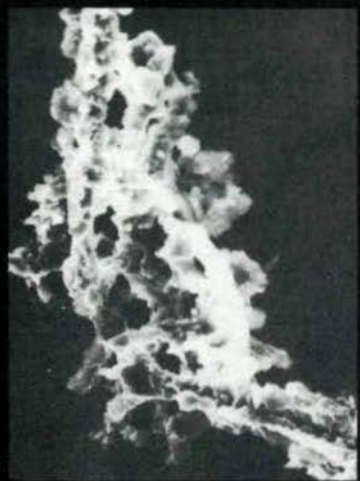


Plate 7



NEW RADIOLARIAN TAXA FROM THE TRIASSIC AND JURASSIC

by H. Kozur¹⁾

Zusammenfassung

Aus dem Jura und der Trias werden 2 Familien, 4 Unterfamilien, 15 Gattungen und 10 Arten von Radiolarien neu beschrieben. Die Gattung *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 wird emendiert.

Der stratigraphische Wert der neu beschriebenen Radiolarien-Taxa wird diskutiert. Mit Hilfe von Radiolarien konnte erstmalig Jura in Nordungarn (Bükk-Gebirge, Rudábanya-Gebirge) fossilmäßig belegt werden.

Summary

2 families, 4 subfamilies, 15 genera and 10 species of Triassic and Jurassic radiolarians are established. The genus *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 was emended.

The stratigraphic value of the new radiolarian taxa is discussed. By the aid of radiolarians for the first time Jurassic age of sediments could be paleontologically proven in northern Hungary (Bükk Mts. and Rudábanya Mts.)

1) Author's address: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest/Hungary

Subclass Radiolaria MÜLLER, 1858

Order Polycystina EHRENBERG, 1838

Suborder Spumellaria EHRENBERG, 1875

Superfamily Trematodiscaeae HAECKEL, 1982 emend.

KOZUR & MOSTLER, 1978

Family Patulibracchiidae PESSAGNO, 1971 emend. BAUMGARTNER, 1980

Subfamily Natragliinae n. subfam.

Diagnosis: Large, multi-layered spongy disc with 6 spongy
bracchia arranged in 3 pairs of opposed bracchia, each
one of each pair situated along the same axis. Distal end
of bracchia with central spine, with or without lateral
spines.

Pores irregularly distributed, only in the inner part of
the disc concentrically arranged.

Distribution: Upper Triassic.

Included genera: *Natraglia* PESSAGNO, 1979: Norian

Trimiduca KOZUR & MOSTLER, 1979: Cordevolian

Remarks: No other representatives of the Patulibracchiidae
PESSAGNO, 1971 have 6 bracchia and so large central disc.
On the other hand, the inner structure is similar to that
of the Patulibracchiidae.

Most similar is *Paronaella* PESSAGNO, 1971 emend. BAUM-
GARTNER, 1980 with quite the same inner structure, but
only with 3 bracchia.

Suborder Nassellaria EHRENBERG, 1875

Superfamily Eucyrtidiacea EHRENBERG, 1875

Family Williriedellidae DUMITRICĂ, 1970

Genus *Praewilliriedellum* n. gen.

Derivatio nominis: Forerunner of *Williriedellum* DUMITRICĂ,
1970

Type species: *Praewilliriedellum cephalospinosum* n. gen. n.
sp.

Diagnosis: Tricyrtid, cryptocephalic. Thorax not or only very slightly depressed into the abdominal segment. Sutural pore highly differentiated. Aperture round, moderately large. Cephalothorax or whole test with spines. Cephalis mostly imperforate. Thorax and abdomen with small round pores.

Distribution: Bajocian of Bükk Mts. and Rudábanya Mts.

Included species: *Praewilliriedellum cephalospinosum* n. gen. n. sp.

Praewilliriedellum spinosum n. sp.

Remarks: The cephalothorax of *Williriedellum* DUMITRICA^v, 1970 is deeply depressed into the abdomen. For this reason, the outside visible free part of the cephalothorax of *Williriedellum* is in relation to the abdomen smaller than in *Praewilliriedellum* n. gen. Moreover, the test is never spinose in *Williriedellum* DUMITRICA^v, 1970.

Praewilliriedellum cephalospinosum n. gen. n. sp.

(Pl. 2, fig. 1)

Derivato nominis: According to the spinose cephalis

Holotype: The specimen on pl. 2, fig. 1; rep.-no J 10302

Locus typicus: Road cut W of Csipkés-tető, southern Bükk Mts., coordinates: x = 557.670, y = - 607.380

Stratum typicum: Dark cherts in the South Bükk Shales, Middle Bajocian.

Material: 16 specimens.

Diagnosis: Cephalis imperforate or with few small pores, with numerous spines. Collar stricture outside not visible. Thorax elongated, distally slightly widened, with numerous small round pores. Its surface proximally with spines, distally rough, but without spines. Abdomen strongly expanded, globular to slightly ellipsoidal. Surface smooth with numerous small round pores. Aperture round, moderately large, situated in the centre of a depressed, slightly ribbed area. Sutural pore large, closed by a lattice with numerous, closely spaced pores.

Measurements: length of the unit: 180-220 μm , length of cephalothorax: 60-65 μm , width of abdomen: 140-150 μm , diameter of aperture: 12-14 μm

Distribution: Until now known from the locus typicus only.

Remarks: *Praewilliriedellum spinosum* n. sp. has a spinose abdomen.

Praewilliriedellum spinosum n. sp.

(Pl. 1, figs. 1-3)

Derivato nominis: According to the spinose surface of the whole test.

Holotypus: The specimen on pl. 1, fig. 1; rep. - no. J 10303

Locus typicus: Road cut W of Csipkés-tető, southern Bükk Mts., coordinates: x = - 557.670, y = - 607.380

Stratum typicum: Dark cherts in the Soth Bükk Shales, Middle Bajocian.

Material: 34 specimens.

Diagnosis: Cephalis small, with rough or slightly spinose surface, poreless. Collar stricture outside not visible or only indistinct. Thorax slightly larger than cephalis, short cylindrical, slightly spinose, with few small pores. Abdomen strongly expanded, globular, with numerous small, round pores and many pointed spines. Aperture round, small. Sutural pore moderately large, closed by a slightly convex or flat latticed plate with 6-9 closely spaced pores.

Distribution: Csipkés-tető (southern Bükk Mts.): Middle Bajocian and lowermost Telekesvölgy Formation of Telekes valley (Rudábanya Mts.): Bajocian siliceous manganese shales.

Remarks: *Praewilliriedellum cephalospinosum* n. gen. s. sp. has a smooth abdomen.

Genus *Praezhamoidellum* n. gen.

Derivato nominis: Supposed forerunner of *Zhamoidellum* DUMITRICA, 1970

Type species: *Praezhamoidellum yaoi* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Tricyrtid or tetracyrtid, very rarely even with 5 or 6 segments. Cephalis poreless, but sometimes with closed hexagonal pore frame. Cryptocephalic; cephalis always partly depressed into the considerably larger thorax that is not depressed into the abdomen. Thoracic wall with small pores. Abdomen very large, with small pores and round aperture. In tetracyrtid species the size of the segments increase continuously from the cephalis to the abdomen. The postabdominal segment is very large in these species. It has also small round pores. Very rarely after the large first postabdominal segment, there is still a similarly large second postabdominal segment or even two further large segments (second and third postabdominal segments). No differentiated sutural pore.

Distribution: Middle Jurassic of Bükk Mts. and Japan.

Included species: *Praezhamoidellum yaoi* n. gen. n. sp.
Stichocapsa convexa YAO, 1979
Stichocapsa japonica YAO, 1979
Tricolocapsa sp. cf. *T. parvipora* TAN SIN
HOK sensu YAO, 1979
Praezhamoidellum buekkense n. sp.

Remarks: The tetracyrtid to multicyrtyd species belong perhaps to an independent genus. But they are only distinguished by additional segments and have the same stratigraphic distribution like the tricyrtid species.

Zhamoidellum DUMITRICĂ, 1970 from the higher Callovian and Oxfordian is cryptocephalic and cryptothoracic. It has no aperture.

Williriedellum DUMITRICĂ, 1970 has a differentiated sutural pore. Moreover, its thorax is deeply depressed into the abdomen.

Praewilliriedellum n. gen. has also a highly differentiated sutural pore.

Praezhamoidellum yaoi n. gen. n. sp.

(Pl. 3, fig. 3)

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. A. YAO, Japan

Holotype: The specimen on pl. 3, fig. 3; rep. - no. J 10304

Locus typicus: Road cut W of Csipkes-tető, southern Bükk Mts., coordinates: x = - 557.670, y = 607.380

Stratum typicum: Dark cherts in the South Bükk Shales, Middle Bajocian.

Material: 23 specimens.

1973 "*Hemicryptocapsa*" sp. - ICHIKAWA & YAO, pl. 4, fig.7

1979 *Tricolocapsa* cf. *T. ruesti* TAN SIN HOK - YAO, p.

30-31, pl. 3, figs. 8-20

Diagnosis: Tricyrtid, cryptocephalic. Strictures between the chambers outside indistinct. Small cephalis considerably depressed into the thorax. Thorax larger than cephalis, not depressed into the strongly expanded, more or less globular abdomen.

The whole test, also the cephalis, has a large hexagonal frame with narrow ridges and depressed inner part, in the centre of which is always (with exception of the cephalis) a small pore. Aperture small, round.

Measurements: length of the unit: 82-95 μm , length of cephalo-thorax: 21-27 μm , width of abdomen: 79-88 μm , diameter of aperture: 5,5-6,1 μm .

Distribution: Middle Bajocian of the Bükk Mts. and Japan.

Siliceous manganese shales of Telekesvölgy Formation of the Rudábanya Mts.

Remarks: Distinguished from all other species of *Praezhamoidellum* n. gen. by its hexagonal pore frame.

Praezhamoidellum buekkenses n. sp.

(Pl. 3, fig. 1)

Derivato nominis: According the occurrence in Bajocian of the Bükk Mts.

Holotype: The specimen on pl. 3, fig. 1; rep. - no. J 10305

Locus typicus: Road cut W of Csipkes-tető, southern Bükk Mts., coordinates: x = - 557.670, y = 607.380

Stratum typicum: Dark cherts in the South Bükk Shales, Middle Bajocian.

Material: 15 specimens.

Diagnosis: Tri- or tetracyrtid, strictures between the chambers outside almost invisible. Cephalis small, without pores, depressed into the larger thorax. Last segment (abdomen or postabdominal segment) strongly expanded, globular considerably higher than the other segments all together. Aperture small, round. Surface smooth, pores of the thorax and abdomen widely scattered, small, round.

Measurements: length of the unit: 70-80 μm , length of cephalo-thorax 23-28 μm , width of abdomen: 65-71 μm , diameter of aperture: 5-6 μm

Distribution: Until now only known from the locus typicus.

Remarks: *Praezhamoidellum japonicum* (YAO, 1979) has a similar shape, pore size and distribution, but the first 3 segments are all together so long or even longer than the last one.

Only pyritized specimens are present. Because the strictures between the segments are nearly invisible, it is not clear, whether this species is tricyrtid or tetracyrtid.

Family Syringocapsidae FOREMAN, 1973

Subfamily Japonocapsinae n. subfam.

Diagnosis: Tricyrtid to multicyrtid. Stricture between the segments outside often not visible. Cephalis small, poreless or with very few pores, sometimes partly depressed into the thoracic cavity. Other segments with widely scattered round pores. Continuous longitudinal ribs may be sometimes present.

In the distal part there is always a short appendix that is often separated from the distal segment by a ring of very large pores. If these large pores are absent, then the whole appendix bears large pores. More rarely, a very short distal tubus with large pores is present.

A sutural pore is situated at the thorax-abdomen boundary.

Occurrence: Middle Jurassic of the Bükk Mts. and Japan. De WEVER in De WEVER et. al., 1979, figured Japonocapsinae from the Norian sample XPF 3o (Greece). But in this sample are present a lot of radiolarians that have not evolved earlier than in the higher Liassic or even in the Middle Jurassic. Beside of these radiolarian typical Norian radiolarian occur. Therefore it is most probably that the sample XPF 3o is a Middle Jurassic sample with reworked Norian radiolarians.

Included genera: *Japonocapsa* n. gen.
Striatojaponocapsa n. gen
Yaocapsa n. gen.

Remarks: The Syringocapsinae FOREMAN, 1973 have always a strong, often very long narrow distal tubus. They are also proximally elongated, often with apical horn. No sutural pore is present in the Syringocapsinae FOREMAN.

Genus *Japonocapsa* n. gen.

Derivatio nominis: According to the frequent occurrence in the Middle Jurassic of Japan

Type species: *Tricolocapsa fusiformis* YAO, 1979

Diagnosis: Tricyrtid to tetracyrtid, ovoidal to shortly spindle-shaped. Small cephalis poreless or with very small pores. Segments outside not separated each other. Sutural pore distinct. The short appendix has the form of an inversely conical small additional segment at the distal end. It has the same wall structure and pore size as the post-cephalic segments, but it is always separated from the distal segment by a ring of very large pores.

Occurrence: Bajocian.

Included species: *Tricolocapsa fusiformis* YAO, 1979
Stichocapsa tegiminis YAO, 1979
Japonocapsa n. sp. A (= *Tricolocapsa* sp. C. sensu De WEVER, 1979)
Japonocapsa spp.

Remarks: Several species from the Bajocian of the Bükk Mts. will be described in an other paper.
Striatojaponocapsa n. gen. is distinguished by the presence of uninterrupted longitudinal ribs on the whole wall.

Yaocapsa n. gen. has a short, tubus-like distal prolongation with big pores that is not separated by a row of very big pores from the distal segment. De WEVER (in De WEVER et al., 1979) figured typical *Japonocapsa* species as *Tricolocapsa* A, B, C from the sample XPF 3o that he placed in the Norian. As already mentioned above, this sample seems to represent a Bajocian sample with reworked Triassic radiolarians, because it contains typical Jurassic or even Bajocian species and genera together with Upper Triassic ones. Typical representatives of the trisegmented *Tricolocampe* HAECKEL 1882 emend. are quite unknown from the Triassic. Such typical representatives of this genus were figured as *Eucyrtidium* (?) sp. aff. (resp. cf.) *E. ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO by De WEVER, 1979 (pl. 6, figs. 1, 2). The genus *Hsuum* PESSAGNO, 1977, not present before the Lower Pliensbachian, is also present in this sample. The documentation of *Hsuum* sp. cf. *obispoensis* PESSAGNO, 1977 by De WEVER 1979 is very poor, but it seems to be a *Hsuum*. Williriedellidae DUMITRICĂ, 1970 were also reported by De WEVER, 1979 from the sample XPF 3o. He determined these species as *Cryptamphorella conora* (FOREMAN), *Dicolocapsa* sp. aff. *D. verbeeki* TIN SAN HOK and *Dicolocapsa* sp. Neither the species nor the genus determinations are correct, but at least "*Cryptamphorella conora*" (FOREMAN) is a typical representative of the Williriedellidae DUMITRICĂ that are unknown before the Toarcian.

Genus *Striatojaponocapsa* n. gen.

Derivatio nominis: According the presence of longitudinal ribs.

Type species: *Tricolocapsa plicarum* YAO, 1979

Diagnosis: Tricyrtid with large, short ellipsoidal to globular abdomen. Segments also outside separated each other. Cephalis poreless. Postcephalis segments with partly di-branching, continuous longitudinal ribs and one line of widely separated round pores between ribs. Some ribs reach into the cephalis, other ones are shorter. Appendix very short, separated from the distal segment by a ring of very large pores. Sutural pore not yet observed.

Occurrence: Bajocian of the Bükk Mts. and Japan.

Included species: *Tricolocapsa plicarum* YAO, 1979
Striatojaponocapsa n. sp.

Remarks: *Japonocapsa* n. gen. has no longitudinal ribs.

Unuma ICHIKAWA & YAO, 1976 has also longitudinal ribs, but the distal appendix has the form of a short tubus with big pores and it is not separated by a ring of very large pores from the distal segment. Moreover, *Unuma* is multi-cyrtid.

Genus *Yaocapsa* n. gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. A YAO, Osaka, Japan, the author of the type species.

Type species: *Cyrtocapsa mastoidea* YAO, 1979

Diagnosis: Tetracyrtid, pear-shaped; segments outside not or only indistinctly separated each other. Cephalis poreless or with very few small pores. Postcephalic segments with very few small pores. Postcephalic segments with widely scattered small pores. Sutural pore very distinct. Distal appendix with large pores, but not separated from the distal segment by a ring of very large pores. Very tiny apical horn may be present. The appendix may have also a distal spine.

Distribution: Bajocian of Bükk Mts. and Japan.

Included species: *Cyrtocapsa mastoidea* YAO, 1979

Yaocapsa macroporata n. sp.

Remarks: The appendix in *Japonocapsa* is separated from the distal segment by a ring of very big pores and has otherwise small pores like the postcephalic segments. *Unuma* ICHIKAWA & YAO, 1976 has the same type of appendix, but this genus is multicyrtd and has strong longitudinal ribs.

Yaocapsa n. gen. is a little transitional to the *Syringocapsinae*, FOREMAN 1973, above all to "*Syringocapsa*" (n. gen.) *agolarium* FOREMAN, 1973 that is otherwise not a typical representative of the *Syringocapsinae*. The wall structure and the presence of a sutural pore indicate that *Yaocapsa* n. gen. should be assigned to the *Japonocapsinae* n. subfam.

Yaocapsa macroporata n. sp.

(Pl. 7, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the large pores for the genus

Holotype: The same specimen on pl. 7, fig. 4; rep. - no.

J 10306

Locus typicus: Varga-tető (Bükk Mts.), coordinates: x =
- 556.080, y = - 594.200

Stratum typicum: Black radiolarites in dark shales of Bajocian age.

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Tetracyrtid, strictures between the chambers very shallow, but often well visible. Cephalis small, proximally poreless, distally with some pores. Thorax some-

what larger than cephalis, with small pores. Abdomen considerably wider, but not much higher than thorax. Post-abdominal segment very large, very much higher than abdomen. Both abdomen and postabdominal chambers with large pores. Distal appendix large, with very large pores. Sutureal pore very distinct consisting of closely spaced large pores.

Measurements: length of the unit: 125-135 μm , width of post-abdominal segment: 81-85 μm , length of appendix: 21-23 μm , pore diameter of postabdominal segment 2,8-3,7 μm , pore diameter of appendix: 7,4-9,2 μm .

Distribution: Bajocian of Bükk Mts.

Remarks: *Yaocapsa mastoidea* (YAO, 1979) has considerably smaller and wider spaced pores on the abdomen and post-abdominal segments. The strictures between the chambers are outside very indistinct.

Family Nakasekoellidae n. fam.

Diagnosis: Tricyrtid or tetracyrtid. Cephalis small to very small, rarely with small apical horn. Other segments considerably larger, either well separated by deep strictures or only collar stricture outside visible. Aperture wide to moderately wide.

Cephalis poreless, rarely with few pores. Other segments with round pores that are often covered by a thick poreless layer. The last or two last segments are often costate. These longitudinal ribs set off at the constrictions between the segments, but they may continue in form of short spines at the distal margin of the last segment.

Occurrence: Norian - uppermost Jurassic, ? Lower Cretaceous.

Included genera: *Nakasekoellus* n. gen.
Tricolocampe HAECKEL, 1882 emend.
Nishimuraella n. gen.

Remarks: The taxa assigned to this family were until now often placed in *Eucyrtidium* EHRENBERG, 1847. But the type species of *Eucyrtidium*, *Lithocampe acuminata* EHRENBERG, 1844 is a multicyrtid Nassellaria with latticed shell and apical horn. In this species the segments at first gradually increase in their diameter and distally the diameter of segments decreases again. *Eucyrtidium* EHRENBERG, 1847 is therefore sure not related to the Triassic and Jurassic Nakasekoellidae n. fam.

The Thecapsidae HAECKEL, 1882 emend. KOZUR (in press) are similar, but their aperture is always closed. Also the Spongocapsulidae PESSAGNO, 1977 have often a similar shape, but their wall is porous and spongy.

Genus *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend.

Type species: *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1855,
(=*Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO, 1974)

Emended diagnosis: Tricyrtid with fragile velum of different length. Cephalis small to very small, poreless, with or without apical horn. Thorax considerably larger, with round pores, often covered by a layer of microgranular silica. Abdomen, in turn, considerably larger than thorax, thick-walled. Pores mostly closed by a thick layer of microgranular silica. Abdomen often with prominent longitudinal ribs. Aperture large, round, open. Velum mostly present, but in many species only rarely preserved, because it is in general very fragile. This coarsely latticed velum is separated from the distal chamber mostly by a ring of very large pores. In general, the velum is short (with 1-2 rings of pores), but sometimes it is cylindrical and rather long.

Occurrence: ? Norian, Jurassic, ? Lower Cretaceous.

Included species: *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1885
Synonym: *Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO, 1974
Eucyrtidium (?) *unumaensis* YAO, 1979
? *Tricolocampe* ? n. sp. A (= *Theocorys* sp. A sensu NAKASEKO & NISHIMURA, 1979)
Tricolocampe sp. (numerous undescribed Jurassic species)

Remarks: *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1885 from the Late Jurassic was introduced for specimens in thin sections that have exactly the same form as thin sections of *Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO, 1974. Of course, the ribs on the abdomen are only rarely visible in such thin sections. No other radiolarians of this form and size are known from the Late Jurassic. Therefore *Eucyrtidium ptyctum* RIEDEL & SANFILIPPO, 1974 is here regarded as younger synonym of *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1885.

Tricolocampe ? n. sp. A. (= *Theocorys* sp. A sensu NAKASEKO & NISHIMURA, 1979), from the Norian of Japan has no velum. This species is also distinguished from all other true *Tricolocampe* species by its long abdomen. Most probably this species belongs to a new genus of Nakasekoellidae n. fam. and it seems to be not directly related to *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. that has evolved from *Nakasekoellus* n. gen. True *Tricolocampe* species are therefore unknown from the Triassic, but very common in the Middle and Upper Jurassic. As pointed out in the remarks to *Japonocapsa* n. gen., the only "Norian" sample with true *Tricolocampe* species (XPF 30 by De WEVER et al., 1979) seems to be a Jurassic sample with

predominantly Jurassic species and reworked Upper Triassic ones.

Nakasekoellus n. gen. has always 4 segments.

Nishimuraella n. gen. is distinguished by the absence of a stricture between thorax and abdomen, by the distally strongly decreasing diameter of the test and by the presence of a poreless ring at the blunt distal end.

Genus *Nakasekoellus* n. gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. K. NAKASEKO, Japan

Type species: *Stichophormis polita* HINDE, 1908

(= *Dictyomitra pessagnoii* NAKASEKO & NISHIMURA, 1979)

Diagnosis: Tetracyrtid. Cephalis very small, poreless. The postcephalic segments increase rather fast in diameter and gradually in their length. All segments abruptly separated each other by deep strictures. Aperture wide. Pores of the postcephalic segments mostly covered by a microgranular imperforate layer. Only in the postabdominal segment the large round pores may be uncovered. Cephalis smooth. Thorax faintly ribbed or smooth. Abdomen and postabdominal segments may be coarsely longitudinally ribbed. Costae interrupted at the stricture between the abdomen and the postabdominal segment. At the distal end of the postabdominal segment the costae are strongest and may overreach a little the distal margin to form very short spines.

Occurrence: Norian.

Included species: *Stichophormis polita* HINDE, 1908

Synonym: *Dictyomitra pessagnoii* NAKASEKO & NISHIMURA, 1979

Dictyomitra pygmaea HINDE, 1908

? Synonym: *Eucyrtidium* ? sp. A NAKASEKO & NISHIMURA, 1979

Remarks: *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. is tricyrtid and if costae are present, only one segment (the last one) is strongly ribbed. Because all Triassic *Nakasekoellidae* with deep strictures between the segments and abruptly set off distal segment are four-segmented and all Jurassic ones have only 3 segments, this difference seems to be important to separate *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. from *Nakasekoellus* n. gen. In well preserved material of *Tricolocampe clepsydra* RÜST, 1885 still a very short latticed velum is present that may be considered as the most proximal part of a rudimentary postabdominal chamber. So, *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. is sure the descendant of *Nakasekoellus* n. gen.

Genus *Nishimuraella* n. gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. A. NISHIMURA,
Osaka

Type species: *Stichocapsa nana* SHENG, 1976,
(=*Siphocampium*? sp. A sensu YAO, 1982)

Diagnosis: Tricyrtid, mostly very small Nassellaria. Cephalis small, poreless, rarely with some pores. Collar stricture mostly distinct, other strictures mostly not visible. The diameter of the test increases at first continuously until somewhat below the midlength and it decreases then toward the blunt distal end, where always a low poreless zone is present. Postcephalic segments with relatively large pores. Aperture somewhat constricted, moderately wide.

Occurrence: Upper Triassic.

Included Species: *Stichocapsa nana* SHENG, 1976
Synonym: *Siphocampium* (?) sp. A sensu YAO, 1982
? *Tricolocapsa arrecta* HINDE, 1908
? *Dictyomitra parva* SHENG, 1976
? *Dictyocephalis deformis* SHENG, 1976
? Synonym: *Squinabolella* (?) sp. A sensu YAO, 1982

Remarks: The best preserved material from this genus was figured by YAO, 1982 (pl. 2, fig. 15-17) as *Siphonocampium* (?) sp. A. Most of the other species assigned here to *Nishimuraella* n. gen. are either inadequately documented or their taxonomic position is unclear. Both in *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. and in *Nakasekoellus* n. gen. all segments are abruptly separated by deep strictures and the aperture is larger.

Family Unumidae n. fam.

Diagnosis: Spindle-shaped, multisegmented Nassellaria with inversely subconical last segment that has a very small aperture or ends in a conical appendix with large pores. Junction of segments not visible at the surface. Few, but strong plicae of different length are always present. They run continuously over the segments. Wall with small round pores arranged in longitudinal lines.

Occurrence: Norian-Bajocian

Included genera: *Unuma* ICHIKAWA & YAO, 1976
Protunuma ICHIKAWA & YAO, 1976

Remarks: The first Triassic Unumidae n. fam. were published by HINDE, 1908. *Sethamphora pyriformis* HINDE, 1908 is a *Protunuma* ICHIKAWA & YAO, 1976. *Sethamphora squinaboli* HINDE, 1908 may also belong to this genus, but perhaps it represents a new genus of the Unumidae n. fam. Also PESSAGNO et al., 1979 (pl. 4, fig. 8) figured a Norian *Protunuma* as unnamed Nassellaria. The Syringocapsinae FOREMAN, 1973 have never longitudinal ribs and only 3-4 segments. Moreover, they have always a more or less long narrow distal tubus. The Japonocapsinae n. subfam. above all the longitudinally striated genus *Striatojaponocapsa* n. gen. are similar, but have only 3-4 segments and a suture pore.

Superfamily Lychnocaniacea HAECKEL, 1882

Family Silicarmigeridae KOZUR & MOSTLER, 1980

Diagnosis: Dicyrtid, but postcephalic portion of the shell subdivided by transversal ridges in numerous "pseudo-segments". Cephalis moderately large, poreless, with stout apical horn. The large thorax has irregular pores between the transversal ridges. The thorax widens distally; but its distalmost part forms a short to moderately long velum with or without transversal ridges. This velum tapers distally and narrows or even closes the primary large aperture. Apical horn, cephalis and upper part of the thorax may be covered by a microgranular to finely spongy layer. Cephalic spicular system with A, V, L, D, l, Mb and arches AV, Al, Dl, Ll and LV. A short vertical horn is present. In prolongation of D and 2 L there are 3 long, mostly at least distally rounded, proximally three-bladed feet.

Occurrence: Anisian-Liassic.

Included genera: *Silicarmiger* DUMITRICA; KOZUR & MOSTLER, 1980
Jacus De WEVER, 1982
Spongossilicarmiger n. gen.

Remarks: Like in *Jacus* De WEVER, 1982 also in *Silicarmiger* DUMITRICA; KOZUR & MOSTLER, 1980 and *Spongossilicarmiger* n. gen. a velum is present that is separated from the feet, but this velum has the same structure as the thorax (with transversal rings) whereas in *Jacus* De WEVER, 1982 the transversal rings are indistinct or quite missing at the velum.

Jacus anatiformis De WEVER, 1982 has also on the thorax no ring structures and belongs to *Sanfilippoella* KOZUR & MOSTLER, 1979.

The Muellericyrtiidae KOZUR & MOSTLER, 1981 are near related, but have a thick solid wall with only 1-2 transversal ring structures. Moreover they are tricyrtid.

Genus *Silicarmiger* DUMITRICĂ; KOZUR & MOSTLER, 1980

Type species: *Silicarmiger costatus* DUMITRICĂ; KOZUR & MOSTLER, 1980

Diagnosis: Silicarmigeridae without microgranular to finely spongy cover on the apical horn, cephalis and proximal parts of the thorax. Velum small with transversal rings. Aperture large. Feet distally with round cross section.

Occurrence: Anisian - Cordevolian.

Included species: *Silicarmiger costatus costatus* DUMITRICĂ; KOZUR & MOSTLER, 1980
Silicarmiger costatus anisicus KOZUR & MOSTLER, 1981
Eonapora curvata KOZUR & MOSTLER, 1979
Silicarmiger sp. A sensu YAO; MATSUOKA & NAKATANI, 1982

Remarks: *Jacus* De WEVER, 1982 is very similar, but the velum has no or only very indistinct transversal rings. Aperture sometimes closed by the velum.
Spongossilicarmiger n. gen. has a microgranular to spongy cover on the apical horn, cephalis, and at least proximal parts of the thorax.
Eonapora curvata KOZUR & MOSTLER, 1979 has the typical ring structure of *Silicarmiger* DUMITRICĂ; KOZUR & MOSTLER, 1980. Also the cephalis has some rings. But this is, like the strongly curved apical horn, a specific feature.

Genus *Spongossilicarmiger* n. gen.

Type species: *Spongossilicarmiger italicus* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Silicarmigeridae with microgranular to finely spongy cover on the apical horn, cephalis and at least proximal parts of the thorax. Velum moderately large, aperture medium-sized. Feet at least distally with round cross section.

Occurrence: Upper Anisian and above all Lower Ladinian.

Included species: *Spongosilicarmiger italicus* n. gen. n. sp.
Spongosilicarmiger n. sp. A (= *Stichopterium*)
? sp. A sensu NAKASEKO & NISHIMURA, 1979)
Spongosilicarmiger n. sp. B (= *Stichopterium*)
? sp. B sensu NAKASEKO & NISHIMURA, 1979)

Remarks: Both *Silicarmiger* DUMITRICĂ; KOZUR & MOSTLER, 1980 and *Jacus* De WEVER, 1982 have no microgranular to spongy cover on the proximal parts of the test.
Nofrema DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980 has this cover, but this genus has only one or two transversal rings in a thick-walled thorax with irregularly scattered pores.

Spongosilicarmiger italicus n. gen. n. sp.

(Pl. 6, fig. 2; pl. 7, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Southern Alps, Italy

Holotype: The specimen on pl. 6, fig. 2, pl. 7, fig. 1; rep. - no. T 5822

Locus typicus: Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps, Italy)

Stratum typicum: Buchenstein Beds, Lower Ladinian

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: *Spongosilicarmiger* with moderately long, almost straight, in the middle part expanded apical horn that is covered by a porous spongy layer. Cephalis with rough nodose surface. Thorax including the rings covered by spongy to microgranular layer.

Description: Dicyrtid. Cephalis moderately large, poreless, with rough nodose surface. Apical horn moderately long, almost straight, only distal sometimes curved. Middle part of apical horn expanded, covered by spongy porous layer that quite obscure the primary three blades. Only in the upper part of apical horn the three blades may be still free. The topmost part of the apical horn is prolonged in a slender, round, straight or slightly curved spine that is mostly broken away. Proximal not expanded part of the apical horn rounded and mostly quite smooth. Only in the stratigraphically oldest sub-species covered by spongy layer.
Thorax large, subpyramidal, but its diameter decreases distally again in an open velum. The inner layer consists of numerous transversal rings and a coarse lattice between these rings. Both the rings and the inner lattice are covered by a spongy to microgranular layer. The rings are still visible, but sometimes only indistinctly recognizable.
Three feet in prolongation of D and 2 L slender, roundish,

proximally connected with the thorax by prolongations of the rings, distally free.

Cephalic spicular system with A, D, 2 l, V, 2 L, Mb.

Measurements: length of the unit: 350-370 μ m.

Occurrence: Lower Fassanian of Balaton Highland and Southern Alps.

Remarks: *Spongosilicarmiger* n. sp. (description by KOZUR & MOSTLER, in press) has a longer, curved apical horn that is not expanded in its middle part.

Superfamily Theopiliacea HAECKEL, 1882

Family Neosciidiocapsidae PESSAGNO, 1969

Diagnosis: Test large, dicyrtid, umbrella-shaped, helmet-shaped or biconvex-discoidal in longitudinal view, circular or somewhat elliptical transversally. Cephalis small, hemispherical to conical, imperforate or perforate. Apical horn often present. In prolongation of V with vertical horn or cephalopyle (tube or pore). Poorly developed to pronounced collar stricture. Thorax conical, rarely cylindrical in shape proximally; flaring to form a moderately to very broad skirt distally.

Thorax pore frame variable in size, polygonal, elliptical to circular, often arranged in concentric rows. In primitive taxa thorax wall double-layered. Outer layer with large pores and inner layer imperforate or with small pores. Radial bars, rarely also concentric rings may be present in the thorax. Thoracic mouth usually covered by a convex to planiform perforate to imperforate velum with or without accessory aperture. In primitive taxa the velum covers not only the thoracic mouth or its distal part, both the whole distal side of the skirt reaching until its outer margin. In these forms connecting bars between the distal parts of the skirt and velum are present inside the radial thoracic bars and large radial hollow tubes may be present origination from the thorax-velum junction in prolongation of the thoracic bars. Cephalis and proximal portion of the thorax frequently covered by secondary layer of epithelial deposits which tend to obscure primary meshwork.

Cephalic spicular system with A, V, L, D, 1, Mb, Ax.

Occurrence: Rhaetian-Cretaceous.

Remarks: In spite of its specialized test shape this family represents a rather conservative stock. From the Rhaetian to Upper Cretaceous the general test shape has not much changed and the spicular system is still primitive in Upper Cretaceous representatives in having well developed l.

Subfamily Citriduminae n. subfam.

Diagnosis: Neosciadiocapsidae with very large convex velum reaching until the margin of the huge thoracic skirt. By this the shell seems to be biconvex. Radial bars in the thorax always present. Distally there are connecting bars between the radial thoracic bars and the velum. Vertical spine always present. No cephalopyle. Outer layer of wall with large pore frame. Inner layer imperforate to finely porous

Occurrence: Rhaetian-Lower Pliensbachian.

Included genera: *Citriduma* De WEVER, 1982

Praecitriduma n. gen.

Remarks: In all genera of the Neosciadiocapsinae PESSAGNO, 1969 the velum closes or narrows only the thoracic mouth but never reaches to the margin of the thoracic skirt. The radial thoracic bars, very rarely present in the Neosciadiocapsinae, are not connected distally by crossing bars with the velum. The shell in the Neosciadiocapsinae has never an outer coarsely latticed layer closed by an inner imperforate to finely porous layer. Instead of the vertical horn mostly a cephalopyle is present in the Neosciadiocapsinae.

Genus *Praecitriduma* n. gen.

Derivatio nominis: Forerunner of *Citriduma* De WEVER, 1982

Type species: *Praecitriduma mostleri* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Test biconvex-discoidal. Cephalis small, poreless, with tiny apical horn and vertical spine. Thorax low, broadly conical with very large thoracic skirt. Pores of the conical part of thorax irregularly arranged, radial bars here not or only indistinctly visible. Pores at the skirt clearly concentrically arranged. The 15-19 (mostly 17) radial ridges are well pronounced on the skirt. The velum reaches until the margin of the skirt. It is convex with a rounded elevation in its centre. By this the test is biconvex in lateral view. Thoracic wall double-layered. Outer layer with large pore frame. Inner layer mostly imperforate.

Occurrence: Rhaetian.

Included species: *Praecitriduma mostleri* n. gen. n. sp.

Remarks: *Citriduma* De WEVER, 1982 is distinguished by the presence of large tubes in prolongation of the radial thoracic bars.

Praecitriduma mostleri n. gen. n. sp.

(Pl. 4, fig. 6; pl. 6, fig. 3)

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck.

Holotype: The specimen at pl. 4, fig. 6; pl. 6, fig. 3; rep. - no. T 5823

Locus typicus: Zlambachgraben, Austria

Stratum typicum: Sample Zl 6/1, Rhaetian Zlambach Beds

Material: 3 specimens

Diagnosis, occurrence and remarks: As for the genus.

Measurements: Maximum diameter of test: 195-216 μ m.

Family Deflandrecyrtiidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Subfamily Deflandrecyrtiinae KOZUR & MOSTLER, 1979

Genus *Goestlingella* KOZUR & MOSTLER, 1979

Type species: *Goestlingella cordevolica* KOZUR & MOSTLER, 1979

Goestlingella illyrica n. sp.

(Pl. 4, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Illyrian.

Holotype: The specimen on pl. 4, fig. 1; rep.-no. T 5824

Locus typicus: Felsőörs, Balaton Highland, Hungary

Stratum typicum: Sample FÖ 87, *Paraceratites trinodosus* zone, Illyrian.

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Beginning tricyrtid. Cephalis moderately large with stout apical horn and big ventral spine. Cross section of apical horn round. Cephalis almost poreless, only near the collar stricture 2 small pores may be present in prolongation of both L. Collar stricture broad. Thorax large, globular. Abdomen short, flaring to a moderately large skirt with smooth distal margin. Thorax and abdomen with large pores.

Cephalic spicular system with A, 2 L, V 2 L, Mb. Dorsal spine reduced to a node or quite missing.

Measurements: Length of the unit: 170-183 μm , diameter of aperture: 108-115 μm .

Occurrence: Illyrian of Balaton Highland.

Remarks: Most primitive species of *Goestlingella* KOZUR & MOSTLER, 1979. But like the Ladinian and Cordevolian species D is reduced to a node or quite missing.

Superfamily Triospyridacea HAECKEL, 1882

Family Dipospyrididae HAECKEL, 1882

Subfamily Triassobipedidinae n. subfam.

Diagnosis: Monocyrtid small Nassellaria with three big spines in prolongation of A and 2 L. Cephalis large, subellipsoidal to subcylindrical, poreless or with some large pores near the basis of the two feet.

Spicular system with massive A, V, L, D, 1, Mb and arches AV, ? AL, Al, Ll, ? AD, VL, Dl.

Occurrence: Middle Triassic.

Included genus: *Triassobipedis* n. gen.

Remarks: See at the family.

Genus *Triassobipedis* n. gen.

Derivatio nominis: According to the 2 feet and the occurrence in the Triassic

Type species: *Triassobipedis balatonica* n. gen. n. sp.

Diagnosis and occurrence: See at the subfamily.

Included species: *Triassobipedis balatonica* n. gen. n. sp.

Remarks: *Dipodospyris* HAECKEL, 1882 is very similar, but it has a latticed shell and a distinct sagittal ring. *Bipedis* De WEVER, 1982 is according to De WEVER, 1982 dicyrtid and in the spicular system D is absent. But it seems to be rather monocyrtid. Than it could belong to the Triassobipedidinae n. subfam. It is distinguished from *Triassobipedis* n. gen. by the presence of a cephalopyle and by the absence of D in the spicular system.

Triassobipedis balatonica n. gen. n. sp.

(Pl. 4, fig. 4)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Balaton Highland (locality Felsőörs)

Holotype: The specimen on pl. 4, fig. 4; rep.-no. T 5825

Locus typicus: Felsőörs, Balaton Highland

Stratum typicum: Bed 87, *Paraceratites trinodosus* zone (Illyrian)

Material: 7 specimens

Diagnosis, occurrence and remarks: As for the genus and subfamily.

Measurements: Length of the unit: 136-145 μm , largest diameter of aperture: 33,8-34 μm , smallest diameter of aperture: 23,0-23,6 μm .

Family Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963

Diagnosis: Monocyrtid, sometimes also with velum-like pseudothorax (dicyrtid). Cephalis large, globular, hemispherical, rarely subpyramidal. It may be perforate or imperforate. Sometimes strongly costate. Aperture moderately large to large.

Spicular system massive and large, with A, V, L, D, 1, Mb and the arches AV, Al, LV, Ll, D1. The arches are sometimes well visible at the surface in form of ribs or more rarely sagittal strictures. In thick-walled taxa the arches are neither at the outer nor at the inner surfaces well visible. In prolongation of A and 2 L are always three stout feet present. Vertical horn often occurs. Also in prolongation of 2 1 stout to small spines may be present.

Occurrence: Silurian - Cretaceous.

Remarks: This family has continuously derived from Ordovician pylomate Entactinaria KOZUR & MOSTLER, 1982. In the transition field all genera with a moderately large to large aperture and with beginning bipolarity in the arrangement of the spines (with three strong ones around the aperture) are placed to the Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963.

Subfamily Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963

Diagnosis: Cephalis large, spherical to subspherical, imperforate or with pores. Aperture moderately large to large. Three large spines in prolongation of D and 2 L and often some smaller spines are situated around the aperture. On the opposite side a strong spine in prolongation of A is present. Spines in prolongation of V and 2 l always stout, sometimes as long as spines in prolongation of A, D and 2 L. Arches AV and AL missing or indistinct. At least arch D1 present.

Occurrence: Silurian - Middle Triassic.

Included genera: *Pylentonema* DEFLANDRE, 1963: Silurian-Lower Carboniferous
Cyrtisphaeractenium DEFLANDRE, 1972: Viséan
Cyrtisphaeronemium DEFLANDRE, 1972: Viséan
Pararchocyrtium DEFLANDRE, 1972: Viséan
Neopylentonema n. gen.: Pelsonian - Fassanian

Remarks: De WEVER, 1981 did not discuss the differences between the subfamilies Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963 and Poulpinae De WEVER, 1981. The only phylomorphogenetical trend in the Paleozoic to Triassic Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963 that can be used for the separation of these two subfamilies is the reduction of the spines in prolongation of V and 2 l. Spines in prolongation of V and 2 l are absent or rudimentary in the Poulpinae De WEVER 1981, but always strong in the Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963.

The last representatives of true Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963, were found in the Middle Triassic of Hungary and the Southern Alps (*Neopylentonema* n. gen. In this genus all spines with exception of V have the same length and sculpture. But also the spine in prolongation of V is very large.

Eonapora KOZUR & MOSTLER, 1979 is a transitional genus between the Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963 and the Poulpinae De WEVER, 1981. Spines in prolongation of V and 2 l are still present in this genus, but they are always considerably smaller than those in prolongation of A, D and 2 L.

Genus *Neopylentonema* n. gen.

Derivatio nominis: Because of the stratigraphic position

Type species: *Neopylentonema mesotriassica* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Cephalis very large, with only a few pores near the basis of the spines or along the arches that are on the surface visible as strong ribs.

Spicular system with A, V, L, D, l, Mb and arches AV, AD,

Al, Vl, LL, Ll, DL, Dl. All spines continue on the surface in very big four-bladed spines. With exception of V they have all about the same length and subterminal verticils with spines that originate in the ends of the four blades. Spine in prolongation of V without verticil, but only a little smaller than the other ones.

Occurrence: Middle Triassic.

Included species: *Neopylentonema mesotriassica* n. gen. n. sp.

Remarks: Distinguished from all other Pylentoneminae DEFLANDRE, 1963 by the presence of verticils in all spines with exception of V and by the strong arches, visible at the surface in form of ridges.

Some of the Poulpinae De WEVER, 1981 have also strong arches, visible on the surface of the cephalis in form of ribs. But no genus of the Poulpinae De WEVER, 1979 has so strong spines in prolongation of V and 2 l. Most similar is *Eonapora* KOZUR & MOSTLER, 1979 that is the only genus of Poulpinae De WEVER with spines in prolongation of V and 2 l. But these spines are by far smaller than in *Neopylentonema* and have no verticils.

Neopylentonema mesotriassica n. gen. n. sp.

(Pl. 4, fig. 5; pl. 5, fig. 1; pl. 6, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Middle Triassic.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 1; pl. 6, fig. 1; rep.-no. T 5826

Locus typicus: Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps)

Stratum typicum: Sample MD 1, Fassanian

Material: 9 specimens

Diagnosis, occurrence and remarks: As for the genus.

Measurements: Length of cephalis (without spines): 95-107 μm , width of cephalis: 96-107 μm ; diameter of aperture: 64-68 μm , length of spines: 55-62,5 μm .

Superfamily Parvicingulacea PESSAGNO, 1977

Family Canoptidae PESSAGNO, 1979

Genus *Whalenella* n. gen.

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. P. A. WHALEN, Dallas

Type species: *Dictyomitra arrecta* HINDE, 1908 (= *Triassocampe* ? sp. E by YAO, 1982)

Diagnosis: Multicyrtid, elongated conical. Cephalis small, poreless. Thorax also poreless or with very few pores. Other segments with an inner layer with large pore frames that is partly covered by a layer of microgranular silica. Only one ring of pores in the constrictions is uncovered. Until the first postabdominal segment even this pore ring may be covered. The microgranular layer of the abdomen and postabdominal segments is costate. Costae discontinuous, not crossing strictures between the chambers. Aperture large.

Occurrence: ? Ladinian, Norian.

Included species: *Dictyomitra arrecta* HINDE, 1908

Synonym: *Triassocampe* ? sp. E by YAO, 1982

Whalenella n. sp. A (= *Pseudodictyomitra* - like *Nassellaria* sensu PESSAGNO et al., 1979)

Whalenella ? n. sp. B

Remarks: *Canoptum* PESSAGNO, 1979 and *Japonocampe* KOZUR, 1983 have no costae on the microgranular layer.

Pseudodictyomitra PESSAGNO, 1977 is superficially very similar, but has always two rows of pores in the strictures between the costate chambers. There is no direct link between *Whalenella* KOZUR, 1983 and *Pseudodictyomitra* PESSAGNO, 1977.

Genus *Japonocampe* n. gen.

Derivatio nominis: According to the occurrence in Japan.

Type species: *Triassocampe nova* YAO, 1982

Diagnosis: Multicyrtid, conical. Cephalis small, poreless.

Thorax a little larger, also poreless. Abdomen and postabdominal segments partially covered by a layer of microgranular silica. Only one ring of moderately large pores is uncovered situated just below the interferential rings in the constriction.

Occurrence: Upper Carnian-Norian.

Included species: *Triassocampe nova* YAO, 1982

Remarks: In *Canoptum* PESSAGNO, 1979 the whole surface is covered by microgranular silica, in which very small secondary pores may be present.

Triassocampe DUMITRICA; KOZUR & MOSTLER, 1980 has no cover of microgranular silica. The constrictions are poreless.

Japonocampe n. gen. seems to be a transitional genus between the *Triassocampidae* KOZUR & MOSTLER, 1981 (without microgranular cover, constrictions poreless) and the *Canoptidae* PESSAGNO, 1979 (with microgranular cover throughout the whole test, constrictions of the primary layer with pores).

Family Triassocampidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Genus *Ladinocampe* n. gen.

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Ladinian

Type species: *Ladinocampe multiperforata* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Multicyrtid, elongated conical to subcylindrical. Cephalis small, poreless, with stout bladed apical horn. Thorax with numerous small irregularly scattered pores. Following 7-11 segments always separated by deep poreless strictures. Abdomen and first two postabdominal segments either hoop-like with numerous small pores or ring and one or more pore rings below the solid ring. segments inversely conical, with strong proximal solid ring and one more pore rings below the solid ring. In the collar stricture begins a long spine that runs along the outer side of the test until the second or third postabdominal segment. 3-4 short pyramidal thorns originate on the thorax or in the collar stricture. Spicular system with Mb, A, D, 1, V, L.

Occurrence: Lower Ladinian.

Included species: *Ladinocampe multiperforata* n. gen. n. sp.
Ladinocampe n. sp. (KOZUR & MOSTLER, in press)

Remarks: Most similar to *Yeharaia* NAKASEKO & NISHIMURA, 1979. But this genus has in general an expended thorax with large pores. With exception of the apical horn no thorns or even such long spine like in *Ladinocampe* are present in *Yeharaia* and the solid rings begin always with the abdomen in this genus.

Ladinocampe multiperforata n. gen. n. sp.

(Pl. 5, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the numerous pores in each segment.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 2; rep.-no. T 5828

Locus typicus: Road cut San Ulderico-Pallé, Tretto (Vicentian Alps, Italy)

Stratum typicum: Lower Ladinian Buchenstein Beds, sample TT 7

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Elongated subconical to subcylindrical *Ladinocampe* with hoop-like abdomen, first and second postabdominal segments. These segments bear like the thorax numerous small pores. Only in the second postabdominal segment there is proximal an indistinct solid ring and immedia-

tely below a pore ring. All other pores irregularly scattered. The third and further postabdominal segments are inversely conical with strong proximal solid ring and a ring of moderately large pores below it. Below this pore ring further, but small and irregularly scattered pores are present.

Measurements: Length of the unit: 325-340 μm , maximum width of the unit: 115-119 μm .

Occurrence: Buchenstein Beds of Southern Alps. Middle part of Lower Ladinian.

Remarks: *Ladinocampe* n. sp. KOZUR & MOSTLER (in press) have ring-like abdomen and postabdominal segments with one central pore ring in the abdomen, first and second post-abdominal ring.

Genus *Spinotriassocampe* n. gen.

Derivatio nominis: According to the large apical and lateral spines at the cephalis and the similarity to *Triassocampe* DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980

Type species: *Spinotriassocampe hungarica* n. gen. n. sp.

Diagnosis: Multicyrtid, very elongated subconical to subcylindrical. Cephalis with small to stout apical horn and two very long, wing-like lateral spines in prolongation of 2 L. Thorax, abdomen and postabdominal segments mostly hoop-like to subspherical with 1-2 pore rings or irregularly distributed pores. Sometimes the post-thoracic test consists of circumferential ridges with one pore ring. Constrictions always deep and poreless. Spicular system with Mb, A, D, 1, V, L.

Occurrence: World-wide in the Middle Triassic.

Included species: *Spinotriassocampe hungarica* n. gen. n. sp.
Spinotriassocampe spp. (still undescribed)

Remarks: By the large wing-like lateral spines of the cephalic easily to distinguish from all other *Triassocampidae* KOZUR & MOSTLER, 1981

Spinotriassocampe hungarica n. gen. n. sp.

(Pl. 4, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the frequent occurrence in Hungary

Holotype: The specimen on pl. 4, fig. 2; rep.-no. T 5827

Locus typicus: Felsőörs, Balaton Highland

Stratum typicum: Bed 87, Paraceratites trinodosus zone
(Illyrian)

Material: 53 specimens.

Diagnosis: Multicyrtid, elongated subconical. Cephalis small to moderately large, poreless, with strong round apical horn and two similarly large, round straight lateral spines. Thorax subglobular, with few very small pores. Abdomen and postabdominal segments subglobular to hoop-like, with scattered pores that are not arranged in rings. Constrictions deep and broad, poreless.

Measurements: Length of the unit: 236-246 μ m, maximum width of the unit: 83-87 μ m, length of lateral spines: 61-64 μ m

Remarks: There are still several undescribed *Spinotriassocampe* species, mostly of Ladinian age, *Spinotriassocampe* n. sp. A (= *Stichopilium* sp. A sensu NAKASEKO & NISHIMURA, 1979) has similar spines, but is more slender and the smaller segments have one or two pore rings. Also *Spinotriassocampe* n. sp. B (= *Triassocampe?* sp. F sensu YAO, 1982) is more slender and the smaller segments have only one pore ring. Moreover, the apical spine is small in this species and the large lateral spines are downward-curved.

Remarks to the stratigraphic value of the new radiolarian taxa

The *Praewilliriedellum*, *Praezhamoidellum*, *Japonocapsa*, *Striatojaponocapsa* and *Yaocapsa* species of Csipkés-tető are accompanied by species of *Unuma*, *Parvicingula*, *Hsuum* and *Lupherium*, e. g. *Hsuum mirabundum* PESSAGNO & WHALEN, 1982, *Lupherium ophicerense* PESSAGNO & WHALEN, 1982. The two latter species are guide forms for the lower *Otoites sauzei* zone (lower part of Middle Bajocian) of Oregon. Rich assemblages of the above mentioned genera are also known from the Bajocian of Japan. The same radiolarian fauna is present in the manganese shales of the Telekesvölgy Formation of Rudabánya Mts.

The paleontological evidence for Jurassic strata - the first in the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. and in whole northern Hungary - is very important for the stratigraphical and tectonic interpretations of these areas. In the Bükk Mts. the whole South Bükk Shales as well as similar shales in the western Bükk Mts. with pillow lavas belong to the Jurassic. In many localities Bajocian radiolarians were found. Middle Jurassic radiolarians are also present in a tectonic window in the NE Bükk (Kisfennsík) surrounded and tectonically overlain by Triassic and Paleozoic beds. Therefore the whole Paleozoic - Triassic sequence of the northern, central, southeast and isolated parts of the southern Bükk Mts. are part of a nappe structure (see also KOZUR, in press, BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, in preparation).

The many new radiolarian species of the Bükk Jurassic will be described in a separate paper (this journal, in press).

Tricolocampe HAECKEL, 1882 emend.; well recognizable even in thin sections, is a frequent and good indicator for Jurassic age. The Triassic occurrence reported by DE WEVER, 1979, from the sample XPF 30 seems to be a stratigraphic misinterpretation of a Jurassic sample with reworked Norian radiolarians.

Very important guide forms belong to the Lower Ladinian genus *Spongosilicarmiger*. Most of these species will be described by KOZUR & MOSTLER (this journal, in preparation).

Nakasékoellus n. gen. includes world-wide distributed Norian guide forms. Also this genus, like *Tricolocampe* HAECKEL, 1882 emend. is well recognizable in thin sections, often even in specific level.

Goestlingella illyrica n. sp. is the oldest so far known species of *Goestlingella* KOZUR & MOSTLER, 1979. This genus includes several important and easily recognizable guide forms for the Illyrian to Cordevolian times. The Cordevolian species were described by KOZUR & MOSTLER, 1979, 1981. The Ladinian species will be described by KOZUR & MOSTLER (this journal, in preparation).

Spinotriassocampe n. gen. yields important guide forms for the Anisian and Ladinian, whereas *Japonocampe* n. gen. is a stratigraphically important Upper Triassic genus.

All other described genera and species are rather rare taxa, but partly highly interesting regarding their phylomorphogenetic relationships.

REFERENCES

- DEFLANDRE, G.: *Pylentonema*, nouveau genre de Radiolaire du Viséan: Sphaerellaire ou Nassellaire? - C. R. Séanc. Acad. Sci., D. 257, S. 3981-3984, Paris 1963.
- DEFLANDRE, G.: Le système trabeculaire interne chez les Pylentonémidés et les Popofskyellidés, Radiolaires du Paléozoïque. - Phylogénèse des Nassellaires. - C. R. Séanc. Acad. Sci., D. 274, 3535-3540, Paris 1972.
- DEFLANDRE, G.: Sur quelques nouvelles espèces d'*Archocyrtium*, Radiolaires Pylentonemidae du Viséan de Carbrières. - C. R. Acad. Sci., D 277, 149-152, Paris 1973.
- DE WEVER, P.; SANFILIPPO, A et al.: Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey. - *Micropaleontology*, 25(1), 75-110, Paris 1979.
- DUMITRICĂ, P.: Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. - *Rev. Roum. géol. géophys., géogr., sér. géol.*, 14(1), 45-124, Bucaresti 1970.
- DUMITRICĂ, P.; KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10(1), 1-46, Innsbruck 1980.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea HAECKEL 1862 emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nasellaria. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9(1/2), 1-132, Innsbruck 1979.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Eine neue Radiolariengattung aus dem höheren Cordevol (Unterkarn) von Göstling (Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9(4), 179-181, Innsbruck 1979.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea, HAECKEL, 1882 emend. PETRUSEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd.*, 1-208, Innsbruck 1981.
- HAECKEL, E.: Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. - *Jena Zeitschr. Naturwiss.*, 15(n.F.8), 418-472, Jena 1882.
- ICHIKAWA, K. & YAO, A.: TWO new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. - In: TAKAYANAGI, Y. & SAITO, T.: *Progress in micropaleontology*, 110-117, New York 1976.
- PESSAGNO, E. A.; FINCH, W. & ABBOTT, P. L.: Upper Triassic Radiolaria from the San Hipólito Formation, Baja California. - *Micropaleontology*, 25(2), 160-197, New York 1979.

- PESSAGNO, E. A. & WHALEN, P. A.: Lower and Middle Jurassic Radeolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east - central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C.. - *Micropaleontology* 28(2), 111-169, New York 1982.
- NAKASEKO, K. (ed): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, JRS 81 Osaka. - *News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vpl.*, 5, 485 pp., Osaka 1982.
- NAKASEKO, K. & NISHIMURA, A.: Upper Triassic Radiolaria from southwest Japan. - *Sci. Rep., Col. Educ. Osaka Univ.*, 28(2), 61-109, Osaka 1979.
- YAO, A.: Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. - *Journ. Geosci., Osaka City Univ.*, 25(4), 53-70, Osaka 1982.

EXPLANATION OF PLATES

Plate 1

- Figs. 1-3: *Praewilliriedellum spinosum* n. sp., road cut W of Csipkés-tető (southern Bükk Mts.), coordinates: x = - 557.670, y = 607.380. Dark cherts of Middle Bajocian age, Fig. 1: holotype, rep. no. J 10303. a) lateral view, x 480; b) upper view, x 600. Fig. 2: lateral view, x 600, rep. no. J 10307. Fig. 3: sutural pore of an other specimen, x 1600, rep. - no. J 10308.
- Fig. 4: *Japonocampe nova* (YAO, 1982), holotype, locality 16 according to YAO, 1982, Inuyama area (Japan), Upper Norian *bidentata* conodont zone, rep. - no. OCU MR 2466, x 142. From YAO, 1982.
- Fig. 5: *Whalenella* n. sp. A (= *Pseudodictyomitra* - like *Nassellaria* sensu PESSAGNO et al., 1979), locality V 5A3 sensu PESSAGNO et al., 1979, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur (México), Chert Member of San Hipólito Formation, Norian, x 125. From Pessagno et al., 1979.

Plate 2

- Fig. 1: *Praewilliriedellum céphalospinosum* n. gen. n. sp., holotype, road cut of Csipkés-tető (southern Bükk Mts.), coordinates: x = - 557-670, y = - 607.380. Dark Cherts of Middle Bajocian age, rep.-no. J. 10302 a) oblique upper view, x 540, b) lateral view, x 400, c) oblique lower view, x 540.
- Fig. 2: *Natraglia unica* PESSAGNO, 1979, holotype, locality V 4FB according PESSAGNO et al., 1979, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur (México), Chert Member of San Hipólito Formation, Norian, x 360. From PESSAGNO et al., 1979.
- Fig. 3: *Whalenella arrecta* (HINDE, 1908), locality 16 according to YAO, 1982, Inuyama area (Japan), Upper Norian *M. bidentatus* conodont zone, rep. - no. S 16-1-19/4, 161-8b. x 142 (from YAO, 1982 = *Triassocampe* ? sp. E YAO, 1982).
- Fig. 4, 5: *Nishimuraella nana* (SHENG, 1976), locality 16 according to YAO, 1982, Inuyama area (Japan), Upper Norian *M. bidentatus* conodont zone, rep. - nos. fig. 4: S 16-1-7/9, 159-10a, fig. 5: S 16-1-9/1. x 142 (from YAO, 1982 = *Siphonocampium* ? sp. A. YAO, 1982).
- Fig. 6: *Nakasekoellus pygmaeus* (HINDE, 1908), locality MN 2301 according to NAKASEKO & NISHIMURA, 1979, Mino belt (central Japan), Upper Carnian, rep. - no. MT MN 2301-5. x 340 (from NAKASEKO & NISHIMURA, 1979 = *Eucyrtidium* ? sp. A).

Plate 3

- Fig. 1: *Praezhamoidellum buekkense* n. sp., holotype, road cut W of Csipkés-tető (southern Bükk Mts.), Coordinates: x = - 557.670, y = - 607.380. Dark cherts of Middle Bajocian age, rep. - no. J 10305. a) lateral view, x 940, b) upper view, x 1000
- Fig. 2: *Whalenella* ? n. sp. B, Felsőörs (Balaton Highland, Hungary), uppermost part of Buchenstein Beds, sample FÖ 110. x 260, rep. - no. T 5829.
- Fig. 3: *Praezhamoidellum yaoi* n. gen. n. sp., holotype, road cut W of Csipkés-tető, coordinates: x = - 557.670, y = - 607.380. Dark cherts of Middle Bajocian age; rep.- no. J 10304. x 860. a) lateral view, b) oblique lateral view, small aperture visible.
- Fig. 4: *Nakasekoellus polita* (HINDE, 1908), locality MN 2301 after NAKASEKO & NISHIMURA, 1979, Mino belt (central Japan), Upper Carnian, rep. - no. MT MN 2301-3. x 340 (from NAKASEKO & NISHIMURA, 1979 = *Dictyomitra pessagnoii* NAKASEKO & NISHIMURA, 1979).

Plate 4

- Fig. 1: *Goestlingella illyrica* n. sp., holotype, Felsőörs (Balaton Highland, Hungary), grey limestones of *Paraceratites trinodosus* zone, sample FÖ 87, Illyrian, rep. - no. T 5824. x 400.
- Fig. 2: *Spinotriassocampe hungarica* n. sp., holotype, Felsőörs (Balaton Highland, Hungary), grey limestones of *Paraceratites trinodosus* zone, sample FÖ 87, Illyrian, re. - no. T 5827. x 320.
- Fig. 3: *Silicarmiger curvatus* (KOZUR & MOSTLER, 1979), emend., oberes Cordevol, sample FS 8 (see MOSTLER & SCHEURING, 1974), Großreifling (Austria), rep. - no. T 5830. x 260.
- Fig. 4: *Triassobipedis balatonica* n. sp., holotype, Felsőörs (Balaton Highland, Hungary), grey limestones of *Paraceratites trinodosus* zone, sample FÖ 87, Illyrian, rep. - no. T 5825. a) lower view, x 600, b) lateral view, x 540.
- Fig.: *Neoplylentonema mesotriassica* n. gen. n. sp., oblique lower view, Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps, Italy), sample MD 22, Buchenstein Beds, Lower Ladinian, rep. - no. T 5831. x 320.
- Fig. 6: *Praecitriduma mostleri* n. gen. n. sp., holotype, upper view, Zlambachgraben (Austria), Rhaetian part of Zlambach marls, sample Zl 6/1, rep.-no. T 5823. x 200.

Plate 5

- Fig. 1: *Neopylentonema mesotriassica* n. gen. n. sp., holotype, Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps), Buchenstein Beds, sample MD 1, Lower Ladinian, rep.-no. T 5826. a) lower view, x 360, b) lateral view, x 400, c) spicular system, x 1000.
- Fig. 2: *Ladinocampe multiperforata* n. sp., holotype, road cut San Ulderico-Pallé, Tretto (Vicentinian Alps, Italy), Buchenstein Beds, Lower Ladinian, sample TT 7, rep. - no. T 5828. x 220.

Plate 6

- Fig. 1: *Neopylentonema mesotriassica* n. gen. n. sp., holotype, oblique lateral view (other views see pl. 5, figs. 1a-c), Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps, Italy), Buchenstein Beds, sample MD 1, Lower Ladinian, rep. - no. T 5826. x 400.
- Fig. 2: *Spongosilicarmiger italicus* n. gen. n. sp., holotype, Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps, Italy), Buchenstein Beds, sample MD 1, Lower Ladinian, rep. - no. T 5822. x 200.
- Fig. 3: *Praecitriduma mostleri* n. gen. n. sp., holotype (see also pl. 4, fig. 6), Zlambachgraben (Austria) Rhaetian part of Zlambach Marls, sample Zl 6/1, rep. - no. T 5823, a) oblique upper view, x 300, b) oblique lateral view, x 600.

Plate 7

- Fig. 1: *Spongosilicarmiger italicus* n. gen. n. sp., holotype (see also pl. 6, fig. 2), Passo della Gabiola, Recoaro (Vicentinian Alps, Italy), Buchenstein Beds, sample MD 1, Lower Ladinian, rep. - no. T 5822. x 400. a) distal part, b) proximal part, apical spine (covered by spongy to microgranular layer) expanded in its middle part, apical part still bladed.
- Fig. 2: *Japonocapsa fusiformis* (YAO, 1979), Varga-tető (western Bükk Mts.) coordinates: x = - 556.080, y = - 594.200, dark cherts within black shales of Bajocian age, rep. - no. J 10309. x 400.
- Fig. 3: *Striatojaponocapsa plicarium* (YAO, 1979), Varga-tető (western Bükk Mts.), coordinates: x = - 556.080, y = - 594.200; dark cherts within black shales of Bajocian age, rep. - no. J. 10310. x 480.
- Fig. 4: *Yaocapsa macroporata* n. sp., holotype, Varga-tető (western Bükk Mts.), coordinates: x = - 556.080, y = - 594.200; dark cherts within black shales of Bajocian age, rep. - no. J 10306. x 540.

Plate 1

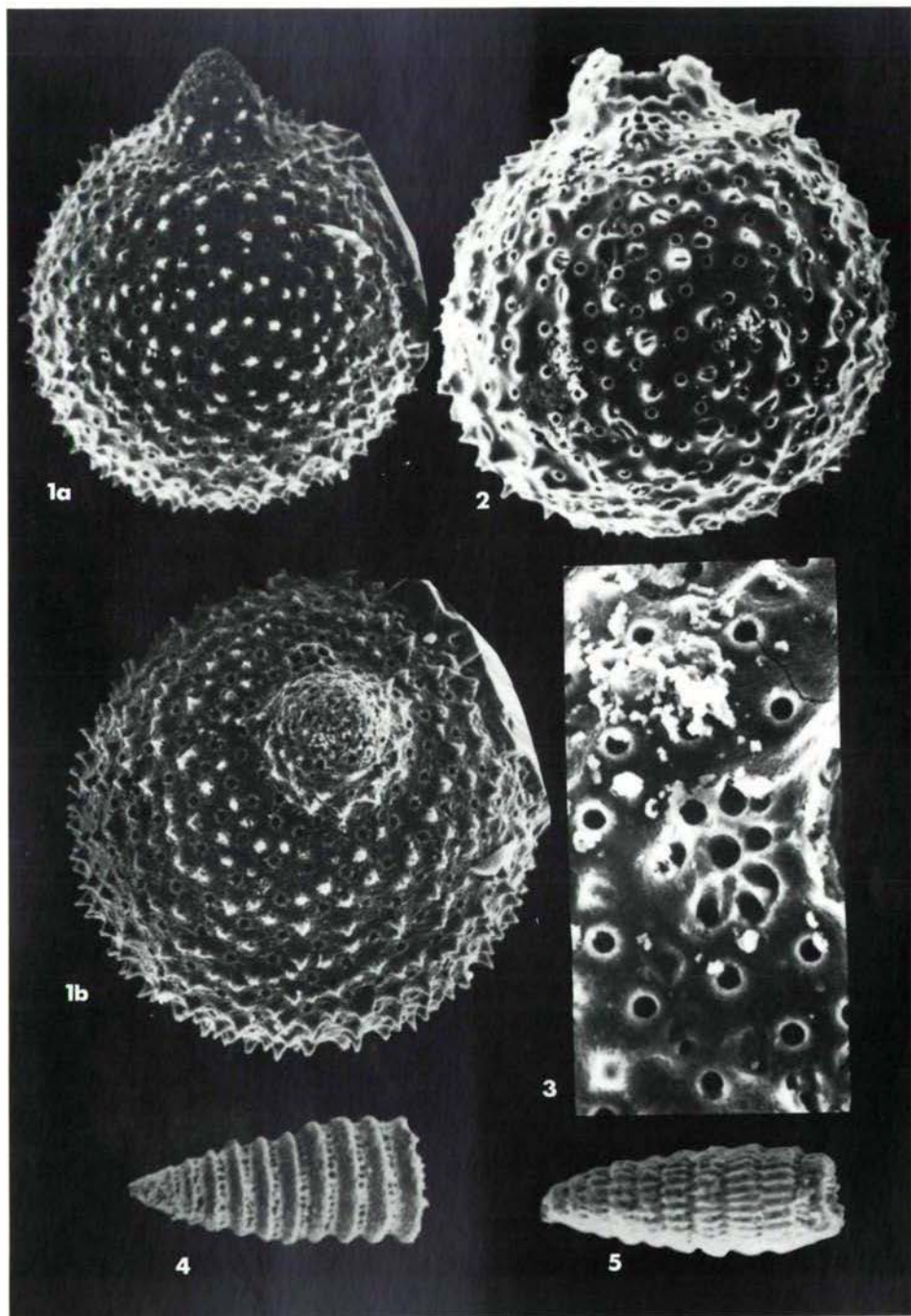
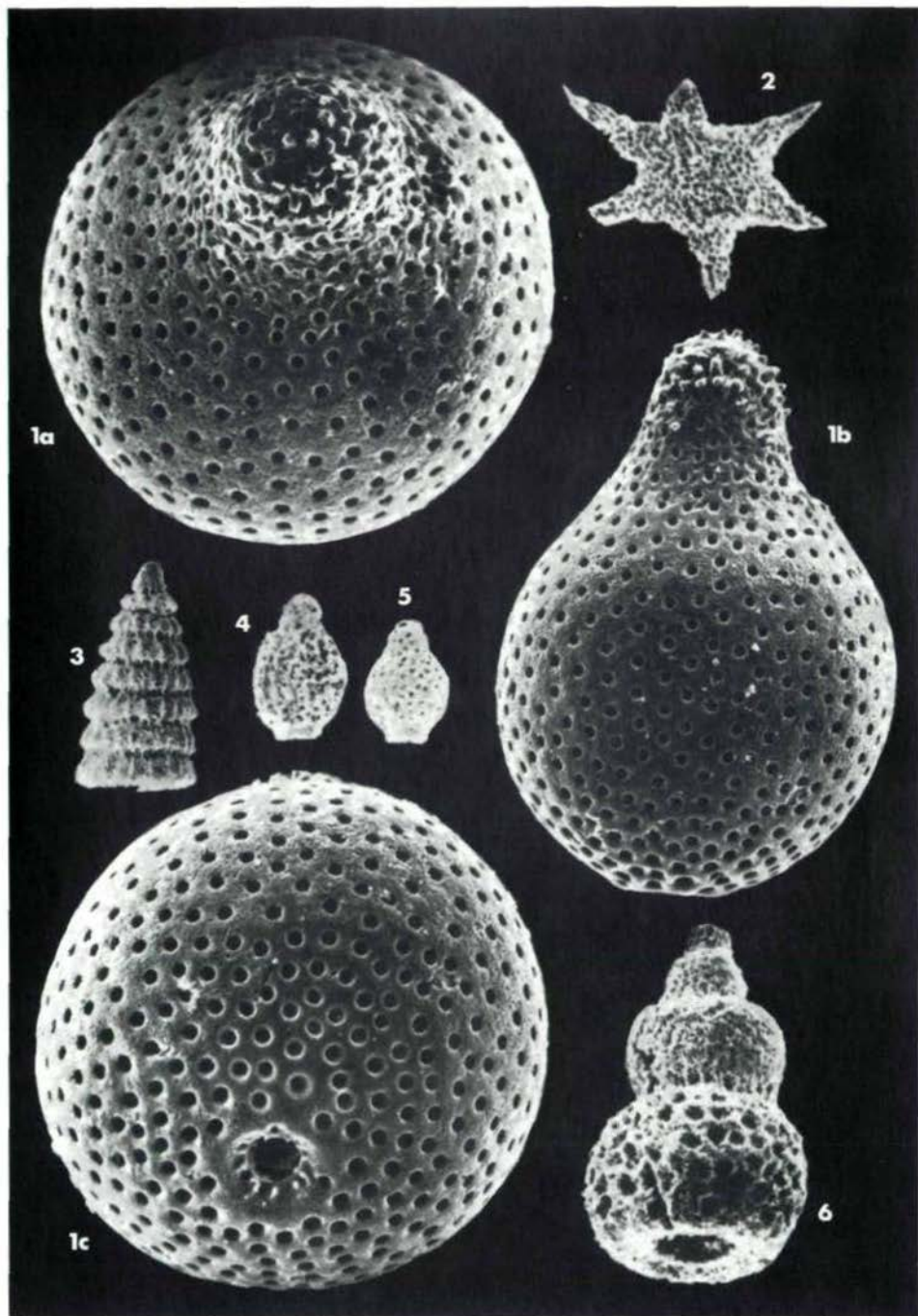


Plate 2



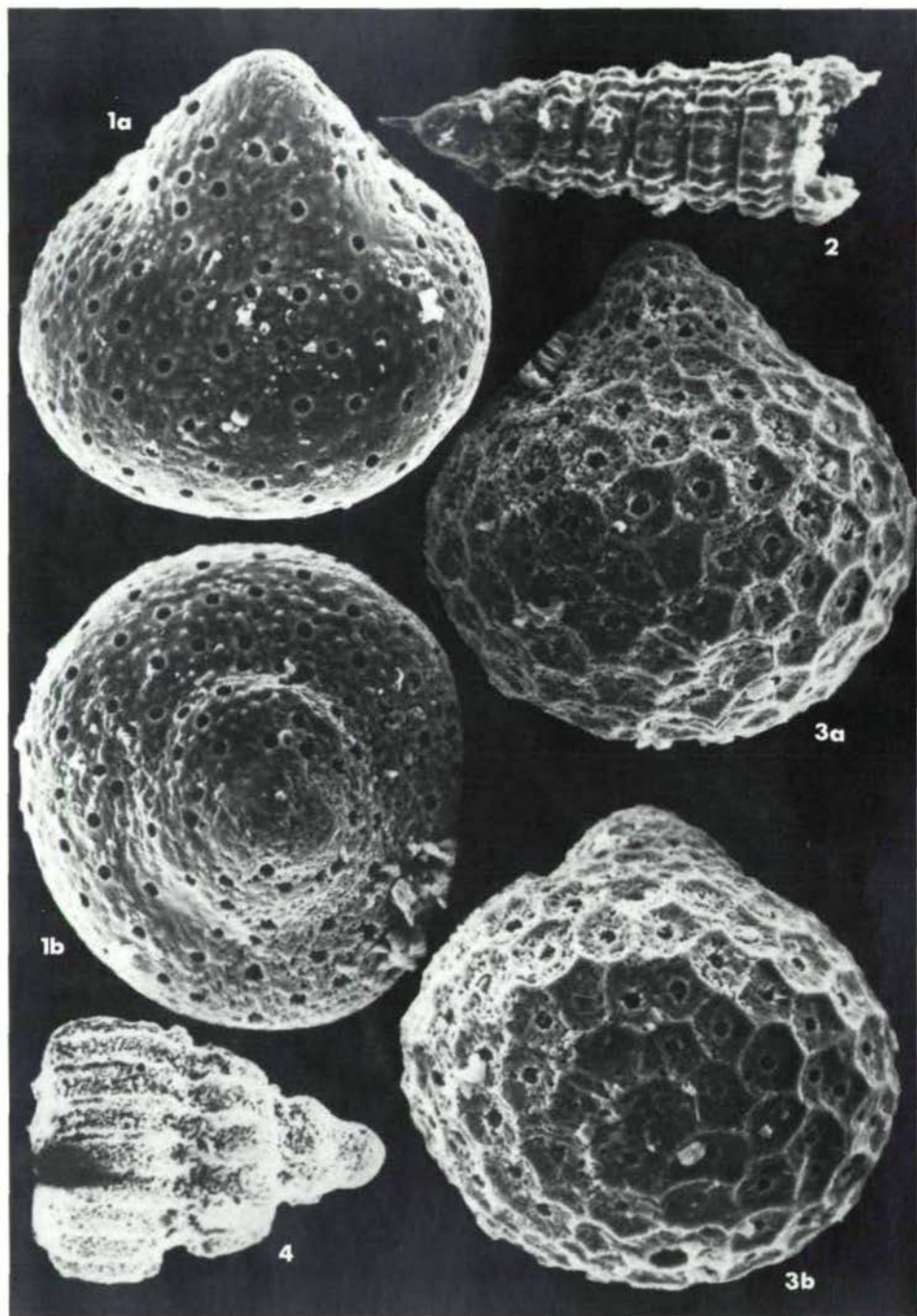


Plate 4

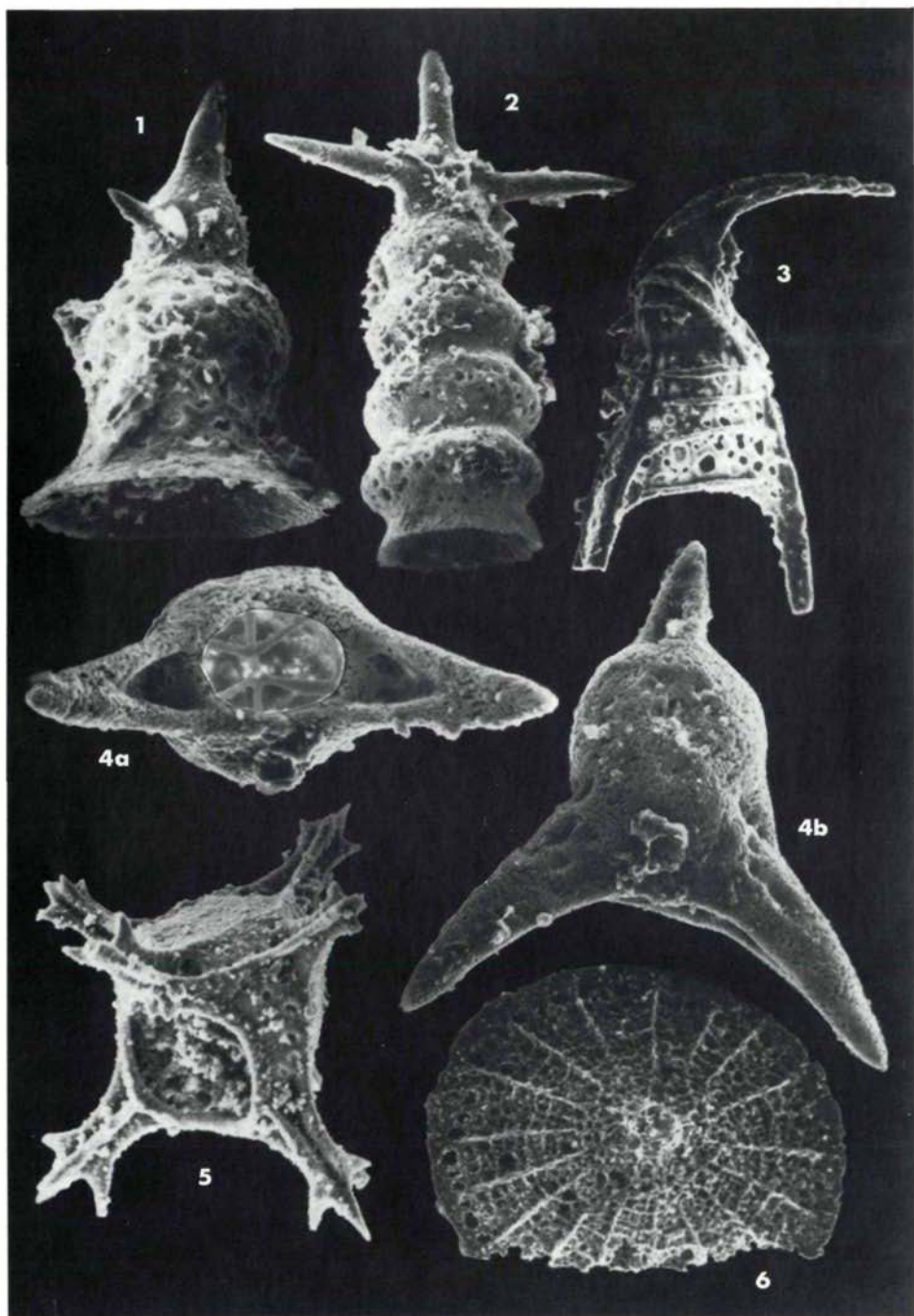


Plate 5

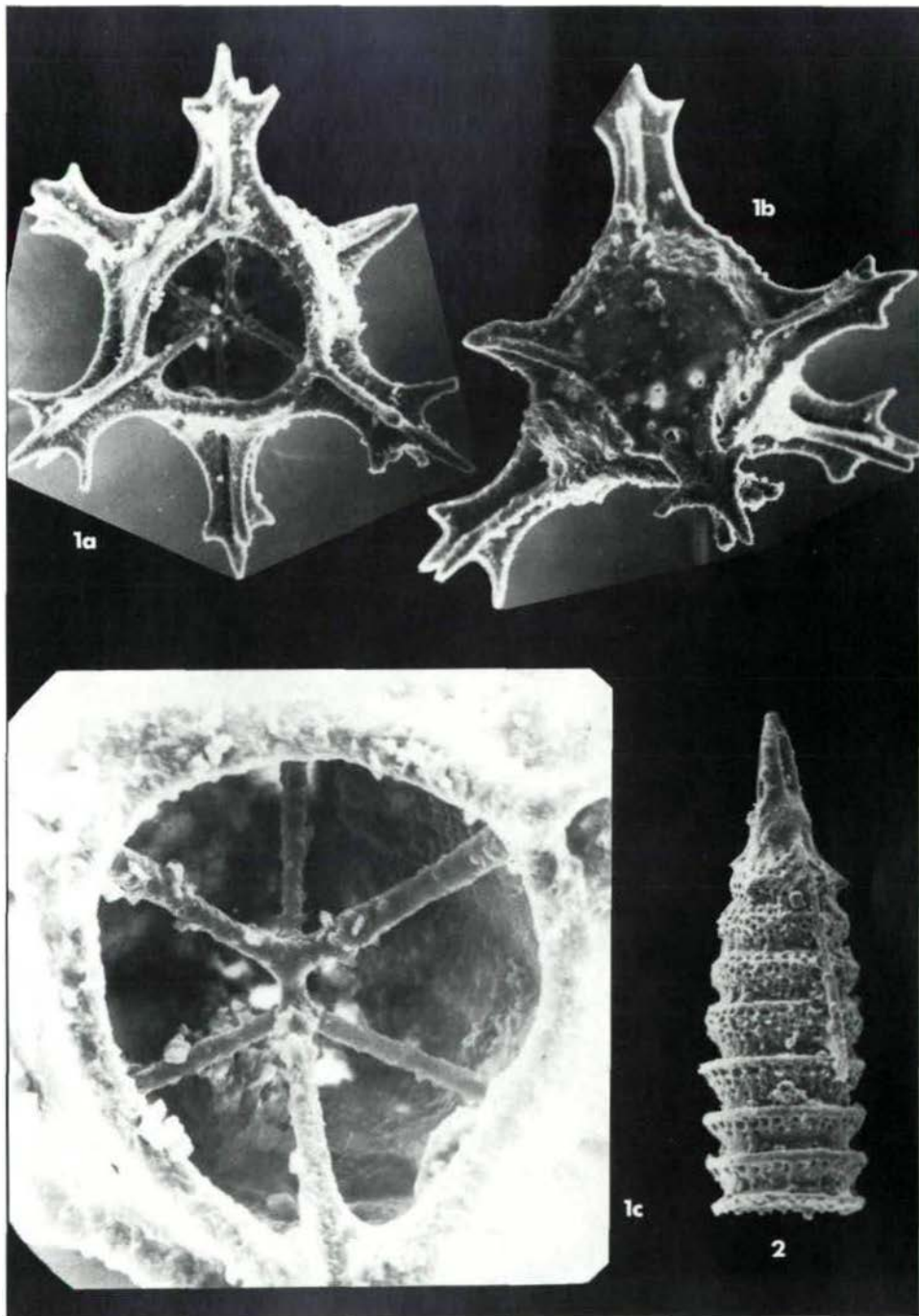


Plate 6

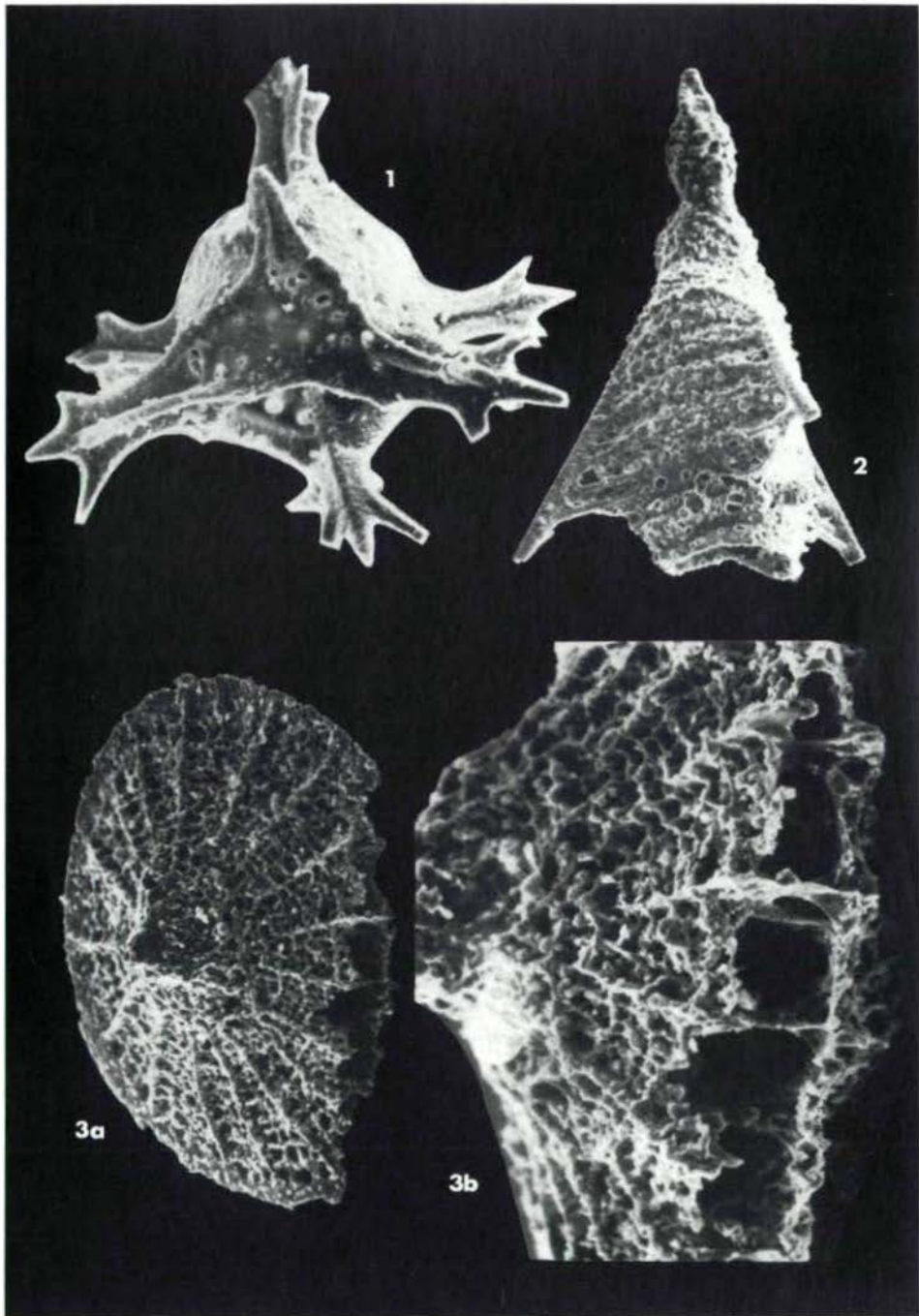
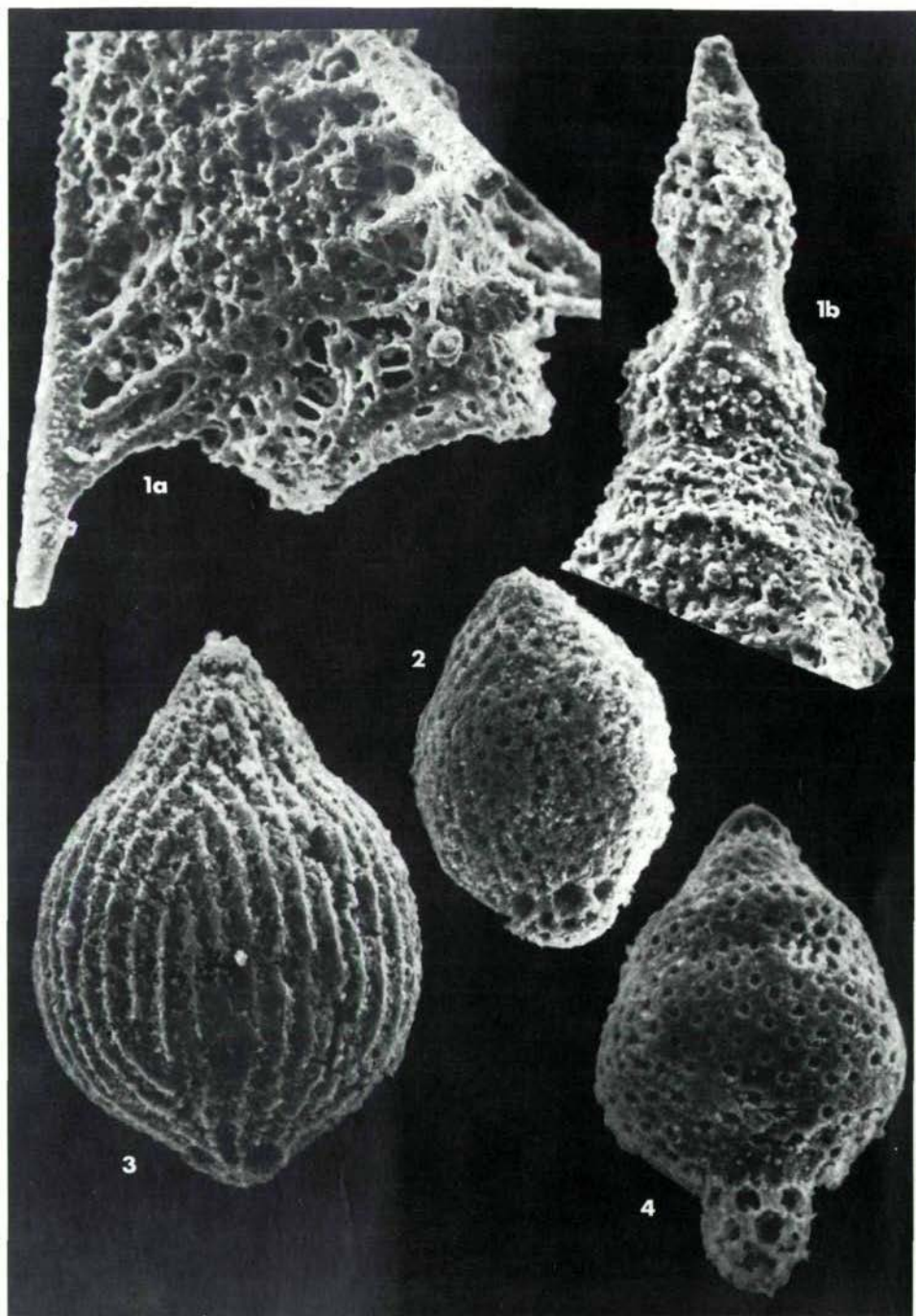


Plate 7



Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 13	3	S. 89-96	Ibk., Feb. 1984
--------------------------------	----------------	--------	---	----------	-----------------

DIE DECKENSTRUKTUR DES BÜKKGEBIRGES

von K. Balogh, H. Kozur und P. Pélikan*)

mit 2 Abb. und 1 Tab.

Zusammenfassung

Der Nachweis von weitverbreiteten Vorkommen von Mittelbajocian (Dogger) in den Südbücker dunklen Schiefen, Kieselschiefen und basischen magmatischen Gesteinen hat beträchtliche Bedeutung für die tektonische Interpretation des Bükkgebirges, zumal diese Schichten nicht nur im südlichen und westlichen Bükkgebirge, sondern auch in einem tektonischen Fenster im nordöstlichen Bükkgebirge (Nordhang des Kisfennsík) nachgewiesen wurden. Daher gehören die bisher bekannten jungpaläozoischen und triassischen Abfolgen des Bükkgebirges (mit Ausnahme von triassischen Anteilen der vorwiegend jurassischen Südbükksschiefer) zu einer Deckenstruktur, die wir hier als Fennsíkdecke bezeichnen.

Das Substrat dieser Decke, die Südbükksschiefer, hat die gleiche oberpermische bis oberjurassische Abfolge wie die Meliataeinheit. Beide sind Reste des hochmobilen Tethysmeeresbodens, ähnlich wie das Transsylvanische Deckensystem und Gesteine, die in der Pieninischen Klippenzone gefunden wurden, wobei die beiden letzteren wurzellose abgescherte Einheiten sind (Obduktion). Im Unterschied dazu lag das Sedimentationsgebiet der Fennsíkdecke während des Jura, ähnlich wie die gesamte allochthone megatektonische Einheit der Westkarpaten südlich der Pieninischen Klippenzone, am NNE-Rand von Apulia.

Summary

The evidence of widespread occurrences of Middle Bajocian (Middle Jurassic) in the South Bükk dark shales and cherts with basic magmatic rocks has considerable importance for the tectonic interpretation of the Bükk Mts., as these beds could not only be found in the southern and western Bükk Mts., but also in a tectonic window position in the northeastern Bükk Mts. (northern slope of Kisfennsík). Therefore the hitherto known Upper Paleozoic and Triassic sequences of the Bükk Mts., with exception of Triassic parts of the mostly Jurassic South Bükk Shales) belong to a nappe structure, here named as Fennsík Nappe.

The substratum of this nappe, the South Bükk Shales, has the same Upper Permian to Upper Jurassic sequence as the Meliata Unit. Both represent remnants of the highly mobile Tethyan sea floor, like the Transsylvanian Nappe system and rocks found in the Pieninic Klippen Belt, the latter both rootless obducted units. On the contrary, like the whole allochthonous Western Carpathian megatectonic unit south of the Pieninic Klippen Belt, during the Jurassic the sedimentation area of the Fennsík Nappe system was situated at the NNE margin of Apulia.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Kálmán Balogh, Dr. sc. Heinz Kozur, Dipl.-Geol. Pál Pélikan, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest, Hungary

1. EINLEITUNG

Das Bückgebirge gehört zu den tektonisch kompliziertesten Gebieten Europas. Die Kenntnis seiner tektonischen Situation ist von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der Geologie des alpin-karpatischen Raumes.

Die stratigraphische und tektonische Erforschung des Bückgebirges reicht weit bis ins vorige Jahrhundert zurück, aber erst mit der monographischen Bearbeitung durch BALOGH, 1964, wurde die stratigraphische Abfolge soweit geklärt, daß wesentliche tektonische Probleme geklärt werden konnten.

Sehr nachteilig wirkte sich aus, daß die mesozoischen Abfolgen des Bückgebirges überaus arm an stratigraphisch verwertbaren Fossilien sind. Einige Abfolgen, wie die Südbückschiefer, lieferten mit den bisher üblichen Untersuchungsmethoden überhaupt keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien. Erst die Untersuchung der Radiolarienfauna aus Kieselschiefern brachte hier den entscheidenden Durchbruch (vgl. KOZUR, 1983 a, b, in Druck b).

2. STRATIGRAPHISCHE NEUERGERBNISSSE

Das fossilreiche Jungpaläozoikum des Bückgebirges wurde in den letzten Jahren mikropaläontologisch umfassend bearbeitet. Dabei konnten reiche Conodonten-, Holothurien- und Foraminiferenfaunen gefunden werden, die eine detaillierte Gliederung und Korrelation erlauben. Die bisherige biostratigraphische Einstufung durch BALOGH, 1964, konnte dabei vollauf bestätigt werden (KOZUR, 1983 c, und in Druck a).

Ähnlich reich an Mikrofossilien, insbesondere Conodonten, ist die Untertrias, die aber noch nicht umfassend bearbeitet wurde. Auch in der Mittel- und Obertrias treten Conodonten auf, die eine weitere Verfeinerung der stratigraphischen Gliederung erlaubten (vgl. KOZUR & MOCK, 1977; BALOGH, 1981).

Ungeklärt blieb lange Zeit die stratigraphische Stellung der Südbückschiefer, einer mächtigen Folge von z.T. flyschoiden anchimetamorphen dunklen Schiefern, Schluff- und z.T. auch Sandsteinen, in die einzelne Kieselschiefer eingelagert sind und in der auch Kalksteinolistolithe auftreten. Sie bedecken weite Teile des südlichen und westlichen Bückgebirges sowie das Gebiet um Recsk (Darno-hegy). An mehreren Stellen, insbesondere im westlichen Bückgebirge, enthalten sie mächtige Pillowlaven sowie gabbroide Gesteine.

Diese Schichtenfolge wurde lange Zeit in das Karbon eingestuft und für Kulmflysch gehalten, mit dem es tatsächlich gewisse fazielle Ähnlichkeit gibt. SCHRETER, 1943, stellte einen Teil dieser Schichten erstmalig in das Mesozoikum (Untertrias). BALOGH, 1964, stufte die gesamte Schichtenfolge in das Mesozoikum (Ladin) ein.

Für rote Kieselschiefer und Tonsteine konnten wir das ladinische Alter bestätigen. Es wurden *Oertlispongia inaequispinosa* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980, *O. falciformis* (DUMITRICĂ, 1982), *Paurinella curvata* KOZUR & MOSTLER, 1981, *Eptingium manfredi* DUMITRICĂ, 1978, *Triassocampe scalaris* DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980 und viele weitere ladinische Arten nachgewiesen. Auch für rote Kieselschiefer und Tonsteine

im Gebiet von Recsk (Darno-hegy) konnte das ladinische Alter nun mit Hilfe von Radiolarien bestätigt werden (De WEVER, in Druck, KOZUR, in Vorbereitung). In den bei weitem vorherrschenden dunklen Ton- und Schluffsteinen lieferten eingelagerte Kieselschiefer reiche Radiolarienfaunen des mittleren Bajocian (Unuma-echinatus-Zone), vgl. KOZUR, 1983, a, b, und in Druck b. Diese Radiolarienfaunen haben auch durch den ersten Nachweis der Unuma-echinatus-Zone außerhalb Japans für die Erforschung der jurassischen Radiolarien große Bedeutung¹⁾.

In der Lokalität Tárkány orom (südliches Bükkgebirge, siehe Abb. 1) liegt die *Lupherium-officerense*-Subzone der unteren Unuma-echinatus-Zone vor. Neben zahlreichen Arten, die bisher nur aus der unteren Unuma-echinatus-Zone Japans bekannt waren, finden sich auch *Lupherium officerense* (Sonninia-sowerbyi- bis Otoites-sauzei-Zone) und *Hsuum rosebudense* (Unteres Bajocian bis Sonninia-sowerbyi-Zone). Das gemeinsame Vorkommen der beiden letzteren Arten aus dem Jura Kaliforniens erlaubt eine Einstufung in das untere Mittelbajocian (Sonninia-sowerbyi-Zone).

In der Lokalität Csipkés-tető (südliches Bükkgebirge, siehe Abb. 1) fand sich eine Radiolarienfauna aus dem höheren Teil der *Lupherium-officerense*-Subzone der unteren Unuma-echinatus-Zone. *Lupherium officerense* PESSAGNO & WHALEN kommt noch vor, dagegen fehlen bereits alle Arten, die auf die Sonninia-sowerbyi-Zone beschränkt sind oder hier ihre obere stratigraphische Reichweite haben. Nach der bisherigen Kenntnis über die Verbreitung der auftretenden Radiolarienarten wird eine Korrelation mit der Otoites-sauzei-Zone des Mittelbajocian angezeigt.

In der Lokalität K 431/16 vom Gyöngyvirágberc (westliches Bükkgebirge, siehe Abb. 1) liegt die mittlere Unuma-echinatus-Zone vor. *Lupherium officerense* PESSAGNO & WHALEN tritt nicht mehr auf, die *Archaeodictyomitra*-Arten sind aber noch sehr primitiv. Die häufige *Archaeodictyomitra pessagnoi* KOZUR kommt in Kalifornien in der unteren *Stephanoceras-humphresianum*-Zone vor.

In den Lokalitäten Varga-tető (westliches Bükkgebirge) und am Nordabhang des Kisfennsík (nordöstliches Bükkgebirge, siehe Abb. 1) treten Radiolarienfaunen der oberen Unuma-echinatus-Zone mit reichlich Japonocapsinae, hoch entwickelten *Eoxitus*-Arten und *Canoptum eurasiaticum*, auf die für die obere Unuma-echinatus-Zone Japans charakteristisch sind. Am Varga-tető wurde in diesen Faunen auch *Hsuum parasolense* PESSAGNO & WHALEN, eine Leitform der *Stephanoceras-humphresianum*-Zone Kaliforniens nachgewiesen.

In der Lokalität Cschány-tető (südliches Bükkgebirge, vgl. Abb. 1) wurden nur arme, wenn auch sehr gut erhaltene Radiolarienfaunen gefunden, die eine Einstufung in die Unuma-echinatus-Zone (Mittelbajocian) ohne weitere biostratigraphische Einengung erlauben.

In den Kalkolistolithen fanden sich reiche Foraminiferen- und Ostracodenfaunen des mittleren Lias (vgl. BÉRCZI MAKK & PELIKÁN, in Druck; KOZUR, in Druck b), gelegentlich aber auch obertriassische Conodonten (vgl. KOZUR & MOCK, 1977). Bohrungen im Gebiet von Recsk erbrachten in der Unterlage

¹⁾ Auf die Abbildung der jurassischen Radiolarienfaunen wird hier verzichtet, da ihre Beschreibung in dieser Zeitschrift erfolgte. Die ladinischen Radiolarien werden in anderem Zusammenhang beschrieben.

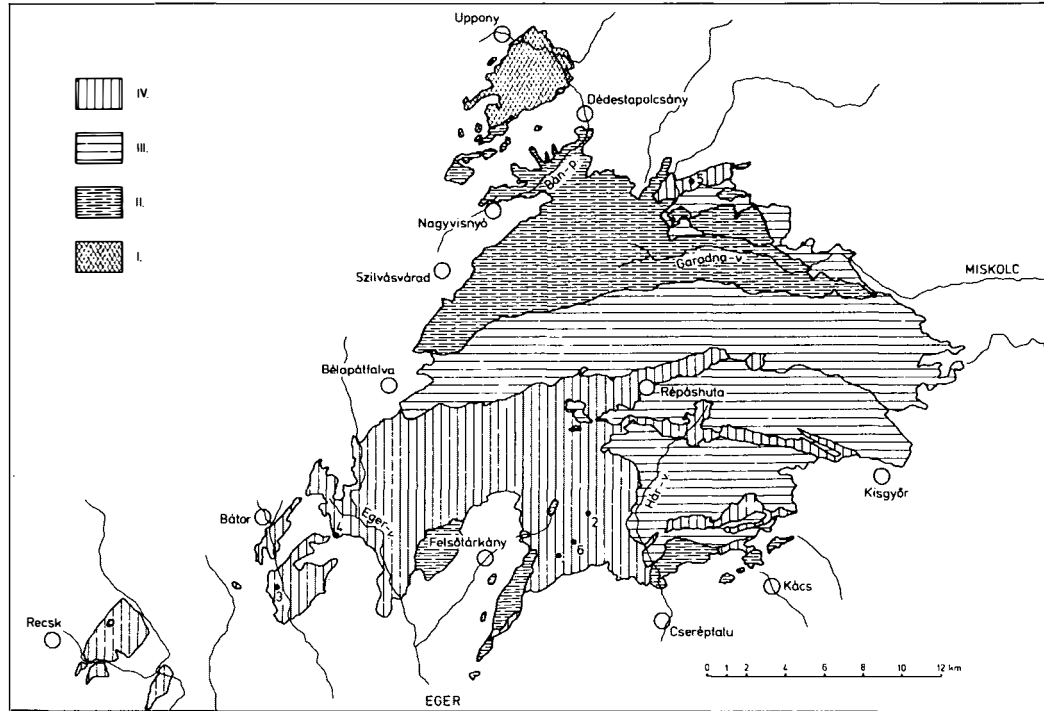


Abb. 1: Das Fennsík-Deckensystem des Bükkgebirges und seine Unterlage

I Anchimetamorphes Uppony-Paläozoikum

II Unmetamorpher bis schwach anchimetamorpher Anteil der Fennsík-Decke

III Anchimetamorpher Anteil der Fennsík-Decke (Fennsík-Decke s.str.)

IV Südbükk-Schiefer-Einheit (an der Oberfläche größtenteils jurassische dunkle Schiefer, Schluffsteine, vereinzelt Sandsteine, Kieselschiefer, Kalksteinalistolithe, untergeordnet auch rote pelagische Kalke und Kieselschiefer des Ladin)

1 Lokalität Tárkány orom (südliches Bükkgebirge)

2 Lokalität Cspikés-tető (südliches Bükkgebirge)

3 Lokalität K 431/16 (Gyöngyvirágberc, westliches Bükkgebirge)

4 Lokalität varga-tető (westliches Bükkgebirge)

5 Lokalität am Nordabhang des Kisfennsík (nördliches Bükkgebirge)

6 Lokalität Csohány-tető (südliches Bükkgebirge)

Tabelle 1: Vergleich der oberpermischen bis mitteljurassischen Schichtenfolgen der Südbükk-Schiefer, der Fennsik-Decke und der Meliata-Einheit

	Stufe/Serie	Südbükk-schiefer (Tethysentwicklung)	Fennsikdecke (labiler Schelf von Apulia)	Meliataeinheit (Tethysentwicklung)
Jura	Dogger	Dunkle Schiefer und Schluffsteine, z.T. mit gradierter Schichtung, schwarze und graue Radiolarite, Pillowlaven, intrusive gabbroide Gesteine (z.T. jünger)		Dunkle Schiefer und Schluffsteine, z.T. mit gradierter Schichtung, schwarze und graue Radiolarite, basische magmatische Gesteine
	Lias	Pelagische Kalksteine mit Radiolarien, dunkle Ton- und Schluffsteine Dunkle Kalksteine mit Ostracoden und Foraminiferen, dunkle Schiefer, Schluff- und Sandsteine, z.T. mit Pflanzenhäcksel und millimeterdünnen Kohlenstreifen, untergeordnet oolithische Flachwasserkalke*)		
	Rhät		Helle mächtige Flachwasserkalke	
	Nor	Graue, pelagische tonige Kalke und Mergel	Pelagische Kalke mit Hornsteinen	Dunkle Schiefer und pelagische Kalke
Trias	Karn		Dunkle serizitische Schluffsteine und Schiefer, Diabase, Tuffe	Graue gebankte pelagische Kalke mit Hornstein
			Plattiger dunkler Kalkstein	Dunkle Schiefer und basische Vulkanite
	Ladin	Rote Radiolarite, Schiefer und pelagische Kalke	Feherkő-Kalkstein-Formation: helle Flachwasserkalke mit einer dünnen Einlagerung von roten Knollenkalk im Oberfassin	Rote und graue kieselige pelagische Kalke mit Tuffiten, Kieselschiefer
			Szent-Istvanhegy-Vulkanite	Rote Radiolarite und pelagische kieselige Kalke, Tuffite
	Anis		Konglomerate und rote terrestrische Schiefer Flachwasserkalke	Rote pelagische Kalke
		Helle Flachwasserkalke?	Dolomite	Helle Flachwasserkalke
Perm	Skyth		Kalke, Mergel und Schiefer Graue, z.T. rötliche Schiefer, einzelne Sandsteine und Kalke Kalke, vielfach oolithisch	
	Oberperm	Graue, schwarze und grüne Sand- und Schluffsteine, Schiefer, Kalke, Dolomite, Anhydrit	Fossilreiche dunkle bituminöse Kalke, Mergel, basal auch Dolomite	Vorwiegend graue Schluff- und Sandsteine, Schiefer, Kalke, Dolomite, Anhydrit

*) Diese Kalke wurden nur als Olistolithe nachgewiesen

der vorwiegend rötlichen ladinischen Schiefer und Kieselschiefer teils kristalline Kalke unbestimmten Alters (wahrscheinlich Untertrias bis Unteranis), teils eine jungpaläozoische (wohl oberpermische) Schichtenfolge aus grauen, grünen und schwarzen Schiefen, Schluff- und Sandsteinen, Mergeln, Kalken, Dolomit und Anhydrit (vgl. BALLA; BASKA et al., 1980).

Bei dem mitteljurassischen Anteil der Südbükksschiefer handelt es sich um typische Tiefwassersedimente, die unterhalb der CCD abgelagert wurden. Ihre Verknüpfung mit großen Mengen basischer Vulkanite sowie das reichliche Auftreten von Olistolithen aus Flachwasserkalken belegt eine bedeutende Dehnungsphase in der hochmobilen Kruste der Tethys während des Bajocian. Dabei entstanden Iystrische Störungen, welche bewirken, daß die mitteljurassischen Tiefwassersedimente auf ganz verschieden alten Sedimenten auflagern. Theoretisch könnten sie dabei in Teilbereichen auch direkt auf ozeanischer Kruste auflagern. Diese Auflagerung auf verschieden altem Untergrund wird nicht durch großräumige Überschiebungen, sondern durch den Mechanismus der Krustenausdünnung bedingt, der teilweise bis zur Freilegung von ozeanischer Kruste führen kann, im allgemeinen aber nur bis zur Bildung von subozeanischer, stark ausgedünnter Kruste führt.

Aus den bisher vorliegenden Daten läßt sich für die Südbükksschiefer und ihr Liegendes die auf Tab. 1 dargestellte stratigraphische Abfolge aufstellen, die auf Tab. 1 auch der Ausbildung in der Fennsíkdecke und in der Meliataeinheit gegenübergestellt wird. Es soll hier aber nochmals betont werden, daß die Krustenausdehnung ein dynamischer Prozeß war, der in der Mitteltrias begann und im Jura seinen Höhepunkt erreichte. Daher kann die volle Schichtenabfolge wohl kaum an einer Stelle gefunden werden. Die Frage, ob die mitteljurassischen Sedimente der Südbükksschiefer auf ozeanischer, subozeanischer oder kontinentaler Kruste abgelagert wurden, läßt sich daher auch nicht klären, wenn man die vorjurassischen Bedingungen anhand eines Säulenprofils klärt, sondern nur dadurch, daß man versucht, den Zustand während der Ablagerung der mitteljurassischen Tiefwassersedimente zu rekonstruieren. Eine subozeanische, stark ausgedünnte Kruste ist für diesen Zeitabschnitt im Bükkgebirge am wahrscheinlichsten.

3. TEKTONISCHE AUSWERTUNG

Die auf Tab. 1 dargestellte Schichtenfolge der Südbükksschiefereinheit weicht grundsätzlich von der bisher bekannten jungpaläozoisch-triassischen Entwicklung des Bükkgebirges (siehe unter Fennsíkdecke, Tab. 1) ab, entspricht aber weitgehend der Ausbildung in der Meliataeinheit der Südslowakei. Dies kann, ähnlich wie bei der Überlagerung der Gemeridentrias (Silicadecke, vgl. KOZUR & MOCK, 1973 a, b) auf die Meliataeinheit, auch im Bükkgebirge nur durch die Existenz einer großen Deckenstruktur erklärt werden.

Da es uns nun gelang, die jurassischen Südbükksschiefer auch in der Position tektonischer Fenster im Ostteil des südlichen Bükkgebirges und am Nordfuß des Kisfennsík im nordöstlichen Bükkgebirge nachzuweisen, sind wir in der Lage, die gesamte bisher bekannte jungpaläozoisch-triassische Schichtenfolge des Bükkgebirges (mit Ausnahme triassischer Anteile der Südbükksschiefereinheit) als eine Deckenstruktur zu deuten.

Nach der typischen Ausbildung im Bükkplateau bezeichnen wir diese Decke als Fennsíkdecke. In jüngeren tektonischen Bewegungen wurde diese Decke zusammen mit ihrem Substrat steilgestellt und teilweise überkippt.

Innerhalb der Fennsíkdecke variiert die metamorphe Beanspruchung vom Grenzbereich unmetamorph/anchimetamorph bis zum Hochtemperaturteil der Anchizone (vgl. ARKAI, 1983). Die regionale Verteilung der unterschiedlich metamorphen Anteile der Fennsíkdecke ist aus Abb. 1 zu entnehmen.

In der Südbükksschieferereinheit treten unmetamorphe bis schwach anchimetamorphe Gesteine auf. Bei der metamorphen Überprägung der Fennsíkdecke handelt es sich daher wohl um transportierte Metamorphose im Sinne von ARKAI, 1983. In diesem Fall sollten zumindest zwei Teildecken vorliegen. Die etwas unterschiedlich metamorphen Einheiten überlagern aber jeweils die Südbükksschieferereinheit. Außerdem stimmen vom Jungpaläozoikum bis zur Trias die etwas unterschiedlich metamorphen Einheiten völlig überein und ihre Abfolge weicht grundsätzlich von jener der Südbükksschieferereinheit ab.

Die Frage der Herkunft der Fennsíkdecke wird in einer separaten Arbeit diskutiert (KOZUR, in Druck b).

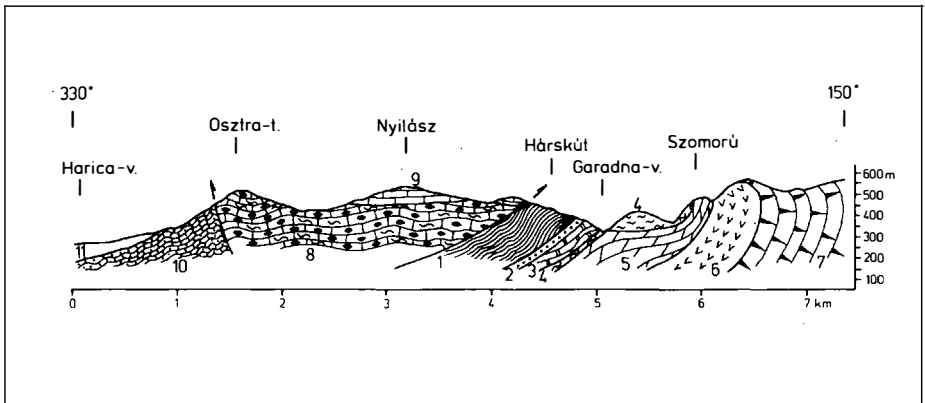


Abb. 2: Profil durch den Kiseffennsík

- 1 Moskovian-Asselian (dunkle Schiefer, Schluffsteine, Kalke)
- 2 Mittelperm (rote Sandsteine und Schiefer)
- 3 Marines Oberperm (schwarze Kalke, Mergel)
- 4 Untertrias
- 5 Anis (Dolomite)
- 6 Unterladin (Szent-Istvánhegy-Vulkanite)
- 7 Ladin (Fehérkő-Kalk-Formation)
- 8 Obertrias (hornsteinführende Kalke, Mergel)
- 9 Obertrias (Megalodontidenkalk)
- 10 Jura (Schiefer, Radiolarite)
- 11 Neokom

LITERATUR

- AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 160 (3), S. 336-362, 10 Abb., Stuttgart.
- ARGYRIADIS, I.; de GRACIANSKY, P.C. et al. (1980): The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. - In: Géologie des chaînes Alpines issues de la Téthys. Naissance de la Téthys, S. 199-214, 7 Abb.
- ÁRKAI, P. (1983): Very low and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. - Acta Geol. Hungar., 26 (1-2), S. 83-101, 8 Abb., Budapest.
- BALLA, Z.; BASKA, Cs. et al. (1980): The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk Mts. (North Hungary). - Geol. Zborn., 31 (4), S. 465-493, 19 Abb., 17 Fotos, Bratislava.
- BALOGH, K. (1964): Die geologischen Bildungen des Bükkgebirges. - Jb. Ungar. Geol. Anst., 48 (2), S. 245-719, 128 Abb., 24 Tab., Budapest.
- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. - Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, 24 (1), S. 3-48, 3 Tab., Budapest.
- BÉRCZI MAKK, A. & P. PELIKÁN (in Druck): Jura képződmények a Bükk-hegységben. - MAFI Evi Jelent.
- CHANNELL, J.E.T.; D'ARGENIO, B. & F. HORVÁTH (1979): Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. - Earth Sci. Rev., 15, S. 213-291, 18 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- HORVÁTH, F.; VÖRÖS, A. & K.M. ONUOHA (1977): Plate tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: A reworking hypothesis. - Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 21 (4), S. 207-221, 3 Abb., Budapest.
- KOZUR, H. (1979): Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der inneren Westkarpaten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9 (4), S. 155-170, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1983 a): New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 2, 49-88.
- KOZUR, H. (1983 b): Radiolarians of the Middle Bajocian Unuma echinatus Zone from the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13.
- KOZUR, H. (1983 c): Neue Ostracoden-Arten aus dem oberen Mittelkarbon (höheres Moskovian), Mittel- und Oberperm des Bükkgebirges (N-Ungarn). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband (in Druck).
- KOZUR, H. (in Druck a): Biostratigraphic evaluation of Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. - Acta Geol. Hungar.
- KOZUR, H. (in Druck b): New biostratigraphic data from the Bükk Mts. and the Mecsek Mts. and its tectonical implications. - Acta Geol. Hungar.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1973 a): Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. - Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (2), S. 1-14, 1 Abb., 1 Taf., Innsbruck.

- KOZUR, H. & R. MOCK (1973 b): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. - Geol. Zborn., 24 (2), S. 365-374, 2 Taf., Bratislava.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1977): Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mts. (North Hungary). - Acta Min.-Petr., 23 (1), S. 109-126, 4 Abb., 3 Taf., Szeged.
- SCHRÉTER, A. (1943): A Bükk-hegység geológiája. - Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar., B, 5 (7), S. 378-411, Budapest.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. - 404 S., 170 Abb., Verlag Franz Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1978): Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. - Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, S. 174-192, Wien.
- TOLLMANN, A. (1980): Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. - Mitt. Österr. Geol. Ges. Wien, 71/72, S. 37-44, 1 Abb., Wien.
- WEIN, Gy. (1976): Die Entwicklungsgeschichte des Budaer Gebirges. - Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 20 (1-2), S. 135-160, 8 Abb., Budapest.

AN JUNGPALÄOZOISCHEN KARST GEBUNDENE VERERZUNGEN MIT EINEM BEITRAG ZUR GENESE DER SIDERITE DES STEIRISCHEN ERZBERGES

von H. Mostler^{*)}

mit 3 Abb.

Zusammenfassung

Eine im Jungpaläozoikum weitverbreitete Verkarstung wurde vom Verfasser sowohl im Ostabschnitt als auch im Westteil der Grauwackenzone erstmals nachgewiesen. Zwei zeitlich getrennte Verkarstungen lassen sich auseinanderhalten, wovon die eine dem hochvariskischen, die andere dem spätvariskischen Zyklus zugeordnet werden kann.

Es wird kurz die Vielfalt der Karsthohlraumfüllungen dargelegt, insbesondere galt es, die erzführenden Hohlraumsedimente vorzustellen. Siderit und Magnesit sowie Baryt ohne begleitende Sulfiderze sind ausschließlich an Verkarstungen oberkarbonisch-unterpermischen Alters gebunden.

Fahlerze, vergesellschaftet mit Baryt, scheinen dagegen eher im Zusammenhang mit den zu hochvariskischer Zeit entstandenen Verkarstungen zu stehen. Fahlerz ohne Begleitmineralisation, wie es z.B. in den laminierten roten Dolomiten im Schwazer Raum auftritt, ist dem im Spätvariszikum entstandenen Karstsystem zuzuordnen.

Das Nichterkennen der an Paläokarstsysteme gebundenen Vererzung hat zu folgenschweren Fehlinterpretationen hinsichtlich der genetischen Deutung von Siderit-, Magnesit-, Baryt- und Fahlerzlagerstätten geführt. Die Entstehung der Lagerstätten wurde aus den sedimentären bis diagenetischen Vererzungsbildern der Hohlraumfüllungen, die als Reliktgefüge gedeutet wurden, abgeleitet. So hat man z.B. die Sideritlagerstätte des Steirischen Erzberges und jene in der Radmer als sedimentär entstanden betrachtet. Im Zuge dieser Studie wurde diese Ansicht einer Revision unterzogen und ein neues Modell für die Genese der Siderite des Steirischen Erzberges vorgestellt.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Summary

Karstification, widespread in the Upper Paleozoic, could be proved by the author in the eastern as well as in the western part of the Greywacke Zone. Two karstifications of different times can be classified, one belonging to the main Variscan (orogenic) cycle, the other to the late Variscan cycle.

The diversity of karst cavity and fissure fillings is briefly discussed, especially the ore-bearing internal sediments. Siderite and magnesite, without accompanying sulphide ores are exclusively bound to karst systems of Upper Carboniferous to Lower Permian age.

Fahlores, associated with baryte, seem to be connected with the karst of the main Variscan cycle. Fahlore without accessory mineralization, as for instance in the laminated red dolomites in the area of Schwaz, belongs to the late Carboniferous karst system.

The non-recognition of the ore mineralization which is bound to paleo-karst systems, led to grave misinterpretations concerning the genetic explanation of siderite-, magnesite-, baryte- and fahlore deposits. The genesis of the deposits was derived from the sedimentary to diagenetic patterns of ore mineralization of the cavity fillings, which were interpreted as relict fabrics. So, the siderite deposits of the "Steirischer Erzberg" and those of Radmer were interpreted to be of sedimentary origin. In this study this opinion is revised and a new model for the genesis of the siderites of the "Steirischer Erzberg" is introduced.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung
 2. Zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges
 3. Verkarstungen, dem hoch- und spätvariskischen Zyklus zuordenbar
 4. Sideritvererzung in Karsthohlräumen
 5. Magnesitbildung in Karstspalten
 6. Barytmineralisation im jungpaläozoischen Kluft- und Karstsystem
 7. Fahlerze, an verschieden alte Karstsysteme gebunden
 8. Die Bedeutung der jungpaläozoischen Karsterze in der Grauwackenzone
- Literaturnachweis

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Verkarstungen oberkarbonischen-unterpermischen Alters hat erstmals MOSTLER (1970) in den Kitzbühler Alpen nachgewiesen. Im Zuge von Kartierungsarbeiten der letzten Jahre wurden weitere Paläokarstvorkommen im Westabschnitt der Grauwackenzone entdeckt, was schließlich dazu führte, auch den Ostabschnitt in die Untersuchungen, den Paläokarst betreffend, miteinzubeziehen (MOSTLER, 1984).

Durch eine systematische Erfassung aller Verkarstungsformen war es nun auch möglich, größere Areale, die der jungpaläozoischen Verkarstung zum Opfer fielen, auszuscheiden und die Vielfalt der schon megaskopisch gut unterscheidbaren Karsthohlraumfüllungen aufzuzeigen. So sind einmal dunkelgraue bis fast schwarze Internsedimente sandig-toniger Natur durchaus keine Seltenheit; gelegentlich sind es auch dunkelgraue, gröberklastische Sedimente, die sich meist auf die basalen Partien der Hohlraumfüllungen beschränken. Wesentlich häufiger sind klastische Rotsedimente unterschiedlichster Ausbildung.

In vorliegender Studie interessieren jedoch vor allem jene Hohlraumfüllungen, die durch ihre Vererzung hervorstechen. Sie bestehen zum Großteil aus Füllungen karbonatischer Zusammensetzung. Einerseits sind es rote, z.T. gebänderte Dolomite, andererseits dunkelgraue bis hellgraue laminierte Dolomite, die fast ausschließlich eine Beimengung von Silikatdetritus aufweisen.

Ein besonderes Anliegen war es auch, Kriterien für die Unterscheidung unter- und oberkarbonischer bis unterpermischer Verkarstungen beizubringen.

Da gerade die siderit- und magnesitführenden Internsedimente eine präexistierende Vererzung voraussetzen, schien es angebracht, im Zuge dieser Arbeit auch gleich die Genese der Siderite des Steirischen Erzberges mitzudiskutieren.

2. ZUR GENESE DER SIDERITE DES STEIRISCHEN ERZBERGES

Durch Jahrzehnte wurde die Entstehung der Siderite vom Erzberg heftigst diskutiert und erfuhr hiebei die unterschiedlichsten Deutungen. In jüngster Zeit wurde die Diskussion erneut angefacht, nachdem es BERAN & THALMANN (1978) gelang, feinkörnige gebänderte Siderite im Bergbau Radmer-Buchegg nachzuweisen, an deren sedimentärer Natur kein Zweifel bestehen kann. Die im Anschnitt linsenförmig erscheinenden, durch Feinschichtung, Gradierung und Slumping gekennzeichneten Sideritkörper wurden von den obengenannten Autoren als Relikte, die von einer späteren intensiven Stoffmobilisierung einer ursprünglich sedimentär angelegten Lagerstätte verschont blieben, gedeutet, d.h. also, die gesamte Lagerstätte wird als intradevonisch sedimentär entstanden betrachtet.

Wie später noch zu erläutern sein wird, handelt es sich bei den sedimentären Sideriten jedoch um eine permokarbone Karsthohlraumfüllung, die keinesfalls für die Genese der Eisenspatlagerstätten herangezogen werden darf. Das Nichterkennen der Karsthohlraumfüllungen hat auch bei den Spatmagnesitlagerstätten zu folgenschweren Fehlinterpretationen geführt.

Um der Entstehung der Eisenspatlagerstätten des Eisenerzer Raumes näherzukommen, ist es zunächst unbedingt erforderlich, den Zeitpunkt der Vererzung in den Griff zu bekommen. Aber auch diesbezüglich gingen die bisherigen Meinungen weit auseinander (altpaläozoisch, jungpaläozoisch, alpidisch). Jene Autoren, die für eine sedimentäre Entstehung plädieren, sehen in der Vererzung ein intradevonisches Ereignis. Ein Devonalter ist jedoch auszuschließen, weil in den die unterdevonischen Karbonatgesteine überlagernden Aufarbeitungsprodukten nach SCHÖNLAUB et al. (1980), bestehend aus unterdevonischen bis oberdevonischen und tieferunterkarbonischen Geröllen, keine Spur von Sideritkomponenten gefunden werden konnte. Gerade in diesem so untergrundbezogenen Material müßten Sideritgerölle mit den für die Sedimentärerze geforderten Gefügen auftreten.

Die Vererzung kann daher frühestens im hohen Visé eingesetzt haben und mußte spätestens zur unterpermischen Zeit abgeschlossen sein, weil die unterpermischen Präbichlschichten erosionsdiskordant die Eisenkarbonate überlagern. Da das Präbichlkonglomerat auch noch den hochvariskischen Schuppenbau am Erzberg plombiert hat, läßt sich die Zeit der Vererzung noch mehr einengen, d.h. sie muß auf jeden Fall vor der Aufschiebung der ebenfalls vererzten Hangendscholle abgelaufen sein.

Nachdem eine sedimentäre Vererzung für die in den unterdevonischen Karbonatgesteinen auftretenden Eisenerze aus zeitlichen Gründen ausscheidet, ist man gezwungen, sich um eine andere Erklärung für die Genese der Sideritlagerstätten umzusehen, die auch in den oben dargelegten zeitlichen Rahmen paßt. Hiefür bietet sich der saure, wenn auch am Erzberg bescheidene Vulkanismus im höheren Visé an. HAYEK (1966) hat diesen sauren bis intermediären Vulkanismus und die an ihn geknüpften Roteisensteinlager aufgrund ihrer Position (unmittelbare Auflagerung auf unterdevonischem Kalk) in Unkenntnis der Abtragung devonischer bis unterkarbonischer Gesteine (einschließlich basales Visé) als unterdevonisch eingestuft.

Die Vorstellung der Gebundenheit an einen sauren bis intermediären Vulkanismus wird auch durch die Untersuchungsergebnisse von DOLEZEL & SCHROLL (1972) untermauert, die aufgrund der Ni/Co- und Mg/Mn-Verhältnisse die Siderite des Erzberges als "Keratophyrtyp" ausweisen.

Die Bereitstellung der Eisenlösungen über einen sauren bis intermediären Vulkanismus scheint damit gesichert, zumal es außer Streit steht, daß zwischen dem Vulkanismus und Roteisensteinlagern (z.T. Eisenkieselproduktion) einerseits und der Sideritbildung andererseits eine unmittelbare Verbindung besteht. Die hochdringenden Eisenlösungen mußten durch die unterdevonischen Kalke und haben diese dabei unter schwach reduzierenden Bedingungen metasomatisch vererzt. Die über genügend Porenraum verfügenden organodetrilitischen Kalke waren dazu besonders geeignet. Nur ein Teil der Lösungen drang bis zur Oberfläche vor und hat dort zur Roteisensteinbildung geführt.

Die Vererzung der großen Eisenspatlagerstätten im Ostabschnitt der Grauwackenzone fällt somit ursächlich mit dem Umbau der variskischen Geosynklinale zusammen und ist daher dem hochvariskischen Zyklus zuzuschreiben.

3. VERKARSTUNGEN, DEM HOCH- UND SPÄTVARISKISCHEN ZYKLUS ZUORDENBAR

Aus den Karnischen Alpen beschreibt SCHÖNLAUB (1979) eine tiefgreifende Veränderung im Geosynklinalbau zur Zeit des mittleren Visé. Im Zuge dieses Umbaus kommt es zu Heraushebungen, Verstellungen und Verkarstungen. Auswirkungen analoger Prozesse konnten SCHÖNLAUB et al. (1980) aus der Nördlichen Grauwackenzone nachweisen; sie interpretieren dieses Geschehen im Unterkarbon bereits als Ausdruck früher synorogener Bewegungen im sedimentären Stockwerk.

An die im Zuge des variskischen Umbruchs im Unterkarbon entstandenen Verkarstungen der Karnischen Alpen sind auf einer E-W-Erstreckung von über 100 km Vererzungen gebunden (OMENETTO & BRIGO, 1974). Auffallend ist das mengenmäßig starke Hervortreten von Fahlerzen (Tetraedrit); darüber hinaus ist vor allem Baryt sehr häufig vertreten.

Der Verfasser interpretiert die im Brixlegger Raum auftretenden fahlerz- und barytführenden Kollapsbreccien als Karsthohlraumfüllungen, die dem hochvariskischen Zyklus zuordenbar sind, also im Zuge des variskischen Umbaus entstanden, worauf im Kapitel, die Fahlerze betreffend, noch eingegangen wird.

Abb. 1 vermittelt über die einschneidenden Ergebnisse im Unterkarbon und zeigt auch den durch hochorogenerische Prozesse ausgelösten Sedimentationsausfall bzw. den für die Verkarstung verfügbaren Zeitraum.

Im Anschluß an das hochvariskische Ereignis, das mit der asturischen Phase abgeschlossen wurde, kam es zur Heraushebung (Montigenese) des von Decken- und Schuppenbau beherrschten Gebirges. Erosion mit konform laufenden starken tektogenetischen Äußerungen und einem auf das Unterperm beschränkten sauren Magmatismus kennzeichnet den nachfolgenden Zeitraum, den wir als spätvariskisch bezeichnen wollen.

Alle durch die stark forcierte Erosion entblößten Karbonatgesteine wurden einer intensiven Verkarstung ausgesetzt, die auch nicht vor den Fe- und Mg-Karbonaten halt machte. Nicht nur die jungpaläozoischen Verkarstungen, sondern auch die mit diesen zusammenhängenden Vererzungen wurden bisher übersehen oder nicht erkannt, obwohl MOSTLER (1970) bereits auf solche im Zusammenhang mit einer Barytmineralisation hingewiesen hat. Dem Verfasser gelang es, an den jungpaläozoischen Karst gebundene Fahlerz-, Baryt-, Magnesit- und Sideritmineralisationen nachzuweisen, die im folgenden hier kurz dargestellt werden.

Vorangestellt sei die Verbreitung der oberkarbonischen bis frühpermischen Verkarstung im Westabschnitt der Grauwackenzone (Abb. 2). Sie ist im Westteil am stärksten und nimmt gegen Osten ab, und fehlt schließlich im Süden ganz. Mit dem Hinweggreifen der Verkarstung über die tektonischen Einheiten II und III wird in diesem Abschnitt der variskische Deckenbau plombiert (MOSTLER, 1973). Verantwortlich für das Verteilungsmuster der jungpaläozoischen Verkarstung ist einmal die Überdeckung mit nicht verkarstungsfähigem Material, zum anderen die Verteilung der Karbonatgesteine innerhalb der variskischen tektonischen Einheiten, sowie die im hohen Karbon und Unterperm ablaufenden taphrogenen Vorgänge.

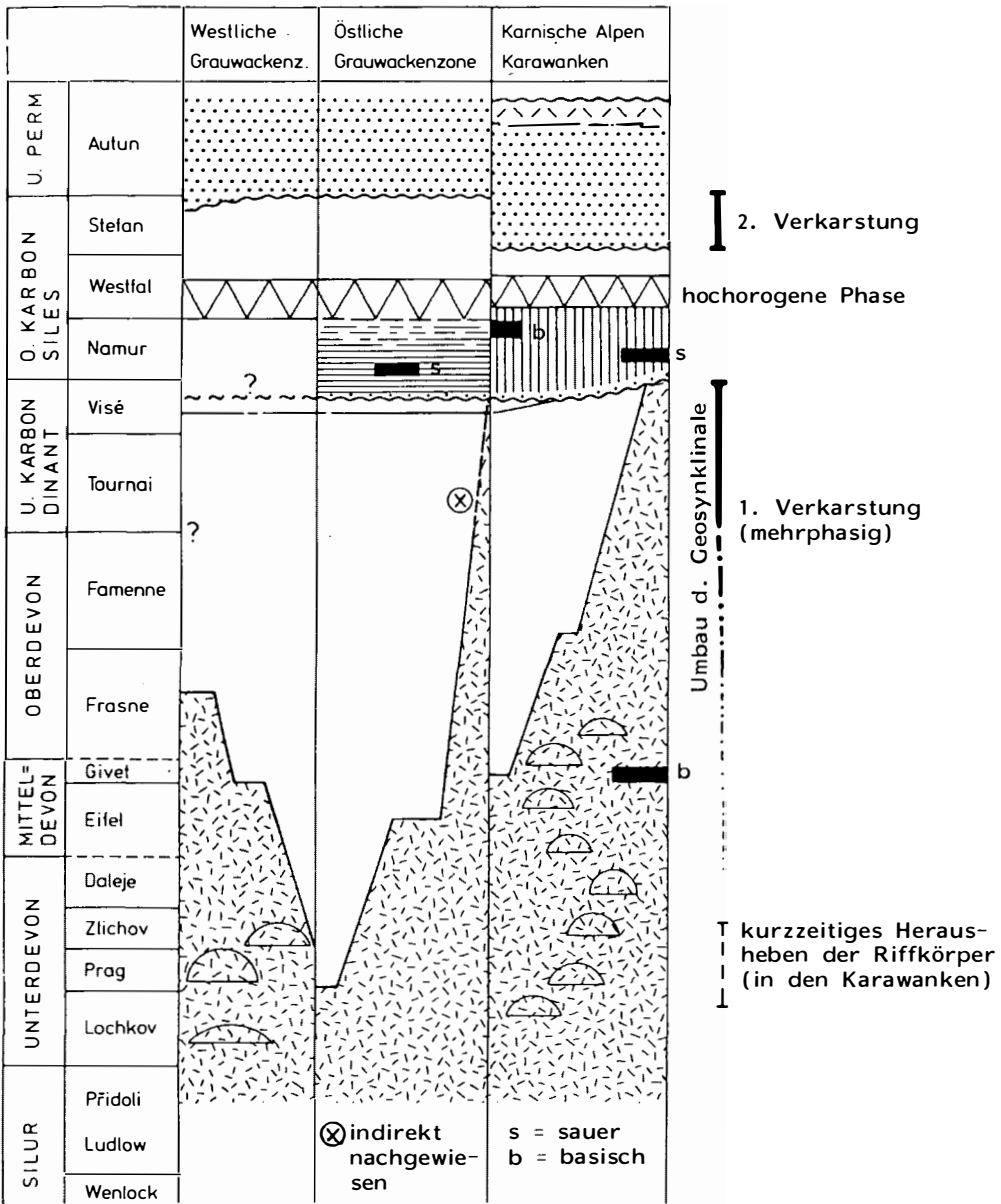


Abb. 1: Die erste Verkarstung ist die unmittelbare Folge des tiefgreifenden Umbaus im Geosynklinalbereich und verläuft wie dieser mehrphasig. Die zweite Verkarstung entstand im Zuge der Montigenese.

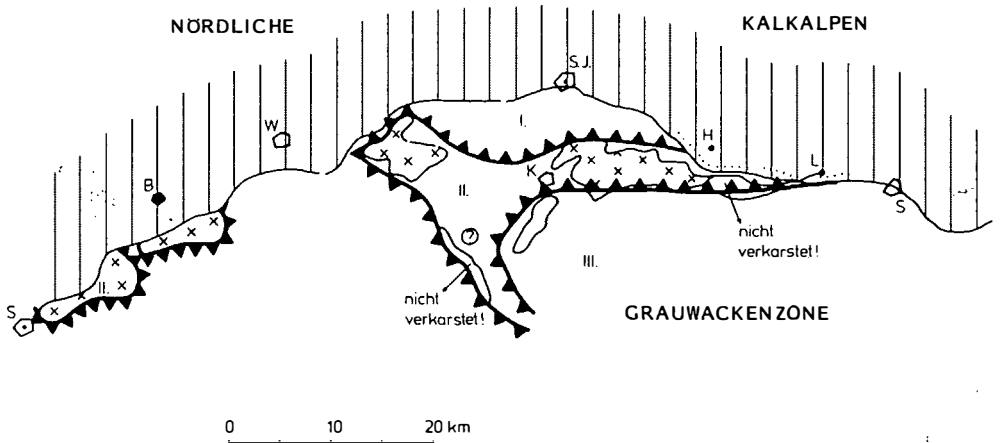


Abb. 2: Überblick über die Verkarstungsareale im Westabschnitt der Grauwackenzone unter Berücksichtigung der variskischen Tektonik; S = Schwaz, W = Wörgl, S.J. = St. Johann, H = Hochfilzen, L = Leogang, S = Saalfelden.

4. SIDERITVERERZUNG IN KARSTHOHLRÄUMEN

Im Bergbau Radmer, aber auch am Erzberg, sind innerhalb der Sideritkörper Hohlraumfüllungen nachweisbar, deren Internsediment aus lagig aufgebautem, im Chemismus stark schwankendem Siderit besteht (BERAN & THALMANN, 1978). Die Form der Hohlräume ist flach taschenförmig. Die Hohlraumsedimente selbst sind sehr feinkörnig, weisen z.T. eine Korngradierung auf; örtlich sind auch Slumpinggefüge beobachtbar. Sehr charakteristisch für derartige Internsedimente aus Karsthohlräumen sind eckige Komponenten, d.h. Bruchstücke, aus der Hohlraumwandung stammend. Dazu kommen noch Einschwemmungen von Quarz und Glimmer sowie aufgearbeitete Tonschiefer, die in Form unterschiedlich großer Komponenten dem Siderit beigemischt sind. Der Anteil an Fremdkomponenten kann bis zu 30% betragen, wodurch sich die Internsedimente sehr deutlich von den Spateisensteinen des Wirtsgesteins unterscheiden; letztere weisen einen unlöslichen Rückstand von höchstens 0,5% auf. Sehr typisch sind auch die Restlumenkristallite, die ein tapetenförmiges Wachstum aus groben Ankeriten und Sideriten aufweisen.

Die Bildung der vorwiegend aus sedimentärem bis frühdiaogenetischem Siderit aufgebauten Karsthohlräume hat im Grenzbereich zwischen Perkolations- und Zirkulationszone unter schwach reduzierenden Bedingungen stattgefunden. Die Genese von Siderit ergibt sich aus dem hohen Angebot der Eisenlösungen, die bei der Verkarstung des aus Siderit bestehenden Wirtsgesteins angefallen sind. Siderite aus Karstsedimenten sind durchaus keine Seltenheit (GINSBURG, 1966: 69).

5. MAGNESITBILDUNG IN KARSTSPALTEN

Obwohl nicht lagerstättenbildend, sei hier jener Magnesit, der in Karsthohlräumen als Internsediment auftritt, besprochen. Dies deshalb, weil gerade dieser Magnesit als Indiz für die Entstehung der Lagerstätte Hochfilzen herangezogen wurde (SCHULZ & VAVTAR, 1977). Im aufgelassenen Tagbau des Ofenbergs sind an mehreren Stellen schmale, z.T. tiefgreifende Karstspalten (durch Lösungsprozesse erweiterte Klüfte; siehe Abb. 3) mit Internsediment verfüllt, das einen strengen Lagenbau aufweist. Es wechsellagern gelblich-weiße Magnesitlagen mit roten Tonlagen, z.T. ist auch ein hohlrauminternes Slumpinggefüge nachweisbar. Die tonigen Sedimente entsprechen in ihrer Zusammensetzung völlig dem Aufbau unterpermischer Schiefertone. Die Magnesitlagen sind syn- bis fröhdiagenetisch in einem Hohlraum entstanden. Die Magnesiumlösungen stammen aus dem das Wirtsgestein aufbauenden Magnesit und Dolomit, wodurch in jedem Fall genügend Mg für die sich im Hohlraum bildenden Magnesite verfügbar war. Dieses vom Wirtsgestein gesteuerte Milieu wurde nicht nur bei Magnesiten festgestellt, sondern Siderite haben sich innerhalb eines sideritischen Wirtsgesteins ebenso gebildet wie die unterpermischen Baryte, die in einem Wirtsgestein entstanden, das zu 10-15% aus Baryt aufgebaut war. Die Karsthohlräume in den Siderit- und Magnesitkörpern sind sehr schmal und halten sich an vorgegebene Klüfte, die durch die Karstkorrosion nur mäßig erweitert wurden, was z.T. auf die schwerere Löslichkeit der Siderite und Magnesite zurückgeht.

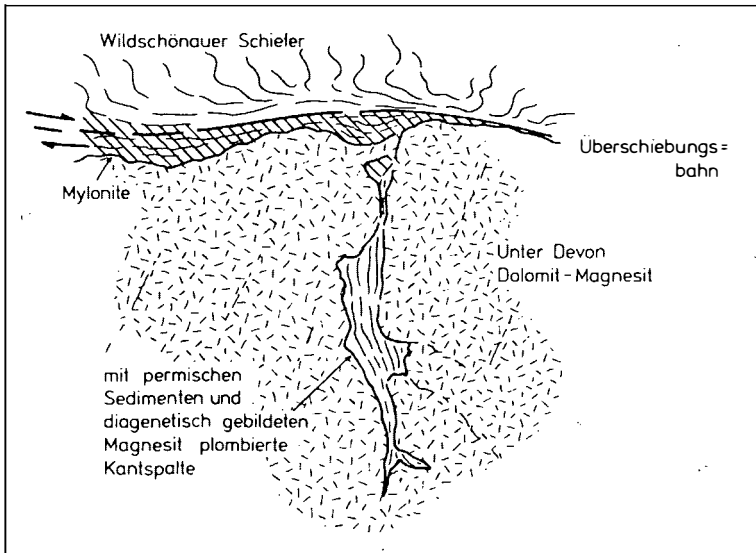


Abb. 3: Im Zuge der variskischen Orogenese aus unterdevonischen Kalken entstandener Dolomit-Magnesit, der im Spätvariszikum von einer Verkarstung erfaßt wurde. Dabei entstandene Karstspalten wurden mit unterpermischem Sediment verfüllt, in welchem sich fröhdiagenetisch auch Magnesit bildete.

Magnetit tritt aber nicht nur in den Karstspalten auf, wo er unter sehr örtlich wirkenden Milieubedingungen entstand, sondern er ist in der unterpermischen Basisserie weitverbreitet. Ebenso tritt er auch in höheren Abschnitten der eben genannten Schichtfolge, dort jedoch meist in Form von Karbonatkonkretionen, auf. Während das konzentrierte Auftreten von Magnetit in den Porenwickeln der Basisbreccie, aber auch in den Quarzkonglomeraten und groben Sandsteinen noch mit dem Magnesiumangebot des Abtragungsgebietes zusammenhängt, wird man für die in den Hangendeinheiten auftretenden Magnetitkonkretionen, die weit über die Grenzen der Spatmagnetite hinausgehen, kaum mit der gleichen Magnesiaquelle operieren können. Jedenfalls zeigt es sich, daß die Basalbreccien, Konglomerate und Sandsteine in der Umgebung der im Hochvariszikum entstandenen Magnetitlagerstätte besonders reich an diagenetisch entstandenem Magnetit sind.

Die Präsenz von Magnetit in den unterpermischen Sedimenten, der das Umsetzungsprodukt der ehemals kalkigen bis dolomitischen Porenwickel darstellt, führte immer wieder zur Meinung, es müßte sich hierbei um marine Bildungen handeln, zumal Magnetite bevorzugt im hochsalinaren Milieu entstehen. Bei den unterpermischen Basalbildungen handelt es sich jedoch um lakustrine Ablagerungen, die in lokalen Depressionen gebildet wurden. Magnetit ist in lakustrinen Ablagerungen durchaus nicht selten. Eines der besten Beispiele hierfür ist das Servia-Becken in Nordgriechenland (WETZENSTEIN & ZACHMANN, 1977), in welchem Magnetitkonkretionen bis zu 1 m Durchmesser keine Seltenheit darstellen.

6. BARYTMINERALISATION IM JUNGPALÄOZOISCHEN KLUFT- UND KARSTSYSTEM

Ähnlich wie bei den zuvor beschriebenen, an jungpaläozoischen Karst gebundenen Vererzungen, hat auch der Baryt im Raum Kitzbühel-Fieberbrunn hinsichtlich seiner Genese die verschiedensten Deutungen erfahren.

VOHRYZKA (1966) hat die Baryte der Kitzbühler Alpen als eine hydrothermal-metasomatische Gangvererzung gedeutet. Obwohl MOSTLER (1970) ihre Bindung an eine unterpermische Verkarstung darlegte, haben MARGARAS, 1971; SCHULZ, 1972, dieselben Baryte als syngedimentäre Bildungen zur unter- bis mitteldevonischen Zeit betrachtet. SCHULZ (1972: 128) sieht darüber hinaus, unter Außerachtlassung aller paläogeographischen Verhältnisse, sogar eine Verbindung zu der Fahlerz-Barytmineralisation des Schwazer-Brixlegger Raumes. Wiederum ist es eine Karsttaschenfüllung permischen Alters, die den oben angeführten Autor veranlaßte, die am Stuckkogel entdeckte Barytmineralisation in einem quarz- und hellglimmerführenden roten Dolomit als eine mit dem Wirtsgestein gleichzeitig entstandene Bildung zu sehen.

Die Prospektion auf Baryt in den letzten Jahren hat ergeben, daß dieser ein Produkt mehrphasiger Bildungsabläufe ist. Er hat zunächst die im unterdevonischen Dolomit angelegten schmalen Karsthohlräume, die sich an präexistierenden Klüften ausgerichtet haben, mineralisiert. Die bevorzugte Orientierung an eine bestimmte Kluftrichtung und die Erweiterung der Karsthohlräume bis über 2 m zum Liegenden hin, haben VOHRYZKA (1966) in der Meinung bestärkt, daß es sich hierbei um eine Gangvererzung handeln müsse. Der erst im Zuge der variskischen Orogenese aus biotritischen Kalken

hervorgegangene Dolomit wurde, durch die Verkarstungsprozesse hervorgerufen, einer neuerlichen Umkristallisation unterworfen, wodurch offene Porenzwickel entstanden, die sich örtlich konzentrierten und durch Lösung gebildete Muster vom Aussehen eines Zebradolomits herbeiführten. In diesen mehr oder minder lagig entwickelten Hohlräumen setzte sich Baryt ab, wodurch Verdrängungsgefüge vorgetäuscht wurden. Daß diese Dolomit-Baryt-Zebmuster noch intrapermischen Alters sind, beweisen jene Komponenten, die sich aus mineralisierten Dolomiten zusammensetzen und Bestandteil des unterpermischen Basalkonglomerats darstellen.

Die anhaltende Verkarstung führte zur Lösung der baryt führenden Dolomite, wodurch der schwerer lösliche Baryt in die z.T. neu geschaffenen Hohlräume stürzte und somit ein zusätzlicher Bestandteil der Karsthohlraum-sedimente wurde; Hohlraumfüllungen dieser Art sind oberflächennah entstanden. In tieferen Bereichen, in welche Grobmaterial nicht vordringen konnte, Sauerstoff jedoch noch Zutritt hatte, setzten sich rote, siltige Tonsteine ab, mit einem reichen Angebot an Ba-Ionen. In diesem Sediment haben sich frühdiagenetische Barytkonkretionen gebildet.

Die Baryte des Kitzbühler Raumes sind völlig frei von Sulfidbeimengungen und stellen somit hochwertige, wirtschaftlich nutzbare Rohstoffe dar, die infolge des hohen Reinheitsgrades als Blütenspat angesprochen werden dürfen. Es kann daher nicht von Cu-Barytlagerstätten (SCHROLL & PAK, 1980: 6) die Rede sein. Überdies haben diese Autoren $\delta^{34}\text{S}$ -Werte, die dem Perm zuzuschreiben sind, nachgewiesen.

7. FAHLERZE, AN VERSCHIEDEN ALTE KARSTSYSTEME GEBUNDEN

Die Fahlerze vom Typus Schwaz-Brixlegg wurden bereits in Verbindung mit den hochvariskischen Ereignissen angesprochen, da im Zuge der unterkarbonischen Trogumgestaltung nicht nur eine intensive Erosionstätigkeit entfaltet wurde, die zur Abtragung bis in das Unterdevon führte, sondern auch eine weit ausgreifende Verkarstung, die aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Westabschnitt die unter- bis mitteldevonischen Karbonatgesteine der Grauwackenzone erfaßt hatte. An diese ist ein Teil der Fahlerze gebunden. Analoge Vererzungen sind zur gleichen Zeit in den Karnischen Alpen weitverbreitet (BRIGO & COLBERTALDO, 1972).

Die wesentlich stärker durchgreifende Verkarstung zu hochoberkarboner bis unterpermischer Zeit erfaßte erneut den Schwazer Dolomit und überlagerte somit das früher angelegte Karstsystem, was zu einer schwer durchschaubaren und zeitlich kaum entflechtbaren Verkarstung führte. Dementsprechend schwierig steht es mit der Datierung der Internsedimente und der an sie geknüpften Vererzung.

Der Verfasser glaubt jedoch, vorerst genügend Daten gesammelt zu haben, die in einigen Fällen eine Trennung von unterkarbonischen und unterpermischen Karsthohlraumsedimenten erlauben.

Die jüngste Verkarstung hat z.T. ein hohes Reifestadium erlangt. Zeugen tiefliegender Hohlraumfüllungen, die in der Imbibitionszone ablaufen, wurden vor allem im Schwazer-Brixlegger Raum entdeckt. Es handelt sich hierbei um graue, feinlaminierte Dolomite, vergesellschaftet mit Pyrit und Fahlerz; die nur wenige Dezimeter mächtigen Internsedimente füllen flache Hohlräume auf. Die von GSTREIN, 1978, beschriebenen rinnen- und wannen-förmigen Gebilde, mit erzführenden Sedimenten ausgefüllt, sind nicht als

submarine Erosionsrinnen zu deuten, sondern den tiefliegenden Karsthöhlräumen zuzuordnen. Die grauen, pflanzenhäcksselführenden sandigen Dolomite sind über die Zirkulationszone gerade noch bis in das Karststockwerk mit vornehmlich stagnierendem Karstwasser transportiert worden, während die im Kogelrevier mit wandständigem Fahlerz tapezierten Hohlräume ihre Auskleidung zweifelsohne im tiefphrätischen Bereich erfahren haben. Veränderungen im Karstsystem, die zur Tieferlegung der Karstwasserabfuhr führten, haben zu einer Erweiterung der Zirkulationszone geführt, was schließlich zur Schließung der Restlumina durch Baryt führte. Charakteristisch ist auch die Vergesellschaftung des Baryts mit den Kollapsbreccien.

Die meisten nachgewiesenen Hohlraumsedimente stammen aus dem hochphrätischen Stockwerk, das durch einen mehr oder minder starken Durchfluß der Karstwasser charakterisiert ist. An erster Stelle sind hier die Kollapsbreccien zu nennen, die infolge der starken chemischen Lösung durch die unterirdische Drainage zum Einbruch der Firste oder oft ganzer Hohlräume geführt haben. Sie sind im Gebiet von Schwaz weniger stark entwickelt, treten aber im Bergrevier Kogel sehr häufig auf. Wohl eines der schönsten Beispiele einer reich verzerten Kollapsbreccie wurde von SCHULZ (1972: 120) beschrieben, allerdings von diesem Autor als submarine Bildung, entstanden durch Seebeben zur unterdevonischen Zeit, gedeutet. Der mehrere Meter mächtige Breccienkörper weist etwa 30 m Breite und eine Länge von über 150 m auf. Diese Vererzung dürfte allerdings eher dem an das Hochvariszikum gebundenen Karstsystem angehören.

Neben den Karstbreccien sind noch Hohlraumfüllungen aus diesem Stockwerk zu nennen, die reich an Quarzbeteiligung sind (Quarzsand bis Quarzgerölle von 3 cm Durchmesser). Die gleichzeitig damit auftretenden eckigen Phyllitkomponenten belegen ihre Herkunft aus den Wildschönauer Schiefen, die ihr Gefüge und die schwache Metamorphose erst im Zuge der variskischen Orogenese, also zur hochvariskischen Zeit, erworben haben. Dies ist z.B. ein klares Indiz für eine Verfüllung, die erst nach dem Hochvariszikum vor sich gehen konnte. Da die Wildschönauer Schiefer der Erosion erst nach der Montigenese zugänglich waren, läßt sich das Alter der Hohlraumsedimente noch weiter einengen. Zu diesen zählen auch graue Sedimente mit hohen Quarz- und Glimmeranteilen, die häufige Hohlraumablagerungen im Schwazer Dolomit darstellen.

Die der Perkolationszone und z.T. nur dem oberflächennahen Karst zuordenbaren Hohlraumsedimente sind weithin verbreitet und herrschen gegenüber den eben beschriebenen Karstfüllungen vor. Sie setzen sich vorwiegend aus rot gefärbten Sedimenten zusammen und ähneln z.T. den unterpermischen Ablagerungen. Charakteristisch sind rote tonige Sedimente mit Quarzgeröllen, häufiger jedoch sind es laminierte rote Dolomite mit z.T. gradierten Lagen und Quarz- und Glimmereinschaltungen. Sie wurden von GSTREIN; 1978, als Flachwasserdolomite, in Erosionsrinnen entstanden, gedeutet. Die eben genannten Sedimente zeigen z.T. sehr ausgeprägte hohlrauminterne Slumpinggefüge. Im Gebiet der Grat Spitze sind es bis 4 m tief in den Schwazer Dolomit eingreifende Hohlräume, die mit rotem Dolomit verfüllt sind.

Die oberflächennahe Verkarstung hat örtlich auch zu einer starken Verkieselung geführt; so sind einzelne Hohlräume am Rand stark mit Fe-pigmentierter Kieselsäure imprägniert; im Gebiet von Thierberg sind derartige Verkieselungen sehr häufig, z.T. verfüllen sie enge, schlauchartige, fast senkrecht zu den Bankflächen des Schwazer Dolomits orientierte Hohlräume.

8. DIE BEDEUTUNG DER JUNGPALÄOZOISCHEN ERZE IN DER GRAUWACKENZONE

Die an die jungpaläozoische Verkarstung gebundene Siderit- und Magnesitbildung ist zweifelsohne in direktem Zusammenhang mit präexistierenden Lagerstätten zu sehen.

In der Umgebung von Eisenerz sind es die Sideritlagerstätten des Erzberges und der Radmer, die durch ein auf Metasomatose zurückgehendes Gefüge gekennzeichnet sind. Dieses haben sie beim Hochdringen eisenreicher Lösungen in Verbindung mit dem sauren bis intermediären Vulkanismus im Visé erworben. In hochoberkarboner Zeit hat im Anschluß an die Montigenese auch den Eisenerzraum eine Verkarstung erfaßt und, dem Chemismus des Wirtsgesteins Rechnung tragend, ein eher unreifes Karstsystem geschaffen, das sich an dem vorgegebenen Kluftnetz orientierte. Es kam in den eisenreichen Karbonaten nur zu klufterweiternden Hohlräumen. Vor allem bildeten sich Karsthohlräume entlang den Horizontalklüften in Form von schmaler linsenförmiger Gestalt. In diesen entstanden sedimentäre bis frühdiagenetische Siderite.

Die Spatmagnesitlagerstätten im Westabschnitt der Grauwackenzone sind nach Ansicht des Verfassers (1973) im Zuge der variskischen Orogenese, also im hochvariskischen Zyklus entstanden; als solche fielen sie der spätvariskischen Verkarstung zum Opfer. In der Lagerstätte am Ofenberg bei Hochfilzen entstanden durch Karsterosion nur schwach ausgeweitete Klüfte. Analog zu den Verkarstungen in den Eisenkarbonaten sind es auch hier vorwiegend an Horizontalklüften orientierte schmale Hohlräume, die frühdiagenetisch gebildeten Magnesit führen.

Die Anwesenheit eines vorgegebenen Karbonatgesteins ist überhaupt erst die Voraussetzung, daß sich Magnesit im sedimentären Bereich bilden kann. Es müssen Lösungen mit einer hohen Calcium-Magnesiumkonzentration verfügbar sein, zumal Magnesit nicht nur in den Karsthohlräumen entstand, sondern auch das calcitisch-dolomitische Bindemittel der unterpermischen Basalbreccien und der Sandsteine auf diagenetischem Wege in Magnesit umwandelte.

Bei Kartierungsarbeiten ist aufgefallen, daß im unmittelbaren Einzugsgebiet der Magnesitlagerstätte Ofenberg die basalen Schichtglieder des Perm, soweit es das karbonatische Bindemittel betrifft, aber auch die ursprünglich aus Dolomit zusammengesetzten Komponenten in Magnesit umgesetzt wurden. Dies hat auch dazu geführt, daß SIEGL (1964) eine Entstehung der Spatmagnesitlagerstätten zur Zeit, als die Basalbreccie bereits abgelagert war, in Erwägung zog.

Die sedimentäre bis diagenetische Bildung von Siderit und Magnesit innerhalb der spätvariskischen Hohlraumfüllungen ist nur von wissenschaftlichem Interesse. Ihr kommt ein besonderer Stellenwert im Hinblick auf das Verständnis der Genese der Eisenspat- und Spatmagnesitlagerstätten in der Grauwackenzone zu. Wirtschaftlich sind sie schon allein aufgrund ihrer räumlichen Begrenztheit völlig bedeutungslos.

Anders verhält es sich bei der an den spätvariskischen Karst gebundenen Barytmineralisation des Kitzbühler Raumes. Hier ist die gesamte Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit dem Paläokarst zu sehen. Unter- bis mitteldevonische Kalke wurden im Zuge der variskischen Orogenese zumeist in Dolomit umgewandelt. Zeugen hiefür sind die Dolomitgerölle in den unter-

permischen Basalbreccien. Die hochoberkarbone Verkarstung hat sich danach an dem im Hochvariszikum erworbenen Kluffgefüge orientiert, wobei besonders eine Kluffrichtung von der Barytmineralisation bevorzugt wurde. Dies hat dazu geführt, daß frühere Bearbeiter die Baryte des Kitzbühler Raumes als hydrothermale Ganglagerstätten gedeutet haben (VOHRZYKA, 1968).

Die auf Karstspalten beschränkte ältere Barytmineralisation wurde örtlich von einer weiteren intensiven wirksamen Verkarstung erfaßt. Es entstanden somit größere Hohlräume, die zunächst die Lösungsresiduen der Karbonatgesteine aufnahmen. Die schwerer verwitterbaren Baryte der Spalten ragten aus den rascher zurückwitternden Dolomiten in Form von Barytbruchstücken heraus und sind schließlich nachgebrochen und gelangten so in die Karsthohlräume. In den Barytlagerstätten Sardinien konnte der Verfasser subrezente Bildungen dieser Art studieren (MOSTLER, 1981). Nur ein Teil des Baryts ging in Lösung und das Barium wurde von den Rückstandstonen der Hohlräumfüllung adsorptiv gebunden. In einem späteren Stadium ist auf lateralsekretionärem Weg wiederum Baryt in linsenförmigen Körpern, z.T. aber auch in Form von Konkretionen ausgefallen.

Es handelt sich hier also um eine mehrphasige Barytentstehung, wobei nur die erste Phase zur eigentlichen Lagerstättenbildung beigetragen hat. Die Baryte der weiteren Phasen, die in den größeren Hohlräumen entstanden, haben zu keiner wirtschaftlich interessanten Anreicherung geführt.

Wesentlich schwieriger auszudeuten ist die Fahlerzgenese in den Karsthohlräumen. Die weitverbreiteten, an den unterkarbonen Karst der Karnischen Alpen gebundenen Vererzungen mit vorwiegend Fahlerz haben die unterschiedlichsten Deutungen erfahren. So hat man versucht, den Vulkanismus der transgredierenden Hochwipfelschichten für die Herkunft der Metalle verantwortlich zu machen. Andere wiederum vermuten die Metallquelle im nahegelegenen Ozean; der Bezug der Metalle sollte über Upwelling oder über Aktivität des Ozeanischen Rückens vonstatten gehen, und schließlich wird auch noch das gängigste Modell für an Paläokarst gebundene Vererzungen ventiliert, nämlich die Metalle über pedogenetische Anreicherungsprozesse direkt aus dem kontinentalen Hinterland zu beziehen. Aus diesen so kontroversen Deutungen geht eindeutig hervor, wie wenig Konkretes über die Entstehung derartiger Karsterztypen bekannt ist.

Die Vererzung bei Brixlegg wurde vom Verfasser in dieser Studie als eine dem hochvariskischen Zyklus zuordenbare betrachtet. Über die Genese dieser frühen Vererzung, außer daß sie in Karsthohlräumen in Verbindung mit Kollapsbreccien entstand, kann zur Zeit nichts beigebracht werden. Es wäre jedoch durchaus denkbar, daß die viel stärker durchgreifende spätvariskische Verkarstung das ältere Karstsystem erosiv erfaßt hat, und daß auf diesem Weg feinverteilte Fahlerze in die jüngeren Hohlräumfüllungen (viele Karstsedimente führen Tenorit) gelangt sind. Doch hierfür gibt es noch keine sicheren Anhaltspunkte.

Sollte letztere Vorstellung zutreffen, so wäre für den Werdegang der an Karsthohlräume gebundenen Vererzungen in der Grauwackenzone folgender Ablauf festzuhalten. Magnesit- und Sideritlagerstätten von wirtschaftlicher Bedeutung wurden im Hochvariszikum gebildet. Die im Spätvariszikum entstandene Verkarstung fand also bereits vorhandene Lagerstätten vor und hat zur Bildung von sedimentärem bis diagenetischem Siderit und Magnesit in Karsthohlräumen geführt. Für die Barytlagerstätten des Kitzbühler Raumes ist nur der in der ersten Karstphase an Spalten gebundene Baryt wirtschaftlich bedeutend. Die größeren, mit roten Sedimenten plombierten Karsthohlräume führen nur sporadisch Baryte; sie haben zu keiner stärkeren Konzentration beigetragen.

Fahlerz mit Baryt ist auf die älteste Verkarstung beschränkt, die ebenfalls zu einer wirtschaftlichen Anreicherung führte. Die auf das Spätvariszikum beschränkte Vererzung (Fahlerz ohne Baryt) scheint nach den bisherigen Untersuchungen eher für eine Umverteilung gesorgt zu haben.

Es hat demnach den Anschein, daß die früh angelegten Verkarstungen wirtschaftlich interessante Lagerstätten hervorgebracht haben, während die später entstandenen mehr zur Umlagerung und Dekonzentrierung der im Hochvariszikum gebildeten Lagerstätten geführt haben dürften.

Literaturnachweis

- BERAN, A. & F. THALMANN (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg - ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. - *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 25, 287-303.
- BRIGO, L. & D. di COLBERTALDO (1972): Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali. - 2nd International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, *Geological Transactions and Reports*, vol. 15, 109-124, Ljubljana.
- DOLEZEL, P. & E. SCHROLL (1972): Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. - 2nd International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, *Geological Transactions and Reports*, vol. 15, 343-359, Ljubljana.
- GSTREIN, P. (1978): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- HAJEK, H. (1966): Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. - *Archiv. Lagerstättenforsch.*, 4, 3-36, Leoben.
- MARGARAS, S. (1971): Die Barytvorkommen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn. - Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1970): Zur Baryt-Vererzung des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung (Tirol). - *Archiv. Lagerstättenforsch. Ostalpen* 11, 101-112.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Veröff. Univ. Innsbruck, Bd. 86, Festschrift Heißel, 237-266, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1981): Selected geological characteristics for comparison of ore deposits of the "Mississippi Valley Type". The ore-district of Sulcis-Iglesiente in the south-west part of Sardinia (Italy). - Projektbericht Bundesanstalt f. Geowiss. u. Rohstoffe Hannover, 1-19.
- MOSTLER, H. (1984, in Druck): Nachweis einer weitverbreiteten jungpaläozoischen Verkarstung und einer damit verbundenen Fahlerz-, Baryt-, Magnesit- und Sideritmineralisation in der Nördlichen Grauwackenzone.
- OMENETTO, P. & L. BRIGO (1974): Metallogenese nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano). - *Mem. Soc. Geol. It.*, 13/1, 339-362.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. - Abh. Geol. B.-A., Bd. 33, 3-124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FLAJS, G. & F. THALMANN (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). - Jb. Geol. B.-A., Bd. 123, H. 1, 169-229, Wien.
- SCHROLL, E. & E. PAK (1980): Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. - TMPM Tschermarks Min. Petr. Mitt. 27, 79-91.
- SCHULZ, O. (1972): Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisation und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). - TMPM Tschermarks Min. Petr. Mitt. 18, 114-128.
- SCHULZ, O. & F. VAVTAR (1977): Sedimentary magnesite fabrics within the sparry magnesite deposit Hochfilzen (Tyrol). - In: KLEMM, D.D. & H.-J. SCHNEIDER (Ed.): Time- and Strata-Bound Ore Deposits, 260-270, Springer-Verlag.
- SIEGL, W. (1964): Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen, sowie Ellmau in Tirol. - Radex Rundschau, H. 3, 178-191.
- VOHRYZKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. - Jb. Geol. B.-A. 111, 3-88.
- WETZENSTEIN, W. & D. ZACHMANN (1977): Sedimentäre magnesiumkarbonatische Bildungen im Servia-Becken/Nordgriechenland. - Radex-Rundschau, H. 1, 29-49

SCHICHTGEBUNDENE GOLDFÜHRENDE BUNTMETALL-MINERALISATIONEN
DER GRAUWACKENZONE ZWISCHEN FILZMOOS, RADSTADT
UND MANDLING (SALZBURG, STEIERMARK)

von E. Dachs und W.H. Paar*)

mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung

Im Bereich dreier alter Bergbaugebiete in der Grauwackenzone (Hachau bei Filzmoos, Schwemmburg N Radstadt und "Ochsenalm" N Mandling) konnten schichtgebundene goldführende Buntmetall-Mineralisationen nachgewiesen werden. Die Erze (Kupferkies, Zinkblende, Fahlerz, Bleiglanz, Bournonit, Jamesonit, Magnetkies und gediegenes Gold) kommen in Verbindung mit kiesführenden Serizitphylliten bis -quarziten ("Branden") und z.T. Graphit-quarziten in den (?) tieferen Wildschönauer Schieferen vor. Diskordante Gangmineralisationen in allen drei Gebieten werden als (?) alpidische Mobilisate der vermutlich altpaläozoischen stratiformen Vererzungen gedeutet.

Summary

Stratiform base metal mineralizations with native gold occur at three localities (Hachau near Filzmoos, Schwemmburg N Radstadt and "Ochsenalm" N Mandling) in the Greywacke Zone of Salzburg. The ores (chalcopyrite, sphalerite, tetrahedrite, galena, bournonite, jamesonite, pyrrhotite and native gold) are hosted by pyritic sericite phyllites, sericite quartzites and particularly graphitic quartzites. Vein type mineralizations observed in the three areas are interpreted as Alpidic remobilized and reconcentrated parts of the Paleozoic stratiform mineralizations.

*) Anschriften der Verfasser: Edgar Dachs, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; Prof. Dr. Werner H. Paar, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg

1. EINLEITUNG

Im Abschnitt der Grauwackenzone E des Salzachtales bis zur Salzburger Landesgrenze sind zahlreiche kleinere Erzmineralisationen bekannt. Dazu zählen u.a. die goldführenden Kupferkies-Fahlerz-Mineralisationen bei Hütttau (Larzenbach, Igelsbach und Gielach), die GÜNTHER (1978) näher bearbeitet hat. In allen drei Fällen handelt es sich aufgrund des Geländebefundes und alter Grubenaufnahmen um schichtgebundene Vererzungen, die infolge alpidischer Tektonik linsenförmig zerstückelt und in wirtschaftlicher Hinsicht heute bedeutungslos sind.

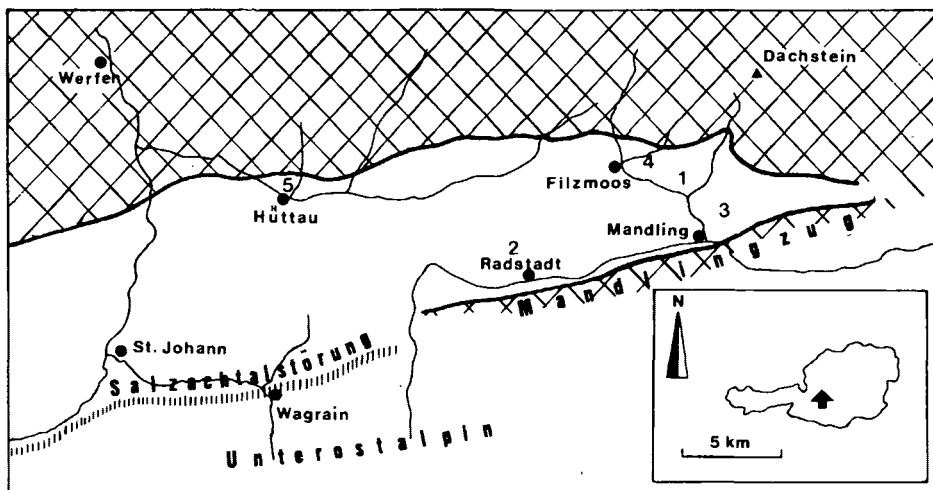


Abb. 0: Tektonische Übersicht (Kreuzschraffur: Einheiten der Nördlichen Kalkalpen; weiß: Grauwackenzone) und geographische Lage der (schichtgebundenen, goldführenden) Buntmetallmineralisationen (1: Lacken-Hachau, 2: Schwemmburg, 3: Ochsenalm, 4: Hammergraben, 5: Larzenbach)

Weiter östlich, im Raum Filzmoos bzw. Radstadt, sind folgende, z.T. beschürfte oder bebaute Mineralisationen anzuführen:

- (1) im Bereich der Hachau E Filzmoos; Bergbau "Lacken"
- (2) am Schwemmburg N Radstadt
- (3) NNE Untermandling (E der Ochsenalm)
- (4) im Hammergraben E Filzmoos

(1) bis (3) betreffen schichtgebundene Vererzungen, von denen (1) im Rahmen einer geologischen Vorarbeit des Erstautors eingehend untersucht wurde (DACHS, 1981 a). Die unter (2) und (3) genannten Vorkommen wurden im Zuge eines Projekts der Firma MINEREX (Wien) im August 1981 übersichtsmäßig aufgenommen. Überdies wurde in beiden Revieren eine Erzprobenahme und geochemische Bodenbeobachtung durchgeführt.

Aufgrund des derzeit noch lückenhaften Untersuchungsstandes können nur vorläufige Angaben zu (2) und (3) gemacht werden. Detailliertere Kenntnisse sind durch im Abschluß befindliche geologische Vorarbeiten von G. FEITZINGER und P. BRANDMEIER in diesen Bereichen zu erwarten.

Das bereits von TRAUTH (1925) und GANSS (1954) untersuchte Vorkommen im Hammergraben betrifft gangförmige Mineralisationen (Kupferkies, kobalthaltiger Arsenkies in karbonatischer und quarziger Gangart). Da keine neuen, von den älteren Bearbeitungen abweichenden, Ergebnisse vorliegen, wird auf dieses Vorkommen hier nicht näher eingegangen.

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Vererzungen treten in feinklastischen Metasedimenten (in der Hauptmasse Serizit-Chloritphyllite bis -quarzite mit untergeordneten Einschaltungen von Metaarkosen und -tuffiten) innerhalb der (?) tieferen Wildschönauer Schiefer (Ordoviz-unteres Silur) auf (= "Pinzgauer Phyllite" bei GANSS et al., 1954). Die Gesteine wurden von einer "schwachen Metamorphose" nach WINKLER (1979) erfaßt (DACHS, 1981 b).

Die Grauwackenzone läuft im betrachteten Gebiet nach E keilförmig aus. Sie wird im S von der triadischen Mandlingschuppe und im N von einem Ausläufer des Werfener Schuppenlandes am Fuß des Dachsteinmassivs begrenzt. Der Bereich der Vererzungen ist stets durch "brandige", braun anwitternde Horizonte markiert, welche sich im Gebiet der Hachau etwa 500 m im Streichen verfolgen lassen (DACHS, 1981 a). Hier sind Chlorit-Serizitphyllite bis -quarzite vererzt, die als Abwechslung nahe der Basis zum anschließenden Postvariszikum nur das Auftreten eines hellen, gebänderten, als Metatuffit gedeuteten Gesteins zeigen. Nicht damit korrelierbar scheint eine Abfolge, die am Schwemmberg im unmittelbaren Bergbauegebiet erarbeitet wurde: Hier ist ein ähnlicher "Brandenhorizont" zwischen, durch organogene Beimengung dunkelgrau, teilweise schwarz gefärbten, Serizitphylliten bis -quarzen im Liegenden und grobklastischen Metapsammiten und -arkosen im Hangenden ausgebildet.

Erwähnenswert ist ferner der Fund eines faustgroßen Gerölls aus derbem Magnetit zusammen mit Grünschiefer-Lesesteinen, die auf das Ausbeißen basisch vulkanogen beeinflusster Gesteine nördlich der Vererzung hinweisen.

Eine lithologische Gliederung im Bereich der Ochsenalm läßt sich bisher - nicht zuletzt aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse - nicht angeben. Ein "Brandenhorizont" in grauen Serizitphylliten bis -quarzen dürfte auch hier gegeben sein. An anderen Gesteinen treten im weiteren Umfeld schwarze, organisch pigmentierte Quarzite ("Graphitquarzite") sowie zehnermetermächtige Grüngesteine (Metatuffite?) auf. Im Zusammenhang damit erscheint der Fund eines granatführenden Gesteins (Metaarkose?) besonders interessant, welches möglicherweise einen Altkristallinrest darstellt (retrograde Umwandlung des Granats zu Chlorit).

An Gefügeelementen zeigen die Gesteine der Grauwackenzone meist eine makroskopisch erkennbare Transversalschieferung, die zur Ausbildung von charakteristischen Linearen auf den s-Flächen führt. Stellenweise ist intensive Faltung und Fältelung nach bis zu zwei b-Achsen zu beobachten (b \wedge b-Gefüge).

Zur Lagerung der Gesteine sei erwähnt, daß im Bereich Hachau bzw. Ochsenalm N-Fallen gegeben ist (mit einem Einfallen von 10-50°), während am Schwemmburg generelles S-Fallen herrscht.

Der Bau der hiesigen Grauwackenzone wird von einer großräumigen alpidischen Schuppentektonik bestimmt. Die tektonische Detailsituation etwa des Roßbrandes oder des Röttes Waldes (Umgebung Ochsenalm) wird infolge spärlicher Aufschlüsse und mangels weit verbreiteter Leithorizonte auch nach geologischen Feinaufnahmen wohl schwer zu klären sein. Das tektonische Bild erfährt zudem durch eine junge Bruchtektonik eine weitere Komplizierung.

3. ERZMINERALISATIONEN

3.1. Bergbau "Lacken" (Hachau, E Filzmoos)

Etwa 200 m NW des Gutes "Lacken" sind 50 m oberhalb einer Fahrstraße die Überreste bergmännischer Tätigkeit feststellbar. Dazu zählen ein im dortigen Brandenhorizont angeschlagener, nach 5 m verstürzter Stollen (Abb. 1), ein 4 m tiefer Schurfbau sowie die dazugehörige Halde.

3.1.1. Petrographie des Nebengesteins

Die limonitisch braune Verwitterung dieses Brandenhorizonts beschränkt sich auf die unregelmäßig welligen s-Flächen. Im Querbruch hingegen ist das Gestein gelblich-grünlichgrau und zeigt eine Wechsellage von mm-geschichteten, pelitischen Partien mit feinkörnigen quarzreichen Lagen, so daß fließende Übergänge von Serizit-Chloritphylliten zu -quarziten gegeben sind.

Die stellenweise intensive Fältelung bezieht auch die vorwiegend s-parallelen Erzschnüre mit ein. Entlang von Klüften kann das Material zu einem braunen, erdig zerfallenden Mylonit aufgearbeitet sein.

U.d.M. läßt sich ein feinkörniges Gewebe von Quarz, Chlorit, Muskowit und teilweise Oxichlorit erkennen. Der Wechsel von gefalteten feineren und größeren Quarzlagen deutet ein altes ss an. In der Anordnung der Hellglimmer, Chlorite und noch deutlicher der Oxichlorite sind die Spuren bis zu dreier Schieferungen ablesbar. Opake Bestandteile treten als feines Pigment auf.

3.1.2. Vererzung

Da die Vererzung nicht unmittelbar ansteht, beziehen sich nachfolgende Beobachtungen auf Haldenfunde.

Dieser Haldenschutt läßt zwei Vererzungstypen erkennen:

Vererzungstyp 1: s-parallele, mit dem Nebengestein verfaltete, bis 5 cm dicke dunkelgraue Erzlagen;

Vererzungstyp 2: bräunliche Erznester in Verbindung mit Quarz-Karbonatadern.

Vererzungstyp 1:

Die Paragenese besteht unter dem Erzmikroskop aus folgenden Mineralen (Reihung nach abnehmender Häufigkeit): Zinkblende-Bleiglanz-Markasit-Pyrit-Kupferkies-Magnetkies-Gold. Die Zinkblende bildet die Hauptphase

und ist in lappig-buchtiger Form mit den anderen Erzen verwachsen. Sie zeigt gelegentlich schnurartige, tröpfchenförmige Entmischungen von Magnet- und Kupferkies (Abb. 2). Der Bleiglanz ist überwiegend xenomorph ausgebildet und scheint als relativ jüngste Phase die Zinkblende zu verdrängen. Er verkittet bereichsweise zerbrochene Pyrit-Markasit-Körner und tritt - wie auch die Zinkblende, Kupferkies und Pyrit-Markasit - randlich in isolierten Fetzen in der Lagerart (Quarz, Phyllosilikate) auf. Pyrit bzw. Markasit liegen in selten idiomorphen Körnern vor, die in der Zinkblende-Bleiglanz-Grundmasse eingebettet sind. Kataklastische Risse sind zumeist durch Bleiglanz verheilt, der selten Einschlüsse syngenetischer Goldkörner enthält (Abb. 3). Magnetkies tritt offensichtlich in zwei Generationen auf, wobei die vermutlich ältere und mengenmäßig überwiegende vollständig zu Markasit umgesetzt ist. Diese Pseudomorphosen zeigen typische "bird's-eye"-Strukturen und lassen gelegentlich Reste der Magnetkies-Spaltbarkeit erkennen (Abb. 4). Der jüngere und stark zurücktretende Magnetkies ist immer unzersetzt und bildet rundliche, rosabraune Einschlüsse in Zinkblende oder Bleiglanz. Kupferkies tritt nur sehr untergeordnet in kleinen Nestern in der Zinkblende oder im Bleiglanz auf.

Das Gefüge dieses s-parallelen Vererzungstyps zeigt auch u.d.M. deutlich lagige Strukturen. Es läßt sich allgemein ein relativ feinkörniger Bereich von einem grobkörnigen unterscheiden. Letzterer besteht vorwiegend aus Zinkblende-Bleiglanz-Verwachsungen mit schollenartigen Nebengesteinseinschlüssen und eingestreuten, oft zerbrochenen Pyrit-Markasit-Aggregaten. Der feinkörnige Bereich hingegen zeigt in einer lappig verwachsenen Zinkblende-Bleiglanz-Grundmasse perlschnurartig aneinandergereihte Lagen bzw. Schnüre von Markasit mit bird's-eye-Strukturen. Diese zeichnen zusammen mit der Orientierung von Nebengesteinseinschlüssen zwei Schieferungen nach, die sich auch im Dünnschliff des unmittelbaren Nebengesteins wiederfinden (Abb. 5).

Aufgrund dieser Beobachtungen ist für den Vererzungstyp 1 eine sedimentäre, präalpidische Anlage wahrscheinlich.

Vererzungstyp 2:

Die wesentlichen Unterschiede zu Typus 1 bestehen darin, daß

- (1) die Erze nicht mehr lagig, sondern nesterartig auftreten, und
- (2) Kupferkies nahezu monomineralisch vorliegt sowie die vermutlich ältere Magnetkiesgeneration des Typus 1 fehlt!

U.d.M. ist folgender Erzbestand nachweisbar (Reihung nach abnehmender Häufigkeit): Zinkblende-Bleiglanz-Kupferkies-Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferindig. Die Gangart besteht vorwiegend aus Quarz, Phyllosilikaten und wenig eisenreichem Karbonat.

Die Hauptmasse bilden relativ große xenomorphe Zinkblendekörner, die kanalartig-buchtig bzw. amöboid mit Bleiglanz und Kupferkies verwachsen sind. Eingeschlossen sind immer wieder größere Schollen der Gangart. Bei stärkerer Vergrößerung zeigt die Zinkblende viele tröpfchenförmige Einschlüsse von Kupferkies, Bleiglanz und Magnetkies. Neben diesen Verwachsungen treten speziell randlich einige mm-dicke Zonen aus nur Kupferkies oder Bleiglanz auf, die auch die Risse der Gangart verheilen. Bereichsweise findet sich auch Goethit, der eisenreiches Karbonat verdrängt und entlang von Rissen in die anderen Erze eindringt.

In einem weiteren Schliff wurde speziell randlich idiomorpher Pyrit beobachtet, der mit Arsenkies verwachsen sein kann. Selten zeigt sich zwischen Bleiglanz und der Gangart ein Saum von Kupferindig.

Im Gefüge dieser im Vergleich zum Vererzungstypus 1 eher grobkörnigen Erzpartien ist keine Regelung erkennbar.

3.1.3. Erzanalysen

Eine Analyse schichtiger Reicherze des Typus 1, die freundlicherweise von der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION durchgeführt wurde, zeigt folgende Gehalte (in Gew.-%):

Pb 1.35	Cu 0.15	Cr 0.035
Zn 9.8	Cd 0.17	Ca 3.1
Fe 17.1	Ni 0.002	Co 0.002

Der Goldgehalt der Erze beträgt 0.4 ppm.

3.2. Bergbau Schwemmburg

Der alte, vermutlich auf silberreiche Kupfererze betriebene Bergbau am Schwemmburg liegt ca. 1500 m Luftlinie NE Radstadt in SH \pm 1000 m und ist am einfachsten über die Roßbrandstraße erreichbar. Das ehemalige Bergbauareal ist im Waldgebiet E des Alpengasthofes Pertill unmittelbar ober- und unterhalb der dorthin führenden Fahrstraße gelegen. Von den insgesamt fünf Stollen sind die beiden im E-Abschnitt bekannten ("Glückauf- bzw. Wasser-Stollen") derzeit noch befahrbar. Der letztere ist in seiner gesamten Auffahrlänge geschrämt. Beide Stollen sind nach Norden je 100 bis 150 m aufgefahren worden und dürften dabei nur sehr arme Erze angetroffen haben. Die Grubenaufschlüsse lassen kleinlinsige, von milchigem Quarz begleitete feinkörnige Pyrit-Imprägnationen erkennen, die s-parallel Serizitschiefern bis -quarziten eingelagert sind.

Im westlichen Abschnitt des Bergbaureviers sind nach einer alten Karte (PILNAY, 1936) zwei Stollen bekannt ("Pertill-Stollen 1 und 2"), deren verstürzte Mundlöcher heute gerade noch erkennbar sind. Beide Stollen sind am Ausgehenden eines steil nach N fallenden Brandenhorizonts 20 m übereinander angeschlagen und nach der alten Grubenaufnahme 300 m nach NE eingetrieben worden. Die Ursache des nach dem Kartenbild z.T. gewundenen und winkligen Verlaufs der Stollenachse dürfte in der erheblichen Absetzigkeit der Vererzung begründet sein. Aufgrund der Haldenfunde in diesem Bereich sind hier vergleichsweise reichere Erze abgebaut worden.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand können im gesamten Bergbauareal folgende Vererzungstypen nach der Art des Nebengesteins grob unterschieden werden:

- (1) Stratiforme, in ihrer mineralogischen Zusammensetzung monotone Pyritvererzungen in brandigen Serizitschiefern. Derartige "Brandenschiefer" sind im Ostrevier des Bergbaugesbietes, dann aber auch E des Schwemmburgs an einigen Stellen der Roßbrandstraße gut aufgeschlossen und vielfach auch durch kurze Schurfstollen untersucht worden.
- (2) Stratiforme Magnetkies-Kupferkies-(Fahlerz)-Mineralisationen in braun anwitternden Serizitschiefern bis -quarziten. Die Erzbänder enthalten geringe Mengen an Kobaltglanz und ged. Gold. Dieser Typus ist für das westliche Bergbaugesbiet um die "Pertillstollen" charakteristisch.
- (3) Stratiforme Kupferkies-Fahlerz-Magnetkies-Mineralisationen in grauschwarzen kohlenstoffreichen Quarziten (Lydite?). Dieser nur im Hangschuttmaterial beobachtete Typus ist durch Erzrhythmite charakterisiert, die aus einer Abfolge mm-dünner Erzbänder (Kupferkies-Fahlerz oder Kupferkies-Magnetkies) und infolge wechselnder Gehalte an Vorgraphit-Pigment verschieden grau gefärbter Quarzlagen bestehen können.

(4) Nester- und linsenförmige Sulfidmineralisationen in karbonatisch-quarziger Gangart. Die an mehreren Proben beobachtbare Diskordanz der erzführenden Lagen zum Nebengestein (Serizitquarzite) deutet auf gangförmige Mineralisationen hin. Die Erzparagenese ist komplex und besteht aus folgenden Komponenten: Kupferkies-Magnetkies (mit linsigen Markasiteinlagerungen)-Fahlerz (mit Einschlüssen von viel Kobaltglanz, Arsenkies, ged. Antimon und ged. Gold)-Bournonit-Jamesonit-Bleiglanz und Zinkblende (Abb. 8).

Dieser Typus repräsentiert den vergleichsweise erreichsten und wurde nur an wenigen Haldenstücken vor dem unteren "Pertillstollen" wahrgenommen.

3.3. Bergbau "Ochsenalm"

Das bereits auf steirischem Boden befindliche Bergbauggebiet liegt NNE der Ortschaft Untermandling in SH 1200 m am stark bewaldeten N-Abhang des Röttesberges. Es befindet sich ca. 8000 m Luftlinie ENE des Vorkommens am Schwemmburg und 2500 m SE der Vererzung der Hachau. Der Zugang erfolgt am besten über den neuen Fahrweg von Mandling zum Yxner oder über die Ochsenalm.

Die Auffindung des Vorkommens wird durch eine neu angelegte Forststraße erleichtert, die ca. 700 m E der Ochsenalm alte Erzhalde anschneidet. Unmittelbar oberhalb dieser Anrisse befindet sich das ehemalige Bergbauggebiet mit erzführenden und erzleeren Halden, größtenteils verbrochenen Stollen und künstlich angelegten Plateaus, den ehemaligen Standorten der Knappenhäuser! Die Ausgedehntheit des bebauten Arealis läßt eine intensive Schurf- und Bergbautätigkeit in alter Zeit vermuten.

Aufgrund der geologischen Übersichtsaufnahme kann die Schichtgebundenheit der Vererzung an einen kiesführenden Brandenhorizont (Serizitphylite bis -quarzite) angenommen werden. Eine Parallele zur Vererzung des Schwemmburgs ist u.a. dadurch gegeben, daß im (?) Liegenden des Erzhorizonts graphitische Quarzite auftreten.

Die als vorläufig anzusehende erzmikroskopische Durchmusterung einiger Anschliffe läßt folgende Kristallisationsfolge der Sulfidparagenese vermuten: Pyrit/Arsenkies-(silberhältiges) Fahlerz mit ged. Gold-Kupferkies-Zinkblende-Bournonit-Jamesonit-Bleiglanz. In allen Schliffen ist ged. Gold in isometrischen oder stark gelappten Körnern zugegen. Die Korngröße (längster x kürzester ϕ) variiert zwischen 12 x 6 und 60 x 16 μm (Abb. 6 und 7).

4. SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die drei genannten Vorkommen der Hachau, des Schwemmburgs und der Ochsenalm repräsentieren den Typus stratiformer, goldführender Buntmetall-Mineralisationen, die bislang im Oberostalpin der Grauwackenzone nicht bekannt waren. Der Elementbestand (Pb, Zn, Cu, Sb und Au) läßt gewisse Parallelen mit Erzmineralisationen ordovizischer bzw. silurischer Abfolgen des unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllits erkennen, wenngleich dort Kupfer stark zurücktritt, hingegen Arsen eine wichtigere Rolle zu spielen scheint (HADITSCH & MOSTLER, 1981).

Da bis auf den Bereich der Hachau keine geologische Detailbearbeitung des Roßbrandes und des Röttesberges vorliegt, kann derzeit nichts über die stratigraphische Position der einzelnen schichtgebundenen Vererzungen innerhalb der vermutlich tieferen Wildschönauer Schiefer ausgesagt werden. Immerhin ist aufgrund der petrographischen Gleichartigkeit der Erzträgergesteine des Schwemmerges und der Ochsenalm (Serizitphyllite bis -quarzite) und der Tatsache, daß an beiden Örtlichkeiten Graphitquarzite die Brandenhorizonte begleiten, eine ähnliche Genese der Vererzungen anzunehmen. Die Frage, inwieweit die ca. 8000 m auseinanderliegenden goldführenden Erzmineralisationen des Schwemmerges und der Ochsenalm einem oder zwei verschiedenen Brandenhorizonten angehören, könnte nur im Zuge einer Detailaufnahme des betrachteten Areals geklärt werden. In diesem Zusammenhang sollte auch die Stellung der edelmetallführenden Vererzung der Hachau zu den beiden vorhin genannten Vorkommen untersucht werden.

Sollten die derzeit in Bearbeitung stehenden Erzanalysen des Schwemmerges und insbesondere der Ochsenalm höhere Goldgehalte ergeben, wären infolge der relativ günstigen Lage der Vorkommen zu Verkehrswegen und aufgrund der zu erwartenden größeren Substanzmengen auch wirtschaftliche Aspekte mitzubedenken.

Dank

Wir danken den Herren Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck) und Dr. J.-M. SCHRAMM (Salzburg) für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Die Durchführung der Erzanalysen der Hachau verdanken wir Dr. I. CERNY (BLEIBERGER BERGWERKS-UNION), die Goldanalyse wurde im Auftrag der Firma MINEREX (Wien) durchgeführt.

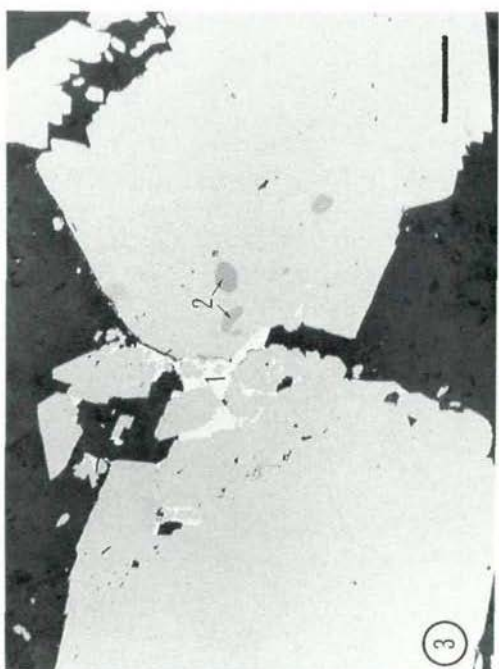
Literatur

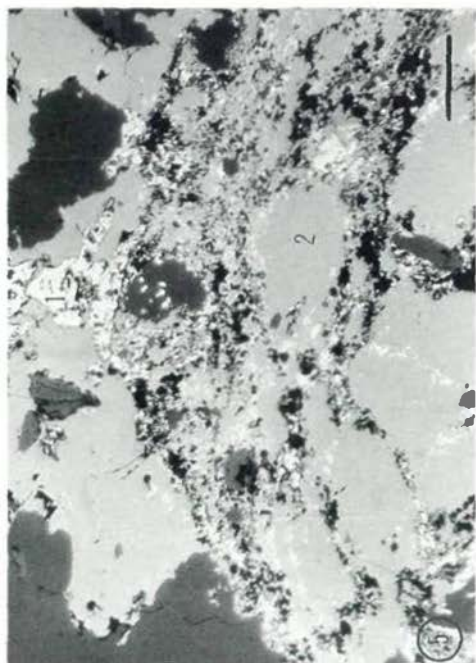
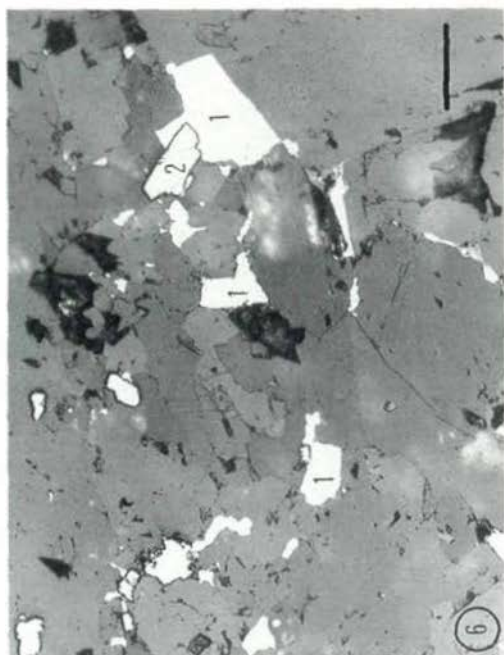
- DACHS, E. (1981 a): Geologie des Gebietes um Hachau (östl. Filzmoos, Salzburg). - Unveröff. Vorarbeit am Inst. f. Geowiss. Univ. Salzburg, 56 S., 29 Abb., 3 Beil., 2 Kt., Salzburg.
- DACHS, E. (1981 b): Metamorphose-Untersuchungen an klastischen Sedimentgesteinen südwestlich des Dachsteins (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen). - Jber. 1980, Hochschulschwerpunkt S 15, 93-95, Graz.
- GANNS, O., KÜMEL, F. & E. SPENGLER (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Mit kleineren Beiträgen von A. Maier und O. Schauburger. - Wiss. Alpenvereinshefte 15, 1-82, Innsbruck.
- GÜNTHER, W. (1978): Die Kupferkiesbaue der Kupfergewerkschaft Larzenbach bei Hütttau (Fritztal), Salzburg. - Der Aufschluß 29, 365-372, Heidelberg.
- HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (1981): The succession of ore-mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. - Vortragsauszug in Begleitheft zur IV. ISMIDA (4.-10.10.1981), Berchtesgaden.

- PILNAY, E. (1936): Exposé über die Erzlagerstätten im Lande Salzburg und deren Entwicklung. - Lagerstätten-Archiv Prof. Dr. Ing. O.M. Friedrich (Leoben), 6 S.
- TRAUTH, F. (1925): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. II. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil: 101, 29-65, Wien.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 5. Aufl., 248 S., Springer-Verlag (New York-Heidelberg-Berlin).

Abbildungserläuterungen

- Abb. 1: Verstürzter Einbau (Bergbau "Lacken") mit Resten der Zimmerung
- Abb. 2: Zinkblende (1) mit tröpfchenförmigen Entmischungen von Magnetkies und Kuperkies (hellgraue Schnüre); Bleiglanz mit typischen Dreiecksausbrüchen (2). Bergbau "Lacken". Balkenlänge (wie bei Abb. 4, 5, 7): 0.1 mm
- Abb. 3: Ged. Gold (1) zwischen und randlich um Pyrit, z.T. auch in orientierten Einschlüssen. Rundliche Bleiglanzkörner (2) in Pyrit. Bergbau "Lacken". Balkenlänge (wie bei Abb. 6): 50 µm
- Abb. 4: Verwachsung von Bleiglanz (1), Zinkblende (2) und Markasit-Pseudomorphosen nach Magnetkies ("bird's-eye"-Strukturen), (3). Bergbau "Lacken"
- Abb. 5: Verwachsung von Bleiglanz (1), Zinkblende (2), darin orientiert eingelagerte Schnüre von Markasit sowie Nebengesteinsfetzen, die zwei Schieferungen abbilden. Bergbau "Lacken"
- Abb. 6: Ged. Gold (1), z.T. verwachsen mit Pyrit (2), in Kalzit. Bergbau "Ochsenaln"
- Abb. 7: Bournonit-Boulangierit (1) als Verdränger von Pyrit (2). Bergbau "Ochsenaln"
- Abb. 8: Ged. Gold (1) und Körnchen von Fahlerz (2) in kataklastischem Cobaltin. Unterer "Pertillstollen", Bergbau Schwemmburg. Balkenlänge: 50 µm





Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 13	6	S. 125-148,	Ibk., Mai 1984
--------------------------------	----------------	--------	---	-------------	----------------

MUELLERISPHAERIDA

EINE NEUE ORDNUNG VON MIKROFOSSILIEN UNBEKANNTER SYSTEMATISCHER STELLUNG AUS DEM SILUR UND UNTERDEVON VON UNGARN

von H. Kozur +)

Zusammenfassung

Im Silur und Unterdevon von Ungarn wurden Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung nachgewiesen, die bisher nur aus dem Silur und Devon der BRD sowie dem Silur von Ungarn und Grönland beschrieben und dabei meist als Hystrichosphaerideen (*Acritarcha*) angesehen wurden.

Die neue Ordnung *Muellerisphaerida* (*incertae sedis*) wird für diese Mikrofossilien aufgestellt und ihre systematische Stellung wird diskutiert. 2 Familien, 4 Gattungen und 13 Arten werden neu beschrieben.

Der mögliche biostratigraphische Wert der *Muellerisphaerida* wird aufgezeigt.

Summary

Microfossils of uncertain systematic position were found in the Silurian and Lower Devonian of Hungary. Until now this microfossil group was only known from the Silurian and Devonian of Western Germany as well as from the Silurian of Hungary and Greenland. These fossils were mostly placed into the hystrichosphaerids (*Acritarcha*).

The new order *Muellerisphaerida* (*incertae sedis*) is introduced for this microfossil group and its systematic position is discussed. 2 families, 4 genera and 13 species are established. The possible biostratigraphic value of the *Muellerisphaerida* is shown.

+) Anschrift des Verfassers: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest/Hungary

1. EINLEITUNG

In den letzten zwei Jahren wurden ca. 1000 Proben à 20 g von silurischen Kiesel-schiefern aus verschiedenen Gebieten mit Fluß-säure aufbereitet. In leicht metamorphen Schichten ist diese Methode viel erfolgversprechender als die Auflösung weniger großer Proben. Daher gelang es auch, eine große Menge körperlich erhaltener silurischer Mikrofossilien zu gewinnen, während zuvor das Silur in Ungarn paläontologisch nur durch Fossilien aus Kiesel-schieferdünn-schliffen belegt war (ORAVECZ, 1964, 1965, GÓCZÁN, 1971) und alle Versuche, körperlich erhaltene silurische Fossilien durch Lösung von Kiesel-schiefern zu gewinnen, fehl-geschlagen waren.

Wie selten Fossilien in silurischen Kiesel-schiefern Ungarns sind, ergibt sich schon aus der Tatsache, daß erst ORAVECZ, 1964, die ersten silurischen und damit bisher ältesten Fossilien Ungarns auffinden konnte.

Unter den ca. 5000 körperlich erhaltenen Fossilien, die jetzt aus silurischen Kiesel-schiefern und Kalken Ungarns herausgelöst wurden, befinden sich auf weit über 1000 Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung, für die hier die neue Ordnung *Muellerisphaerida* n. ord. aufgestellt wird.

2. SYSTEMATISCHE BESCHREIBUNG

Incertae sedis

Ordnung *Muellerisphaerida* n. ord.

Derivatio nominis: Zu Ehren meines hochverehrten Hochschul-lehrers, Prof. Dr. A.A. MÜLLER, Freiberg.

Diagnose: Gesamtgröße der Fossilien (mit Stacheln) 150-160 µm.

Zentralkörper hohl, sphaerisch, meist mit völlig rundem, selten subpolygonalem Querschnitt. Sein Durchmesser beträgt 120-220 µm. Schalenoberfläche glatt, granuliert, grubig, retikuliert oder mit zarten, kleinen Stacheln zweiter Ordnung besetzt. Kurze bis sehr lange Hohlstacheln, deren Apex teils offen, teils geschlossen ist, selten auch flache, gerundet-kegelförmige oder halbkugelförmige Aufragungen sind stets vorhanden. Die Form der Stacheln ist sehr mannigfaltig. Teils sind sie sehr dünn, nadelförmig, häufig jedoch breit, säulenförmig oder stumpf kegelförmig. Mitunter sind die Stacheln terminal unregelmäßig gegabelt.

Es treten stets zwei dicke Schalen auf, die aus Kristalliten senkrecht zur Schalenoberfläche aufgebaut sind. Mitunter ist auch ein zwei- oder mehrschichtiger Aufbau einer oder beider Schalen zu erkennen. Beide Schalen sind durch stabförmige, selten leistenförmige, Elemente miteinander verbunden. Ihr gegenseitiger Abstand ist meist geringer als ihre Dicke, gelegentlich aber auch etwas größer. Nur ganz selten erreicht der gegenseitige Abstand der Schalen etwa das Dreifache der Dicke einer Schale.

Sehr selten kann noch eine innere dritte, nicht aus Kristalliten aufgebaute Schale beobachtet werden.

Die innerste, nur selten erhaltene (nicht immer ausgebildete ?) Schale besteht ausschließlich aus organischem

Material. Die beiden äußeren Schalen weisen ebenfalls einen gewissen Anteil an organischer Substanz auf, sodaß sie unabhängig vom Gestein (auch in hellgrauen, unmetamorphen Kalken) meist völlig schwarz oder dunkelgrau sind. Darüber hinaus weisen diese beiden Schalen aber auch einen beträchtlichen Gehalt an anorganischer Substanz auf. Diese besteht aus Kalziumphosphat, doch auch Kalziumkarbonat ist am Aufbau beteiligt. SiO₂ ist in unterschiedlichem Maße (ausschließlich sekundär ?) nachweisbar.

Vorkommen: Bisher aus dem Devon und Silur der BRD (SANNEMANN, 1955) dem Silur von Ungarn (ORAVECZ, 1964, 1965, GÓCZÁN, 1971 sowie vorliegende Arbeit) sowie dem Silur von Grönland und der ČSSR (ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981) bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: Da alle Muellerisphaerida den gleichen Schalenbau und sphaerische Schalen mit rundem, sehr selten subpolygonalem Schalenquerschnitt haben, muß in erster Linie die Form und Größe der Stacheln zur Klassifizierung herangezogen werden. Dabei lassen sich derzeit zwei Familien ausscheiden. Die Vertreter der einen Familie besitzen nadelförmig dünne, meist lange Stacheln und erinnern rein äußerlich stark an Radiolarien und z. T. auch an Acritarchen. Die Vertreter der zweiten Familie besitzen breite, wuchtige, unterschiedlich lange, apical meist gerundete Stacheln. Diese Familie umfaßt die besonders typischen Vertreter der Muellerisphaerida n. ord., die im allgemeinen auch nach der äußeren Form weder an Radiolarien noch an Acritarchen erinnern.

ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, wiesen durch Mikrosondenuntersuchungen einen hohen Anteil an Kalziumphosphat in den beiden äußeren Schalen nach. Die Autoren kamen zu dem Schluß, das dieser Phosphat-Gehalt primär sei. Dies läßt sich aber, wie schon ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, ausführten, weder unzweideutig beweisen noch widerlegen. Schalen, die zum großen Teil aus organischer Substanz sowie aus Kalziumkarbonat bestehen, könnten durchaus selektiv phosphatisiert werden. Trotzdem wird auch hier angenommen, daß ein primärer Anteil an Kalziumphosphat vorhanden ist, da einerseits die diesbezüglichen Schlußfolgerungen bei ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, recht überzeugend sind (siehe dort) und andererseits auch im vorliegenden Material wieder Kalziumphosphat nachgewiesen wurde. Unzweideutig ist auf jeden Fall der primäre Anteil an organischer Substanz in den Schalen.

Der größte Teil der vorliegenden Muellerisphaerida wurde durch Lösung mit Flußsäure aus Lyditen gewonnen. Die meisten Exemplare sind schwarz, mit gewissem Anteil an organischer Substanz, doch der Anteil an anorganischer Substanz ist stets hoch (Kalziumphosphat, Kalziumfluorid). Einige Exemplare enthalten aber in den äußeren Schalen gar keine oder sehr wenig organische Substanz und sind weiß oder grau. Die weißen Exemplare sind Radiolarien sehr ähnlich, gehören aber zu den gleichen Arten wie die schwarzen Exemplare mit deutlichem Anteil an organischer Substanz. In den weißen Exemplaren wurde offensichtlich diagenetisch die organische durch anorganische Substanz ersetzt.

Neben Kalziumphosphat konnte selten auch Kalziumfluorid nachgewiesen werden. Das Kalziumfluorid ist sicher sekundär bei der Lösung mit Flußsäure entstanden und konnte nur bei wenigen Exemplaren nachgewiesen werden, die aus Schiefeln herausgelöst wurden. Hier lagen wohl ursprünglich Exemplare vor, die in ihren Schalen Kalziumkarbonat aufwiesen, das beim Lösen der Matrix mit Flußsäure in Kalziumfluorid umgewandelt wurde. In den Exemplaren aus Lyditen ließ sich niemals Kalziumkarbonat nachweisen. Da diese Exemplare zum Teil ausgezeichnet erhalten sind, kann der primäre Gehalt an Kalziumkarbonat (falls überhaupt vorhanden) nicht groß gewesen sein. Daß ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, kein Kalziumkarbonat nachweisen konnten, muß allerdings nicht an einem sehr untergeordneten oder primär fehlenden Gehalt an CaCO_3 in den Schalen liegen, sondern kann auch durch die Aufbereitungsmethode bedingt sein (mit Essigsäure aus Kalken herausgelöste Exemplare).

Aus Kalken herausgelöste Exemplare weisen mitunter auch einen unterschiedlich hohen Gehalt an SiO_2 auf. Diese Kieselsäure dürfte zum größten Teil oder vollständig sekundärer Natur sein, da sie nur bei einem Teil der Exemplare nachweisbar ist. Allerdings könnte auch die bei Radiolarien häufig zu beobachtende Erscheinung auftreten, daß primär kieslige Skelette in Kalken in Kalziumkarbonat umgewandelt werden, das dann beim Lösen mit Essigsäure aufgelöst wird. In diesem Falle müßte aber der Anteil an primärer Kieselsäure sehr gering sein, weil auch die aus Kalken herausgelösten Exemplare, die frei von SiO_2 sind, eine sehr gute Erhaltung zeigen. Das primäre Vorhandensein von Kieselsäure in den Schalen kann derzeit weder eindeutig bewiesen noch widerlegt werden. Es ist aber wahrscheinlicher, daß primär kein SiO_2 vorhanden war. Ein hoher Prozentsatz an primären SiO_2 läßt sich sicher ausschließen.

Zusammenfassend kann man über die Zusammensetzung der beiden äußeren Schalen folgendes sagen: Neben organischer Substanz tritt ein hoher Prozentsatz an anorganischer Substanz auf. Letztere besteht vor allem aus Kalziumphosphat. Auch Kalziumkarbonat ist in geringem Prozentsatz wohl vorhanden. Geringe Mengen an SiO_2 sind vielleicht ebenfalls am Aufbau der Schalen beteiligt. Die innerste dritte Schale, falls vorhanden, besteht stets nur aus organischer Substanz. Charakteristisch für die beiden äußeren Schalen und für die Hohlstacheln ist der Aufbau aus parallelen Kristalliten senkrecht zur Schalenoberfläche. Diese Kristallite, zumindest in ihrer groben Ausbildung, mögen sekundär sein. Ihre streng parallele Ausrichtung senkrecht zur Oberfläche in allen untersuchten Fällen (mehr als 200 Exemplare verschiedener Arten) läßt aber zumindest auf eine primäre Anlage schließen. Interessanterweise gibt es im Innern einer ganzen Anzahl von Exemplaren winzige sekundäre Kristallrosetten, die aus den gleichen Kristalliten bestehen (meist auch mit ähnlichem Durchmesser) wie in den beiden äußeren Schalen. Das spricht einerseits für die sekundäre Bildung der Schalenkristallite, andererseits aber auch für die primäre Anlage ihrer parallelen, senkrecht zur Schalenober-

fläche verlaufenden Ausrichtung, da bei den sekundär außerhalb der Schalen gewachsenen Kristalliten niemals eine parallele Ausrichtung zu beobachten ist.

Mitunter läßt sich auch ein schichtiger Aufbau der Schalen beobachten, der wohl primär immer vorhanden, aber nie sehr stark ausgeprägt war.

Die systematische Stellung der *Muellerisphaerida* n. ord. ist völlig offen. SANNEMANN, 1955, der sie als erster aus dem Mitteldevon und z. T. auch Silur der BRD beschrieb, stellte sie zu den *Hystrichosphaerideen* (*Hystrichosphaeridium*). Später wurden sie weiterhin meist zu diesen inzwischen berechtigterweise von EVITT, 1963, in *Acritarcha* umbenannten Mikrofossilien gerechnet. ORAVECZ, 1964, stellte sie noch zu *Hystrichosphaeridium*, DOWNIE & SARGEANT, 1963, und EISENACK, 1973, zu *Baltisphaeridium*. Von beiden Gattungen (die erstere gehört zu den Dinoflagellaten) weichen sie aber durch den strukturellen Aufbau und die weitgehende Mineralisierung der beiden äußeren Schalen ab.

Erst GÓCZÁN, 1971, erkannte, daß es sich nicht um *Acritarcha* handelt. Ausschlaggebend war für ihn die Größe der Objekte, die in der Tat Ausmaße erreichen (Schalendurchmesser 120-220 µm, Gesamtgröße mit Stacheln bis ca. 600 µm), wie wir sie bei den *Acritarchen* nicht kennen.

ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, vollzogen dann die definitive Trennung von den *Acritarcha*, wobei sie auf die Unterschiede in der Schalensubstanz hinwiesen. Sie gaben ihnen außerhalb des zoologischen und botanischen Systems den informellen Namen *Mazuelliden*.

Trotz gegenteiliger Feststellung bei ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, besteht große Ähnlichkeit mit Radiolarien. Verkieselt erhaltene weiße Exemplare sind manchmal schwer von rekristallisierten Radiolarien zu unterscheiden, wenn man nicht andere Erhaltungsformen der gleichen Art (mit hohem Anteil an organischer Substanz und Kalziumphosphat) kennt. Gattungen mit zwei oder mehr dicht beieinander liegenden Schalen, die durch kurze Balken miteinander verbunden sind, treten auch bei den Radiolarien auf. Der Bestachelungstyp der *Muellerisphaerida* n. ord. (abgesehen von Formen mit sehr dicken, säulenförmigen, z. T. eingeschnürten Stacheln) kommt bei den Radiolarien in verschiedenen Gruppen sehr häufig vor. Die Schalenstruktur weicht jedoch deutlich ab, da die Schalen der *Muellerisphaerida* n. ord. weder eine Gitterung noch eine Apertur besitzen. Doch auch bei einigen paläozoischen Radiolarien gibt es ähnliche Strukturen (innere Schale bei *Ruzhencevispongius* KOZUR, 1980), wenngleich dann immer wenigstens eine kleine Pore vorhanden ist. Kalziumphosphat tritt aber bei Radiolarien niemals als Baumaterial der Schalen auf, und die äußeren Schalen haben keinerlei Anteil an organischer Substanz. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang aber, daß in kohlenstoffreichen silurischen Lyditen auch echte Radiolarien wegen sekundärer Anlagerung von Kohlenstoff schwarz sein können.

Große Ähnlichkeit im strukturellen Aufbau zeigen einige Zysten von Dinoflagellaten (vgl. TAPPAN, 1980), doch sind sie viel kleiner und ihre Morphologie weicht grundlegend

ab (Sutur, Apertur). Auch das bisher bekannte Vorkommen der Muellerisphaerida (Silur, Devon) spricht gegen eine Zugehörigkeit zu den Dinoflagellaten.

Ähnlichkeit besteht mit einkammerigen sphaerischen Vertretern der Foraminiferen-Oberfamilie Parathuramminacea. Ihre Wandung besteht aber nicht aus Kristalliten senkrecht zur Schalenoberfläche. Wenn überhaupt radiale Strukturen auftreten, dann sind es Tubuli.

Radiale Strukturen kommen bei fossilen Volvocacea vor (vgl. KAZMIERCZAK, 1976), die aber sonst völlig abweichen (Oberflächenskulptur, fazielle Ansprüche).

Lebensweise der Muellerisphaerida n. ord.

Muellerisphaerida n. ord. wurden bisher nur in pelagischen Sedimenten nachgewiesen. Dabei sind sie in Benthos-freien Lyditen besonders häufig. Aus diesem Grunde wird eine planktonische Lebensweise in vollmarinen pelagischen Sedimentationsräumen angenommen. Es wird vermutet, daß es sich um tierisches Plankton handelt, eine Zugehörigkeit zum Phytoplankton läßt sich aber nicht ausschließen.

Verbreitung der Muellerisphaerida n. ord.

Bisher liegen nur wenige Angaben über das Vorkommen von Muellerisphaerida n. ord. vor, obwohl sie zu den häufigen silurischen Mikrofossilien gehören. Das hat verschiedene Ursachen.

- 1) Bei schon leichter metamorpher Überprägung erhalten die Schalen Risse, an denen sie beim Auflösen der einbettenden Gesteine auseinanderfallen. Während die ähnlich entstehenden Conodontenbruchstücke noch groß genug sind, um in einem Sieb mit 0,1 mm Maschenweite "gewinnbar" zu bleiben, ist dies bei kleineren Muellerisphaerida nicht der Fall. So kann man sie selbst dann vollkörperlich nicht gewinnen, wenn sie in Dünnschliffen schwach metamorpher Gesteine massenhaft nachweisbar sind.
- 2) Bei palynologischen Methoden, wo man Resten von der Form der Muellerisphaerida große Aufmerksamkeit schenkt, können sie nicht überliefert werden, da sie von den verwendeten Säuren (HCl, HF) partiell aufgelöst werden und dann zu kohligem Grus zerfallen bzw. beim Zentrifugieren vollends zerstört werden. So lieferte die Aufbereitung einer 20 g schweren Lyditprobe aus der Bohrung Szalatnak-4 (bei 635 m) über 500 Muellerisphaerida. Die andere Probenhälfte (ebenfalls 20 g) wurde mit der üblichen palynologischen Methode aufbereitet und lieferte nicht ein einziges Exemplar von Muellerisphaerida.
- 3) Bei Routineuntersuchungen für Conodonten müßten Muellerisphaerida zumindest in einigen Fazies reichlich anfallen. Hier werden diese Reste, ähnlich wie die Radiolarien, aber wahrscheinlich nicht beachtet. Es ist aber immer aufschlußreich, daß alle bisher vorliegenden Funde von vollkörperlich erhaltenen Muellerisphaerida bei Untersuchungen auf Conodonten anfielen (SANNEMANN, 1955, ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, vorliegende Arbeit).

Familie Aldridgeisphaeridae n. fam.

Diagnose: Muellerisphaerida mit unterschiedlich langen, stets jedoch breiten Stacheln, gelegentlich auch halbkugelförmigen oder flachen, gerundet-kegelförmigen Aufragungen auf der Schalenoberfläche. Stachelenden meist gerundet oder abgestumpft, selten spitz auslaufend. Mitunter besitzen die Stacheln Ringe oder Einschnürungen. Apex meist verschlossen, z. T. (immer sekundär ?) offen. Schalenoberfläche meist granuliert bis feingrubig, selten schwach retikuliert.

Vorkommen: Wenlockian - Mitteldevon.

Zugewiesene Gattungen:

Aldridgeisphaera n. gen.

Oravecziisphaera n. gen.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Armstrongisphaeridae n. fam. besitzen stets nadelförmige dünne Stacheln. Übergangsformen zwischen beiden Taxa existieren, sind aber selten.

Gattung *Aldridgeisphaera* n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. R.J. ALDRIDGE, Nottingham, in Würdigung seiner entscheidend wichtigen Untersuchungen über die Struktur und den Chemismus der Muellerisphaerida-Schalen (ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981).

Typusart: *Aldridgeisphaera latispinosa* n. gen. n. sp.

Diagnose: Muellerisphaerida mit breiten, säulenförmigen Stacheln, die apical meist gerundet oder abgestumpft und nur selten zugespitzt sind. Selten treten auch breite, länglich kegelförmige Stacheln auf, die apical ebenfalls im allgemeinen abgestumpft oder gerundet sind. Apex verschlossen oder (sekundär ?) offen.

Vorkommen: Wenlockian - Oberes Mitteldevon.

Zugewiesene Arten:

Aldridgeisphaera n. gen. n. sp.

Hystrichosphaeridium astartes SANNE MANN, 1955

Hystrichosphaeridium brevispinosum callosum SANNE MANN, 1955 (pars)

Hystrichosphaeridium dignum SANNE MANN, 1955

Hystrichosphaeridium mutabile SANNE MANN, 1955

? *Hystrichosphaeridium robustum fissum* SANNE MANN, 1955

? *Hystrichosphaeridium robustum robustum* SANNE MANN, 1955

Aldridgeisphaera acuta n. sp.

Aldridgeisphaera annulata n. sp.

Aldridgeisphaera conispinosa n. sp.

Aldridgeisphaera longispinosa n. sp.

Aldridgeisphaera mecsekensis n. sp.

Bemerkungen und Beziehungen: *Oravecziisphaera* n. gen. besitzt anstatt Stacheln nur halbkugelförmige bis gerundet-flach-kegelförmige Aufragungen.

Aldridgeisphaera latispinosa n. gen. n. sp.
(Taf. 1, Fig. 1, 3)

Derivatio nominis: Nach den breiten Stacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 1; Slgs.-Nr. S 19.

Locus typicus: ¹⁾ Bohrung Szalatnak-4 (nördliches Mecsek-Gebirge).

Stratum typicum: ¹⁾ Dünne Lyditlage bei 635 m, *Pterospathodus amorphognathoides*-Zone mit reichlich *Dapsilodus praecipuus* BARRICK, 1977, und vereinzelt *D. obliquicostatus* (BRANSON & MEHL, 1933), *Panderodus spasovi* DRYGANT, 1974, *P. unicostatus* (BRANSON & MEHL, 1933), *Pseudooneotodus bicornis* DRYGANT, 1974, *P. tricornis* DRYGANT, 1974. Basales Wenlockian.

Material: Mehr als 50 Exemplare.

Diagnose: *Aldridgeisphaera* mit sehr breiten, kurz-säulenförmigen bis stumpf und gerundet-kegelförmigen, apical gerundeten Stacheln. Apex geschlossen. Schalenoberfläche granuliert bis feingrubig.

Maße: Gesamtgröße: 230-250 µm

Schalendurchmesser: 150-185 µm

Länge der Stacheln: 33-46 µm

Proximale Breite der Stacheln: 27-42 µm

Vorkommen: Bisher nur aus dem basalen Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: *Aldridgeisphaera mecsekensis* n. sp. hat wesentlich schlankere Stacheln. Obwohl sich die typischen Vertreter beider Arten deutlich voneinander unterscheiden, ist der Übergangsbereich stark besetzt. Vielleicht handelt es sich um eine Art mit stark intraspezifischer Variabilität. Es ist aber auch möglich, daß wir uns am Abzweigpunkt einer neuen Gattung befinden, zumal die Gattung *Aldridgeisphaera* n. sp. unterhalb des Wenlockian noch nicht nachgewiesen wurde.

Aldridgeisphaera mutabilis (SANNEMANN, 1955) hat ähnlich breite Stacheln, die jedoch eine aufgesetzte Spitze aufweisen.

Aldridgeisphaera acuta n. sp.
(Taf. 1, Fig. 2; Taf. 2, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach den spitz auslaufenden Stacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 2; Slgs.-Nr. S 54.

Material: 12 Exemplare.

Diagnose: *Aldridgeisphaera* mit mäßig breiten, mäßig langen bis langen Stacheln, die völlig spitz auslaufen. Schalenoberfläche granuliert bis feingrubig.

Maße: Gesamtgröße: 228-256 µm

Schalendurchmesser: 166-171 µm

Länge der Stacheln: 36-60 µm

Proximale Breite der Stacheln: 17-23 µm

Vorkommen: Bisher nur aus dem basalen Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 bekannt.

1) Wenn nicht anders angegeben, besitzen alle nachfolgend beschriebenen Arten den gleichen locus typicus und das gleiche stratum typicum.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Aldridgeisphaera fissa* (SANNEMANN, 1955) sind die sonst sehr ähnlichen Stacheln terminal gegabelt.

Ein Teil der bei SANNEMANN, 1955, zu *Hystrichosphaeridium spinosum callosum* SANNEMANN, 1955, gestellten Exemplare ist sehr ähnlich, nicht aber der Holotypus von *Aldridgeisphaera callosa* (SANNEMANN, 1955).

Bei *Aldridgeisphaera conispinosa* n. sp. sind die Stacheln kürzer und mehr kegelförmig. Außerdem ist die Schalenoberfläche zumindest bei einigen Exemplaren fein retikuliert. Bei *Aldridgeisphaera annulata* n. sp. ist der Apex der sonst ähnlichen Stacheln gerundet, und außerdem weisen die Stacheln meistens einen deutlichen Ring auf.

Aldridgeisphaera annulata n. sp.
(Taf. 2, Fig. 2, 3)

Derivatio nominis: Nach der bei vielen Stacheln auftretenden ringförmigen Struktur.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 2; Slgs.-Nr. S 37.

Material: Über 100 Exemplare.

Diagnose: *Aldridgeisphaera* mit mäßig langen bis langen, säulenförmigen, mäßig breiten Stacheln, die apical gerundet oder spitz gerundet sind. Apex geschlossen oder mit kleinem Loch (erhaltungsbedingt?). Im distalen Drittel der Stacheln befindet sich meist ein deutlicher Ring, der gelegentlich aber auch gänzlich fehlen kann. Schalenoberfläche granuliert bis schwach grubig.

Maße: Gesamtgröße: 210-260 µm

Schalendurchmesser: 146-178 µm

Länge der Stacheln: 43-65 µm

Proximale Breite der Stacheln: 19-24 µm

Vorkommen: Bisher nur aus dem basalen Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: Es kommen Exemplare mit Ringstruktur an den Stacheln und seltener solche Exemplare vor, wo diese Ringstrukturen fehlen. Dabei könnte es sich um zwei Arten handeln, doch gibt es auch Exemplare, an denen Stacheln mit und ohne Ringstruktur auftreten.

Aldridgeisphaera acuta n. sp. hat Stacheln von ähnlicher Länge und Breite. Sie laufen jedoch völlig spitz aus, Ringstrukturen fehlen stets.

Die Stacheln bei *Aldridgeisphaera mecsekensis* n. sp. sind gedrungener und weisen nur selten flache Ringstrukturen auf.

Exemplare von *A. annulata* n. sp. ohne Ringstrukturen stimmen in der Form und Größe der Stacheln völlig mit *Aldridgeisphaera digna* (SANNEMANN, 1955) überein, doch besitzt diese Art erheblich weniger Stacheln.

Aldridgeisphaera conispinosa n. sp.
(Taf. 2., Fig. 4, 5)

Derivatio nominis: Nach den kegelförmigen Stacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 4; Slgs.-Nr. S 49.

Material: 15 Exemplare.

Diagnose: Eine *Aldridgeisphaera*-Art mit basal breiten, distal rasch verjüngten Stacheln, die spitz auslaufen oder apical geringfügig abgestumpft sind. Apex geschlossen oder offen (erhaltungsbedingt ?). Schalenoberfläche granuliert bis fein retikuliert.

Maße: Gesamtgröße: 175-231 μm

Schalendurchmesser: 145-165 μm

Länge der Stacheln: 17-35 μm

Proximale Breite der Stacheln: 15-17 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 (Mecsek-Gebirge) und Wenlockian vom Kányás-völgy im Velence-Gebirge.

Bemerkungen und Beziehungen: Durch die kurzen, spitz auslaufenden Stacheln ist diese Art leicht von allen anderen silurischen *Aldridgeisphaera*-Arten zu unterscheiden.

Aldridgeisphaera acuta n. sp., die ebenfalls spitz auslaufende Stacheln besitzt, weist durchschnittlich doppelt so lange Stacheln auf.

Der Holotypus von *Aldridgeisphaera callosa* (SANNEMANN, 1955) besitzt mehr und in der Länge sehr variable Stacheln.

Einige Exemplare von *Aldridgeisphaera conispinosa* n. sp.

weisen eine deutlich retikulierte Schalenoberfläche auf.

Teilweise ist dies durch Anlösung beim Herausätzen der Stücke bedingt, z. T. ist die Retikulation aber so regelmäßig, daß die Lösungsfiguren zumindest in ihrer Struktur vorgezeichnet sein müssen, falls es sich nicht um primäre Retikulation handelt.

Aldridgeisphaera goczani n. sp.

(Taf. 2, Fig. 6; Taf. 3, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. F. GÓCZÁN, Budapest, der als erster bereits 1971 die Zuordnung der *Muellerisphaerida* zu den *Acritarcha* ablehnte.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 1; Slgs.-Nr. S 26.

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Diagnose: *Aldridgeisphaera* mit extrem langen, über ihre gesamte Länge annähernd gleich breiten Stacheln, die bei guter Erhaltung zahlreiche feine Ringe erkennen lassen. Apex der Stacheln stets gerundet und geschlossen. Schalenoberfläche granuliert bis grubig.

Maße: Gesamtgröße: 400-567 μm

Schalendurchmesser: 170-200 μm

Länge der Stacheln: 83-215 μm

Proximale Breite der Stacheln: 15-40 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 (nördliches Mecsek-Gebirge) und Wenlockian vom Kányás-völgy (Velence-Gebirge).

Bemerkungen und Beziehungen: *Aldridgeisphaera digna* (SANNEMANN, 1955) besitzt ähnlich gestaltete Stacheln, ist aber deutlich kleiner (Gesamtgröße des Holotypus 320 μm), und die Stacheln sind kürzer.

Exemplare von *Aldridgeisphaera annulata* n. sp. ohne Ringstrukturen an den Stacheln weisen den gleichen Stacheltyp wie *A. goczani* n. sp. auf, aber die Stacheln sind wesentlich kürzer.

Aldridgeisphaera mecsekensis n. sp.
(Taf. 4, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Silur des Mecsek-Gebirges.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 1; Slgs.-Nr. S 64.

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Diagnose: *Aldridgeisphaera* mit relativ kurzen, mäßig breiten, säulenförmigen, distal etwas verschmälerten, apical mehr oder weniger gerundeten Stacheln. Schalenoberfläche feingrubig bis schwach retikuliert.

Maße: Gesamtgröße: 207-242 μm

Schalendurchmesser: 150-180 μm

Länge der Stacheln: 30-43 μm

Proximale Breite der Stacheln: 20-27 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4.

Bemerkungen und Beziehungen: *Aldridgeisphaera digna* (SANNE MANN, 1955) weist weniger und schlankere Stacheln auf.

Aldridgeisphaera annulata n. sp. hat längere Stacheln, die meist einen deutlichen Ring aufweisen.

Aldridgeisphaera latispinosa n. sp. hat wesentlich breitere Stacheln (siehe aber Bemerkungen zu dieser Art!).

Aldridgeisphaera conispinosa n. sp. weist kegelförmige, durchschnittlich etwas kürzere und schlankere Stacheln auf.

Gattung *Oravecziphaera* n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Dr. J. ORAVECZ, Budapest, der als erster silurische Fossilien, darunter auch Muellerisphaerida, in Ungarn nachweisen konnte.

Typusart: *Oravecziphaera nodosa* n. gen. n. sp.

Diagnose: Muellerisphaerida mit knotenförmigen, halbkugeligen bis gerundet flach-konischen Aufragungen. Schalenoberfläche unregelmäßig grubig bis retikuliert.

Vorkommen: Wenlockian bis oberes Mitteldevon.

Zugewiesene Arten:

Oravecziphaera nodosa n. gen. n. sp.

Hystriosphæridium tuberosum SANNE MANN, 1955

Bemerkungen und Beziehungen: *Aldridgeisphaera* n. gen. weist stets mehr oder weniger breite Stacheln auf.

Oravecziphaera nodosa n. gen. n. sp.
(Taf. 4, Fig. 6)

Derivatio nominis: Nach der Oberflächenskulptur.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 6; Slgs.-Nr. S 33.

Material: 4 Exemplare.

Diagnose: Eine *Oravecziphaera*-Art mit annähernd halbkugelförmigen, gerundeten Knoten. Schalenoberfläche unregelmäßig grubig bis fein retikuliert.

Maße: Schalendurchmesser: 141-159 μm

Durchmesser der Knotenbasis: 17-20 μm

Höhe der Knoten: 8-10 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4.
Bemerkungen und Beziehungen: *Oravecziphaera tuberosa* (SANNEMANN, 1955) aus dem Silur bis Mitteldevon besitzt flache, gerundet konische Aufragungen.

Familie *Armstrongisphaeridae* n. fam.

Diagnose: *Muellerisphaerida* mit zarten, nadelförmigen, meist langen Stacheln, Schalenoberfläche glatt, granuliert oder mit zahlreichen kleinen Sekundärstacheln besetzt.

Vorkommen: ? Ordovizium, Llandoveryan - Oberdevon.

Zugewiesene Arten:

Armstrongisphaera n. gen.

Sannemannisphaera n. gen.

Bemerkungen und Beziehungen: *Sannemannisphaera* n. gen. weicht durch die sehr kurzen Stacheln scheinbar stark ab, doch besitzt diese Gattung den gleichen Stachelgrundtyp, nur daß die Stachellänge stark reduziert ist.

Die *Aldridgeisphaeridae* n. fam. haben stets wesentlich breitere, knotenförmige, säulenförmige oder kegelförmige Anhänge, die apical meist gerundet oder abgestumpft sind.

Gattung *Armstrongisphaera* n. gen.

Derivatio nominis: zu Ehren von Dr. H.A. ARMSTRONG, Nottingham, in Würdigung seiner entscheidend wichtigen Untersuchungen über Struktur und Chemismus der Schalen der *Muellerisphaerida* (ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981).

Typusart: *Armstrongisphaera upponyensis* n. gen. n. sp.

Diagnose: *Armstrongisphaeridae* mit langen, nadelförmigen Stacheln.

Vorkommen: ? Ordovizium, Llandoveryan bis Oberdevon.

Zugewiesene Arten:

Armstrongisphaera upponyensis n. gen.n. sp.

Hystrichosphaeridium franconicum SANNEMANN, 1955

Hystrichosphaeridium cf. *hirsutoides* EISENACK sensu SANNEMANN, 1955

Hystrichosphaeridium longispinoide SANNEMANN, 1955

Hystrichosphaeridium multipilosum validum SANNEMANN, 1955

Armstrongisphaera brevispina n. sp.

Armstrongisphaera hungarica n.sp.

Armstrongisphaera robustispinosa n.sp.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Sannemannisphaera* n. gen. sind die Stacheln sehr kurz.

Aldridgeisphaera n. gen. hat breitere, apical meist gerundete oder abgestumpfte Stacheln. Obwohl beide Gattungen beträchtliche Unterschiede in der Ausbildung der Stacheln zeigen, gibt es einige wenige Taxa, bei denen die Zuordnung schwierig ist.

Der taxonomische Wert von terminalen Stachelgabelungen ist unbekannt. Falls diese Taxa, wie bisher bekannt, auf das Devon beschränkt sein sollten, wären die terminalen Stachelgabelungen höher zu bewerten. Vermutlich repräsen-

tieren die langstacheligen *Muellerisphaerida* mit terminal gegabelten Stacheln eine eigene Gattung innerhalb der *Armstrongisphaeridae* n. fam.

Armstrongisphaera upponyensis n. gen. n. sp.
(Taf. 5, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Uppony-Gebirge.
Holotypus: Das Exemplar auf Taf 5, Fig. 1; Slgs.-Nr. D 503.
Locus typicus: Strázsa-hegy bei Nekézseny am Südrand des Uppony-Gebirges.
Stratum typicum: Großer Kalksteinolistolith, Probe N 3 nach KOVÁCS, 1981, Probe Sh 5 nach BALOGH & KOZUR (in Druck). Oberes Lochkovian mit reichen Conodontenfaunen.
Material: 3 Exemplare.
Diagnose: Große *Armstrongisphaera*-Art mit sehr zahlreichen (42-48 auf einer Schalenhälfte), sehr schlanken, basal breiten Stacheln. Schalenoberfläche glatt bis fein retikuliert.
Maße: Gesamtgröße: 257-283 μm
Schalendurchmesser: 187-197 μm
Stachellänge: 40-53 μm
Stachelbreite im mittleren Teil: 5-7 μm
Breite der Stachelbasis: 13-20 μm .
Vorkommen: Unterdevon (oberes Lochkovian) vom Strázsa-hegy bei Nekézseny (Uppony-Gebirge).
Bemerkungen und Beziehungen: *Armstrongisphaera hungarica* n. sp. hat weniger Stacheln (21-28 auf einer Schalenhälfte), deren Basis schmaler ist.

Armstrongisphaera brevispina n. sp.
(Taf. 4, Fig. 5)

Derivatio nominis: Nach den für die Gattung kurzen Stacheln.
Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4., Fig. 5; Slgs.-Nr. S 87.
Material: 7 Exemplare.
Diagnose: *Armstrongisphaera* mit relativ kurzen, proximal kegelförmigen, distal schlanken, aber hier meist abgebrochenen Stacheln. Schalenoberfläche fein granuliert bis schwach grubig.
Maße: Gesamtgröße: 173-180 μm
Schalendurchmesser: 142-163 μm
Länge der Stacheln: 20-33 μm
Breite des schlanken, distalen Stachelabschnittes: 6-7 μm
Breite der Stachelbasis: 13-18 μm
Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 (nördliches Mecsek-Gebirge). Wenlockian von Alsóörs (Balaton-Hochland).
Bemerkungen und Beziehungen: Die Stacheln der neuen Art sind kürzer als bei anderen *Armstrongisphaera*-Arten. Es existieren Übergangsformen zu *Armstrongisphaera robustispinosa* n. sp.

Armstrongisphaera hungarica n. sp.
(Taf. 5, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Silur von Ungarn.
Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 2; Slgs.-Nr. S 82.
Material: 12 Exemplare.

Diagnose: *Armstrongisphaera* mit zahlreichen Stacheln (21-28 auf einer Schalenhälfte). Die Stacheln sind schlank und haben eine schmale Basis. Schalenoberfläche granuliert bis feingrubig.

Maße: Gesamtgröße: 175-201 μm
Schalendurchmesser: 144-151 μm
Länge der Stacheln: 24-40 μm
Breite der Stacheln in ihrem mittleren Teil: ca. 7 μm
Breite der Stachelbasis: 7-10 μm

Vorkommen: Llandoveryan von Grönland, basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4.

Bemerkungen und Beziehungen: *Armstrongisphaera upponyensis* n. sp. hat noch mehr Stacheln (42-48 auf einer Schalenhälfte). Diese Stacheln sind basal erheblich breiter (13-18 μm), insgesamt aber nadelförmig.

Armstrongisphaera robustispinosa n. sp.
(Taf. 5, Fig. 4)

Derivatio nominis: Nach den für die Gattung recht robusten Stacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 4; Slgs.-Nr. S 83.
Material: Über 100 Exemplare.

Diagnose: *Armstrongisphaera* mit relativ robusten, mäßig langen Stacheln, die von der Basis bis zum Apex gleichmäßig schlanker werden. Schalenoberfläche granuliert, feingrubig oder mit retikuliertem Ätzungsmuster.

Maße: Gesamtgröße: 220-283 μm
Schalendurchmesser: 143-167 μm
Länge der Stacheln: 39-51 μm
Stachelbreite im mittleren Teil der Stacheln: ca. 10 μm
Breite der Stachelbasis: 13-17 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian bis Mitteldevon (?).

Bemerkungen und Beziehungen: *Hystrichosphaeridium* cf. *hirsutoides* EISENACK sensu SANNEMANN, 1955, aus dem oberen Mitteldevon läßt sich gegenwärtig nicht sicher von der neuen Art abgrenzen. Das gilt auch für das von SANNEMANN, 1955, als Übergangsform zwischen *Hystrichosphaeridium robustum* SANNEMANN, 1955, und *Hystrichosphaeridium* cf. *hirsutoides* EISENACK sensu SANNEMANN, 1955, bezeichneten Exemplar. *Armstrongisphaera hungarica* n. sp. hat basal schlankere Stacheln, die sich in Richtung auf das apicale Ende nur ganz langsam verschmälern.
Armstrongisphaera upponyensis n. sp. hat mehr und schlankere Stacheln.

Gattung *Sannemannisphaera* n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. D. SANNEMANN, der als erster reiche Muellerisphaerida-Assoziationen beschrieb.

Typusart *Sannemannisphaera silurica* n. gen. n. sp.

Diagnose: Relativ kleinwüchsig, Querschnitt der Schalen sub-circular bis subpolygonal. Schalenoberfläche glatt, granuliert oder schwach grubig, mitunter auch mit schwachen Aufwulstungen zwischen den Stacheln. Die Stacheln haben stets eine breite Basis, sind sehr kurz und laufen spitz aus.

Vorkommen: Wenlockian - Mitteldevon

Zugewiesene Arten:

Sannemannisphaera silurica n. gen. n. sp.

Hystriospheraidium brevispinosum callosum SANNEMANN, 1955, (pars)

Sannemannisphaera rarispinosa n. sp.

Bemerkungen und Beziehungen: *Armstrongisphaera* n. gen. hat stets einen runden Schalenquerschnitt und besitzt mehr oder weniger lange, nadelförmige Stacheln.

Sannemannisphaera silurica n. gen. n. sp.

(Taf. 4, Fig. 4)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Silur.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 4; Slgs.-Nr. S 72

Material: 11 Exemplare.

Diagnose: *Sannemannisphaera* mit subcircularem Schalenquerschnitt und zahlreichen kleinen spitzen Stacheln mit breiter Basis.

Schalenoberfläche glatt. Die breiten Stachelansätze sind gelegentlich durch flache Aufwulstungen miteinander verbunden.

Maße: Schalendurchmesser: 121-132 μm

Länge der Stacheln: 5-10 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4.

Bemerkungen und Beziehungen: *Sannemannisphaera rarispinosa* n. sp. weist weniger und meist etwas größere Stacheln auf.

Sannemannisphaera rarispinosa n. sp.

(Taf. 5, Fig. 3, 5)

Derivatio nominis: Nach der geringen Zahl der Stacheln.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 5; Slgs.-Nr. S 76.

Material: Über 100 Exemplare.

Diagnose: *Sannemannisphaera* mit subpolygonalem bis subcircularem Schalenquerschnitt und wenigen kurzen, spitz auslaufenden Stacheln mit sehr breiter Basis. Zwischen den Stachelansätzen können flache Aufwulstungen verlaufen. Schalenoberfläche glatt bis unregelmäßig grubig.

Maße: Schalendurchmesser: 125-145 μm

Länge der Stacheln: 5-14 μm

Vorkommen: Basales Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4.

Bemerkungen und Beziehungen: *Sannemannisphaera silurica* n. gen. n. sp. weist mehr Stacheln auf, die durchschnittlich etwas kleiner sind.

3. BIOSTRATIGRAPHISCHE BEDEUTUNG DER MUELLERISPHAERIDA N. ORD.

Wegen der wenigen vorliegenden Nachweise von *Muellerisphaerida* n. ord. können noch keine endgültigen Aussagen über ihre biostratigraphische Verwertbarkeit gemacht werden. Aus dem Ordovizium liegen bisher noch keine eindeutigen Nachweise vor. Die älteste zur Zeit bekannte Assoziation stammt aus dem Llandoveryan von Grönland (*Pterospathodus celloni*-Zone). Das dortige reiche Vorkommen von *Muellerisphaerida* setzt sich offensichtlich nur aus Vertretern der Gattung *Armstrongisphaera* n. gen. zusammen, die mit mindestens 4 Arten vertreten ist, wie aus den Abbildungen bei ALDRIDGE & ARMSTRONG, 1981, hervorgeht. Vertreter der *Aldridgeisphaeridae* n. fam. sind anscheinend noch nicht vorhanden. Wegen ihrer sehr auffälligen Bestachelung wären sie sicherlich abgebildet worden, sofern sie im Llandoveryan von Grönland schon auftreten würden.

Die nächst jüngere Assoziation stammt aus dem basalen Wenlockian der Bohrung Szalatnak-4 im nördlichen Mecsek-Gebirge Südungarns. Zusammen mit *Muellerisphaerida* finden sich hier Conodonten der *Pterospathodus amorphognathoides*-Zone des obersten Llandoveryan und basalen Wenlockian. Da neben reichlich *Dapsilodus praecipuus* BARRICK bereits *D. obliquicostatus* (BRANSON & MEHL) auftritt, gehört diese Assoziation bereits zum basalen Wenlockian, wo die letztere Art einsetzt. Im Unterschied zu den grönländischen Vorkommen, die aus Kalken stammen, wurden die *Muellerisphaerida* hier aus Lyditen gewonnen.

Die Zusammensetzung beider Assoziationen unterscheidet sich erheblich. In dem südungarischen Vorkommen aus dem basalen Wenlockian sind die charakteristischen *Aldridgeisphaeridae* n. fam. bereits weit verbreitet, und nur eine Art, *Armstrongisphaera hungarica* n. sp., reicht aus dem Llandoveryan bis in das basale Wenlockian. Ob diese großen Unterschiede nur auf den an sich nicht großen Altersunterschied (eine Conodontenzone) oder auf fazielle und provinzialistische Unterschiede zurückzuführen sind, oder ob alle drei Faktoren eine Rolle spielen, läßt sich vorerst noch nicht abschätzen. Sollte es sich im wesentlichen um altersmäßig bedingte Unterschiede handeln, dann würde den *Muellerisphaerida* eine sehr große biostratigraphische Bedeutung zukommen.

Aus den schwach epimetamorphen Lyditen des Balaton-Hochlandes (Alsóörs) und des Velence-Gebirges (Kányás-völgy) konnten wegen der dynamometamorphen Überprägung nur sehr wenige *Muellerisphaerida* gewonnen werden, obwohl sie in Schliffen reichlich nachweisbar sind. Diese Assoziation ist nach Conodonten ein wenig jünger als jene aus der Bohrung Szalatnak-4, gehört aber ebenfalls zum unteren bis mittleren Wenlockian. Zwei Arten aus der *amorphognathoides*-Zone (*Aldridgeisphaera conispinosa* n. sp. und *Aldridgeisphaera goczani* n. sp.) wurden auch aus einer Probe im Kányás-völgy nachgewiesen, deren Alterseinstufung innerhalb des Wenlockian aber unsicher ist, da sie außer diesen beiden Arten nur einige Graptolithenreste enthielt, die nicht jünger als Wenlockian sind. Diese Probe könnte daher auch zur *amorphognathoides*-Zone gehören. In dem nach Conodonten und Graptolithen sicher einstuftbaren Vorkommen von Alsóörs (unteres Wenlockian oberhalb der *amorphognathoides*-Zone) fand

sich nur eine gemeinsame Art (*Armstrongisphaera brevispina* n. sp.) mit der Assoziation aus der *amorphognathoides*-Zone, daneben aber noch weitere Muellerisphaerida, bei denen es sich um neue Arten handelt, die wegen Materialmangel oder schlechter Erhaltung noch nicht beschrieben werden können.

Aus dem Unterdevon ist bisher nur eine einzige arme Assoziation aus einem Kalksteinolistolithen des oberen Lochkovian (tieferes Unterdevon bekannt (Strázsa-hegy bei Nekézseny, südlichstes Uppony-Gebirge). Hier wurde nur eine Art, *Armstrongisphaera upponyensis* n. gen. n. sp. nachgewiesen, sodaß keinerlei stratigraphische Aussagen gemacht werden können. Immerhin scheint diese Art dort nicht allzu selten zu sein, denn nach einer persönlichen Mitteilung von Dr. S. KOVACS, Budapest, konnte er sie in Schichten gleichen Alters ebenfalls nachweisen.

Aus dem oberen Givet (höchstes Mitteldevon) der BRD beschrieb SANNEMANN, 1955, eine reiche Muellerisphaerida-Assoziation. Die Aldridgeisphaeridae n. fam. mit breiten Stacheln sind häufig. Sie sind deutlich höher entwickelt als die Aldridgeisphaeridae aus dem basalen Wenlockian Ungarns. Das zeigt sich u. a. darin, daß vielfach kleine dünne Stacheln auf den Apex der wuchtigen, breiten, apical gerundeten Stacheln aufgesetzt sind. Besonders charakteristisch für diese mitteldevonische Assoziation sind auch mehrere Arten mit terminal gegabelten Stacheln. Solche Taxa sind bisher nur aus dem Mitteldevon bekannt und hier nicht selten.

Für grobe biostratigraphische Einstufungen sind die Muellerisphaerida sicherlich gut geeignet. Ob sie auch zu feinstratigraphischen Untergliederungen herangezogen werden können, müssen weitere Untersuchungen klären.

LITERATUR

- ALDRIDGE, R.J. & ARMSTRONG, H.A. (1981): Spherical phosphatic microfossils from the Silurian of North Greenland. - *Nature*, 292 (No. 5823), 531-533, London.
- DOWNIE, C. & SARJEANT, W.A.S. (1963): On the interpretation and status of some hystrichosphaera genera. - *Palaeontology*, 6, 83-96, London.
- DOWNIE, C. & SARJEANT, W.A.S. (1964): Bibliography and index of fossil dinoflagellates and acritarchs. - *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 94, 1-180.
- EISENACK, A. (ed.) (1973-1979): Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. - Bd. III, *Acritarcha 1*, 1-1104, Stuttgart 1973; Bd. IV, *Acritarcha 2*, 1-863, Stuttgart 1976; Bd. V, *Acritarcha 3*, 1-532, Stuttgart 1979 a; Bd. VI, *Acritarcha 4*, 1-533, Stuttgart 1979 b.
- EVITT, W.R. (1963) A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichosphaeres and acritarchs. - *U.S. Nat. Acad. Sci., Proc.*, 49, 298-302.
- GÓCZÁN, F. (1971): Adatok az alsóörsi, szalattnaki és upponyi "szilur" kovapalák mikroplankton vizsgálataihoz. - *Öslénytani Viták*, 18, 13-20, Budapest.

- KAŹMIERCZAK, J. (1976): Volvocacean nature of some Palaeozoic non-radiosphaerid calcisphaeres and Parathuramminia "Foraminifera". - Acta Palaeont. Pol., 21, 245-255, Warszawa.
- KOZUR, H. (1980): Ruzhencevispongidae, eine neue Spumellaria-Familie aus dem oberen Kungurian (Leonardian) und Sakmarian des Vorurals. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10(6), 235-242, Innsbruck.
- ORAVECZ, J. (1964): Szilur képződmények Magyarországon. - Földt. Közl., 94(1), 3-9, Budapest.
- ORAVECZ, J. (1965): Über die erdgeschichtliche Rolle silurischer Gesteinsschotter in den klastischen Schichtkomplexen Ungarns. - Földt. Közl., 95, 401-405, Budapest.
- SANNEMANN, D. (1955): Hystrichosphaerideen aus dem Gotlandium und Mittel-Devon des Frankenwaldes und ihr Feinbau. - Senckenbergiana lethaea, 36(5/6), 321-346, Frankfurt a.M.
- TAPPAN, H. (1980): The paleobiology of plant protists. Chapter 3: Acritarcha or Hystrichophyta. - 148-224; chapter 4: Dinoflagellates, 225-435 (ohne Lit.-Verz.), San Francisco.

TAFELERLÄUTERUNGEN

Alle Aufnahmen wurden von Frl. MONIKA MATYIKÓ, Budapest, angefertigt.

TAFEL 1 (Alle abgebildeten Exemplare stammen aus der Bohrung Szalatnak-4 im nördlichen Mecsek-Gebirge (Südungarn). Dünne Lyditlage bei 635 m. *Pterospathodus amorphognathoides*-Zone, basales Wenlockian.)

- Fig. 1: *Aldridgeisphaera latispinosa* n. gen. n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 19, a) Totalaufnahme, V = 260 x, b) Detailaufnahme, V = 1100 x
- Fig. 2: *Aldridgeisphaera acuta* n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 54, a) Totalaufnahme, V = 300 x, b) Detail des Schalenaufbaus, V = 2000 x
- Fig. 3: *Aldridgeisphaera latispinosa* n. sp., Stereoscan-Aufnahme, Slgs.-Nr. S 59, V = 300 x

TAFEL 2 (Lokalität und Alter siehe Tafel 1)

- Fig. 1: *Aldridgeisphaera acuta* n. sp., Slgs.-Nr. S 55, V = 300 x
- Fig. 2: *Aldridgeisphaera annulata* n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 37, a) Totalaufnahme, V = 300 x, b) Detailaufnahme, V = 1000 x
- Fig. 3: *Aldridgeisphaera* cf. *annulata* n. sp., Exemplar ohne die kräftige Ringstruktur an den Stacheln, Slgs.-Nr. S 43, V = 300 x
- Fig. 4, 5: *Aldridgeisphaera conispinosa* n. sp.; Fig. 4: Holotypus, Slgs.-Nr. S 49, V = 400 x; Fig. 5: Exemplar mit retikulierter Schalenoberfläche, Slgs.-Nr. S 53, V = 400 x
- Fig. 6: *Aldridgeisphaera goczani* n. sp., Slgs.-Nr. S 30, V = 200 x

TAFEL 3 (Lokalität und Alter siehe Tafel 1)

- Fig. 1 - 3: *Aldridgeisphaera goczani* n. sp.; Fig. 1: Holotypus, Slgs.-Nr. S 26, a) und b) Stereopaar, V = 150 x, c) Detail, feine ringförmige Strukturen der Stacheln sichtbar, V = 400 x; Fig. 2: Slgs.-Nr. S 32, a) Detail, radialstrahliger Aufbau der Stachelwand gut sichtbar, V = 1000 x, b) Totalaufnahme, V = 150 x; Fig. 3: Doppelschaligkeit und radialfasriger Aufbau der Schalen deutlich erkennbar, Slgs.-Nr. S 20, V = 240 x

TAFEL 4 (Lokalität und Alter siehe Tafel 1)

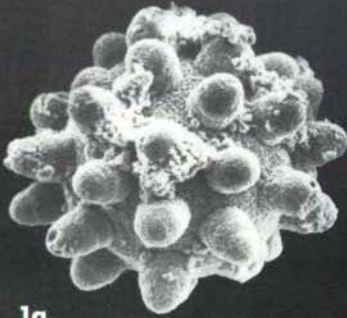
- Fig. 1 - 3: *Aldridgeisphaera mecsekensis* n. sp.; Fig. 1: Holotypus, Slgs.-Nr. S 64, a) Totalaufnahme, V = 260 x, b) Detail, V = 860 x; Fig. 2: Übergangsform zu *Aldridgeisphaera annulata* n. sp., Slgs.-Nr. S 71, V = 300 x; Fig. 3: Zweischaliger Schalenbau und Schalenstruktur eines aufgebrochenen Exemplares, Slgs.-Nr. S 65, a) Totalansicht, V = 300 x, b) Detail der Doppelschale, V = 3200 x
- Fig. 4: *Sannemannisphaera silurica* n. gen. n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 72, V = 300 x
- Fig. 5: *Armstrongisphaera brevispina* n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 87, V = 300 x
- Fig. 6: *Oravecziphaera nodosa* n. gen. n. sp., Holotypus, Slgs.-Nr. S 33, V = 400 x

TAFEL 5

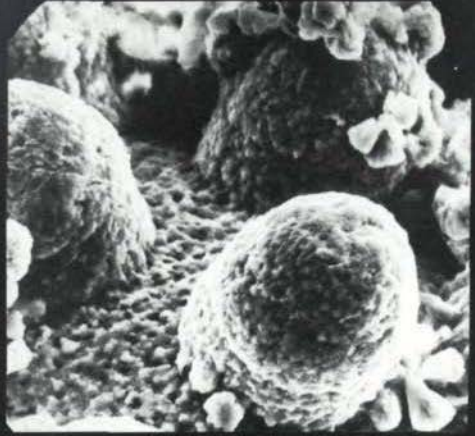
- Fig. 1: *Armstrongisphaera upponyensis* n. gen. n. sp., Holotypus, Strázsa-hegy bei Nekézseny (südlichstes Uppony-Gebirge), Probe Sh 5, oberes Lochkovian (tieferes Unterdevon), Slgs.-Nr. D 503, a) Totalaufnahme, V = 300 x, b) Detail, V = 780 x
- Fig. 2: *Armstrongisphaera hungarica* n. sp., Holotypus, Bohrung Szalatnak-4 (nördliches Mecsek-Gebirge). Dünne Lyditlage bei 635 m. *Pterospathodus amorphognathoides*-Zone, basales Wenlockian, Slgs.-Nr. S 82, a) Totalaufnahme, V = 400 x, b) Detail, V = 1500 x
- Fig. 3, 5: *Sannemannisphaera rarispinosa* n. sp., Lokalität und Alter wie bei Fig. 2 angegeben; Fig. 3: Slgs.-Nr. S 74, V = 360 x; Fig. 5: Holotypus, Slgs.-Nr. S 76, V = 400 x
- Fig. 4: *Armstrongisphaera robustispinosa* n. sp., Holotypus, Lokalität und Alter wie bei Fig. 2 angegeben, Slgs.-Nr. S 83, V = 300 x

Alle abgebildeten Exemplare werden in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt (MÁFI), Budapest, aufbewahrt.

Tafel I



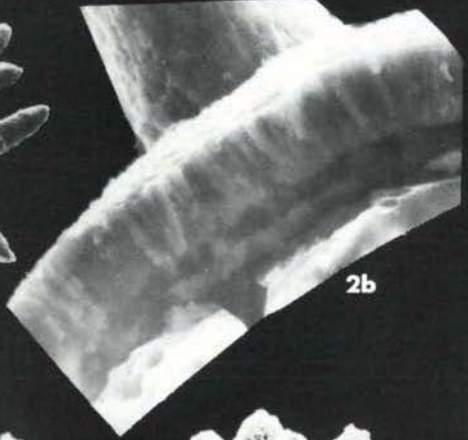
1a



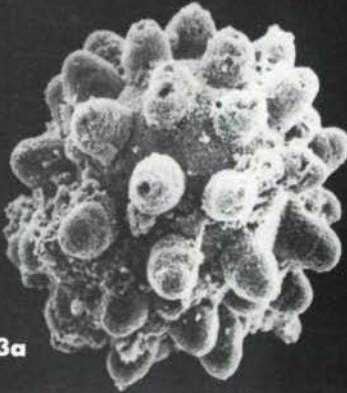
1b



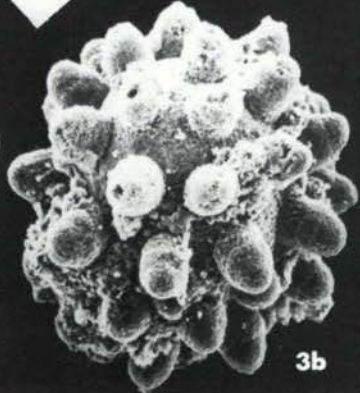
2a



2b

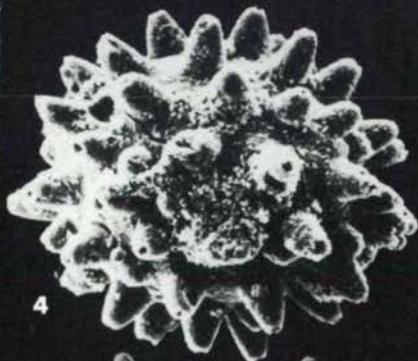
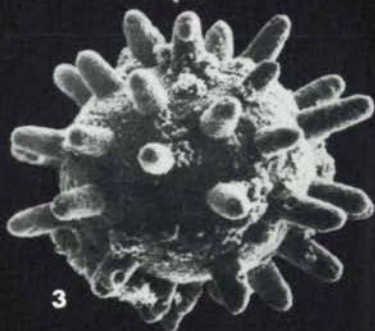
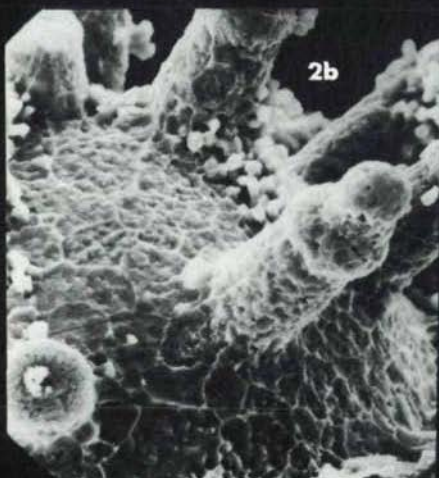
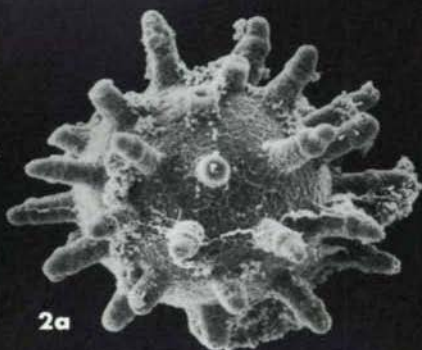
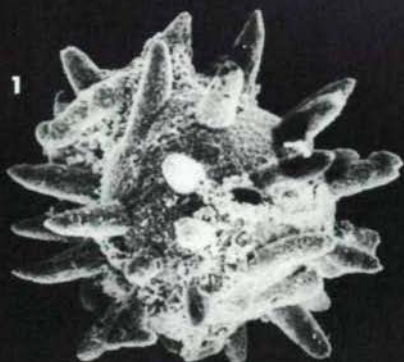


3a

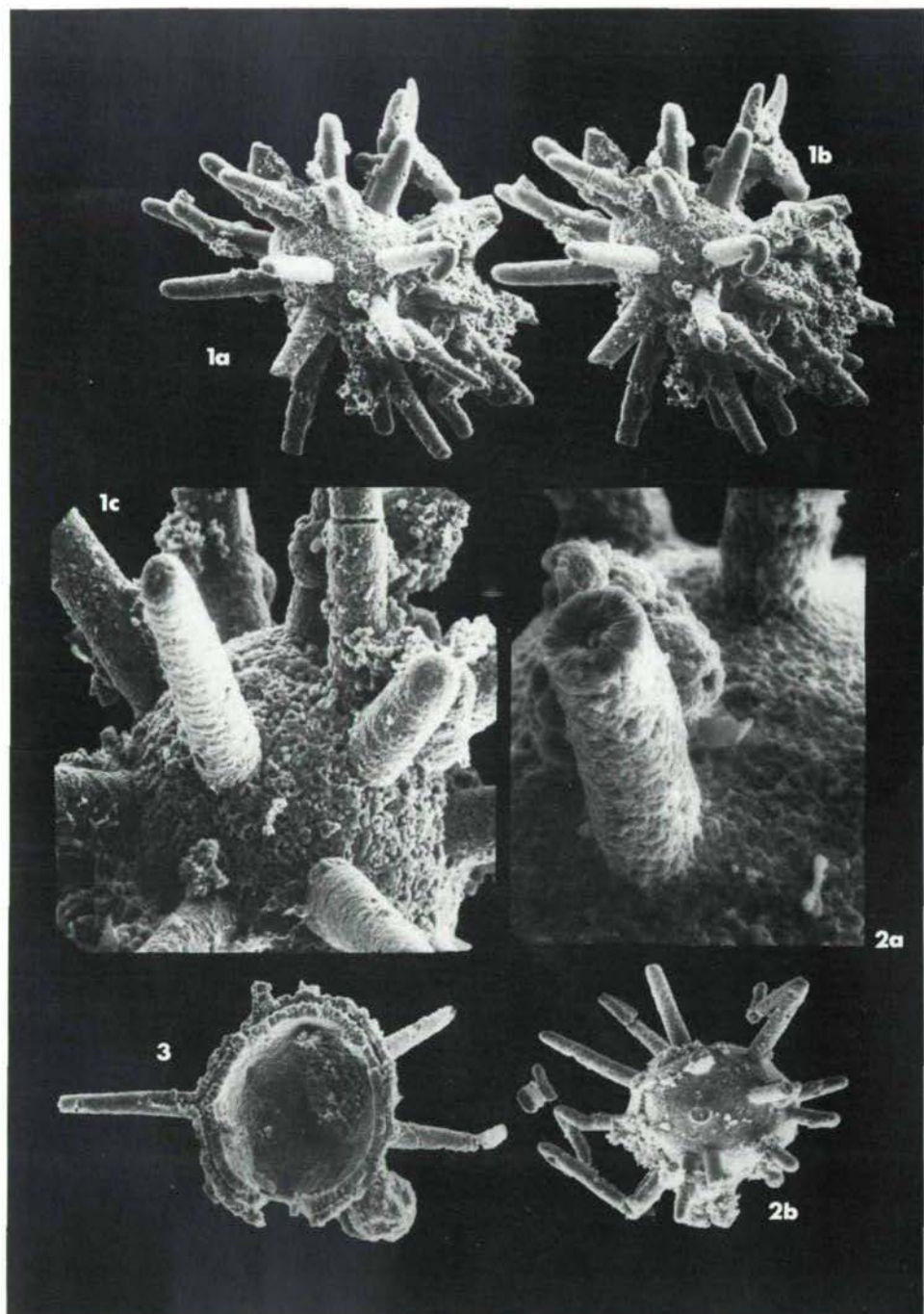


3b

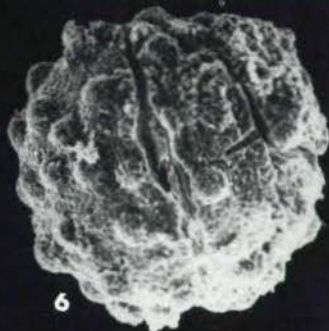
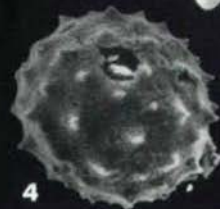
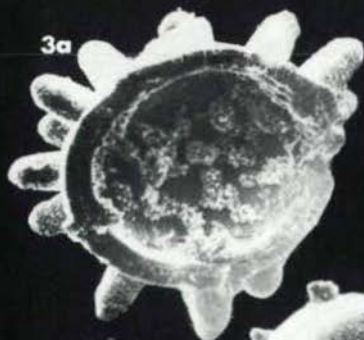
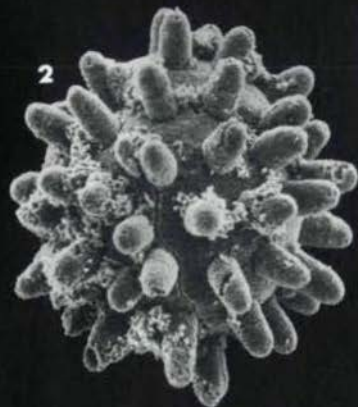
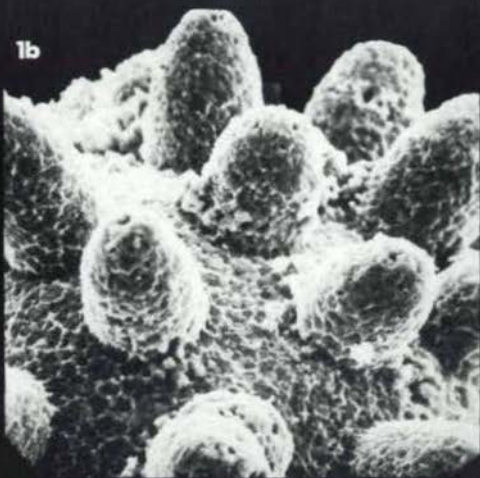
Tafel II



Tafel III

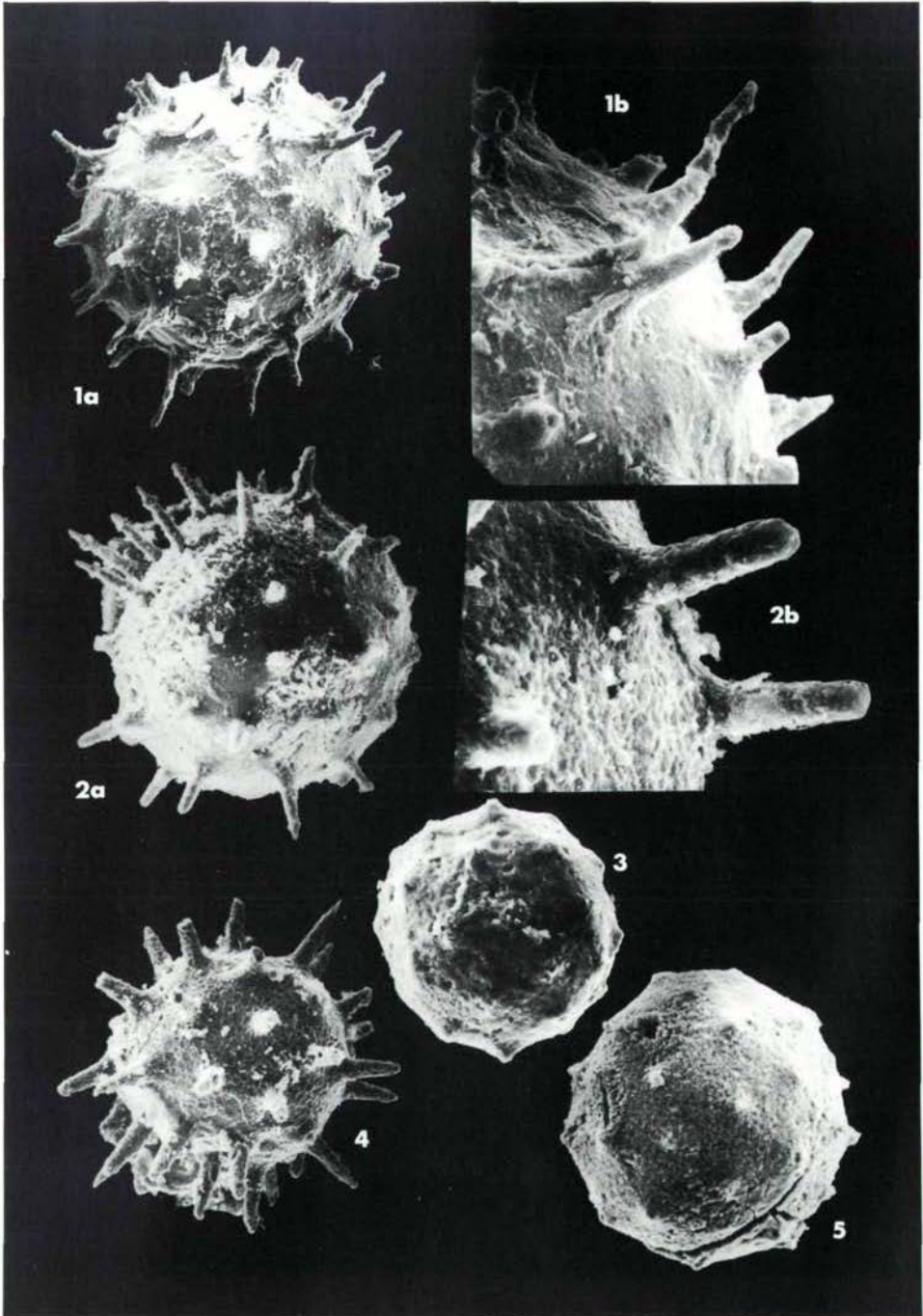


Tafel IV



3b

Tafel V



PRELIMINARY REPORT ABOUT THE SILURIAN TO
MIDDLE DEVONIAN SEQUENCES NEAR NEKÉZSENY
(SOUTHERNMOST UPPONY MTS., NORTHERN HUNGARY)

by H. Kozur +)

Summary

The Silurian to Middle Devonian sequence of the Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.) and the Lower to Middle Devonian sequence of the Jöcsös-völgy near Nekézseny are briefly discussed. The Strázsahegy Formation (tuffs, tuffites, schalstein, diabase) is at least in its largest parts Middle Devonian in age. The beginning of this basic volcanism before the Upper Emsian (topmost Lower Devonian) can be excluded.

The Silurian sequence of the Strázsa-hegy section, reconstructed from olistolites within the Strázsahegy Formation, is very similar to the Silurian sequence of the Cellon profil in the Carnian Alps.

In the taxonomic part the conodont genus *Belodella* ETHINGTON the systematic position of "*Kockelella*" *patula* WALLISER are briefly discussed. 6 new conodont species and subspecies are described.

Zusammenfassung

Die silurische bis mitteldevonische Schichtenfolge des Strázsa-hegy bei Nekézseny (südlichstes Uppony-Gebirge) und die unter- bis mitteldevonische Schichtenfolge vom Jöcsös-völgy nahe Nekézseny werden kurz diskutiert. Die Strázsahegy-Formation (Tuffe, Tuffite, Schalstein, Diabase) hat zumindest größtenteils mitteldevonisches Alter. Der Beginn dieses basischen Vulkanismus vor dem Oberems (oberstes Unterdevon) kann ausgeschlossen werden.

Die silurische Abfolge des Strázsa-hegy-Profiles, die aus

+) author's address: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest, Hungary

Olistolithen innerhalb der Strázsa-hegy-Formation rekonstruiert wurde, ist sehr ähnlich mit der silurischen Schichtenfolge des Cellon-Profiles in den Karnischen Alpen.

Im taxonomischen Teil werden die Conodontengattung *Belodella* ETHINGTON und die systematische Stellung von "*Kockelella*" *patula* WALLISER kurz gestreift. 6 neue Conodonten-Arten und Unterarten werden beschrieben.

1. INTRODUCTION

The crinoidal limestones and basic volcanics of the Strázsa-hegy section at Nekézseny in the southernmost Uppony Mts. (northern Hungary) were compared with Middle Triassic crinoidal limestones of Rudabánya Mts. and Aggtelek Karst by SCHRETER, 1945. PANTÓ, 1954, placed these sediments and volcanics into the Ladinian. BALOGH, 1964, had some reserve to this age determinations because of the absence of any stratigraphically important fossils, but on the other hand for the same reason he could also not reject this correlation.

KOVÁCS, 1981, investigated 6 samples from the Strázsa-hegy and he found in one of it Lower Devonian (higher Gedinian) conodonts. He assumed that the diabases, agglomerates and tuffs "partly alternate with limestones, partly seem to break through them" (KOVÁCS, 1981, p. 72). Because only one sample yielded conodonts, it could not be recognized that the limestones are all olistoliths that contain different conodont and ostracod faunas, from the Llandoveryan up to the Middle Devonian. Moreover, the exposure was bad in this time and therefore the olistolith character of the limestones could be only recognized in some parts of the outcrop.

Some brachiopod-bearing samples from the Strázsa-hegy section that I have got two years ago from Dr. Cs. DETRE (MÁFI, Budapest) yielded rich conodont faunas partly of Ludlowian, partly of Lochkovian ages. After these results the Strázsa-hegy sequence was studied in several excursions, partly together with Prof. Dr. K. BALOGH, MÁFI, Budapest. For comparison, also the sequence of the Jöcsös-völgy near Nekézseny was studied.

2. TAXONOMIC PART

Remarks to the genus *Belodella* ETHINGTON, 1959

Very rich *Belodella* material is present above all in the Lower Devonian samples of the Strázsa-hegy and Jöcsös-völgy sections. In the sample Ne 4 of the Jöcsös-völgy section more than 10 000 specimens were picked out. In the other Lower Devonian samples between 100 and 1000 specimens were found. In the Silurian samples only some specimens of *Belodella* were found, the richest samples yielded about 100 specimens.

The apparatus of all *Belodella* species consists of 3 main elements, an undenticulated one and two denticulated ones. Among the denticulated elements we can observe in all species

a morphotype with blunt anterior margin (triangular element) and a morphotype with acute anterior margin. The height of the blunt anterior margin of the triangular denticulated morphotype varies considerably. One of the two marginal carina that border the blunt anterior margin may shift towards the lateral area. By this, the anterior margin will be cut more obliquely. If this carina on the anterior part of the lateral surface will be weaker and weaker, a full transition can be observed to the morphotype with acute anterior margin.

If the blunt anterior margin will be lower and lower, the two marginal carina will finally growth together and also by this a transitional series to the denticulated element with acute anterior margin is present. This latter transitional series can be frequently observed in all *Belodella* species.

The undenticulated elements are more rare, but present in all *Belodella* species. They are a little similar to *Panderodus* ETHINGTON, 1959, but the basal striation, most typical for this genus, is always absent.

For these undenticulated elements the genus *Haplobelodella* KHODALEVICH & TSCHERNICH, 1973, was used. Also the type species of *Rotundacodina* CARLS & GANDL, 1969, *R. noguerensis* CARLS & GANDL, 1969, is similar, but probably not congeneric with *Belodella* ETHINGTON, 1959. The other species of *Rotundacodina* CARLS & GANDL, 1969, are quite different from *Belodella* ETHINGTON, 1959.

Most of the undenticulated elements have an acute anterior margin. But also transitional forms to triangular morphotypes can be often observed. In this case always the transitional series with the obliquely blunt anterior margin is present.

The intraspecific variability (width and length of the cone, length and inclination of the cusp) is high in all *Belodella* species, but some features are rather constant. If the surface is striated, this striation can be observed in all elements but the distinctness of the striation may be different.

Only 3 *Belodella* species could be distinguished in the Lower Devonian of the southernmost Uppony Mts.

1) *Belodella devonica* (STAUFFER, 1940), the type species of the genus.

Synonyma: *Belodus triangularis* STAUFFER, 1940
Belodus resimus PHILIP, 1965
Belodus multidentatus MOSKALENKO, 1966
? *Belodella humilidentata* SNIGIREVA, 1975
Belodella firminosa SNIGIREVA, 1981

2) *Belodella erecta* (RHODES & DINELEY, 1957)

Synonyma: *Paltodus valgus* PHILIP, 1965, (undenticulated element)
Belodus asiaticus MOSKALENKO, 1966
Belodus subtriangularis MOSKALENKO, 1966
? *Belodella praebreviscula* SNIGIREVA, 1975
Haplobelodella bicarinata SNIGIREVA, 1975

3) *Belodella striata* n. sp.

Some remarks to the systematic position of
"Kockelella" patula WALLISER, 1964

BARRICK & KLAPPER, 1976, established a phylomorphogenetic line from *Kockelella ranuliformis* through *K. amsdeni* - *K. stauros* to *K. variabilis*. There is no or a simple denticulated process in the Llandoveryan and Wenlockian *Kockelella* species. Only in the Lower to Middle Ludlowian *Kockelella variabilis* there is characteristically a bifurcated lateral process on at least one side of the blade, whereas the lateral process on the opposite side may be simple.

"*Kockelella*" *patula* WALLISER, 1964, does not fit into this evolutionary line. This Lower Wenlockian species is characterized by a widely expanded basal cavity, on which the upper platform surface bears up to 4 lateral rows of denticles and a curved, inconspicuous posterior process. Auxillary nodes may be present on the surface between the denticle rows.

On the other hand juvenile specimens of *Hadrognathus staurogathoides* WALLISER (see e.g. WALLISER, 1964, pl. 13, figs. 6, 9, 15) are very similar to "*Kockelella*" *patula* WALLISER. Larger specimens of "*Kockelella*" *patula* WALLISER (e.g. WALLISER, 1964, pl. 15, figs. 17, 18) are very similar to subadult specimens of *Hadrognathus staurogathoides* WALLISER (e.g. WALLISER, 1964, pl. 13, fig. 12).

It is therefore very probable that "*Kockelella*" *patula* WALLISER derived directly from *Hadrognathus staurogathoides* WALLISER, the type species of the genus *Hadrognathus* WALLISER, 1964. For this reason, "*Kockelella*" *patula* WALLISER is here placed into the genus *Hadrognathus* WALLISER. By this taxonomic revision the extraordinary position of *Hadrognathus patulus* (WALLISER) within the *Kockelella* line does not more exist. Within the *Hadrognathus* line *H. patulus* (WALLISER) has both in its morphology and in its stratigraphic occurrence a "normal" position.

The *Hadrognathus patulus* zone sensu WALLISER, 1964, is confirmed by the emendation of its index species. The forerunner of *H. patulus* is *H. staurogathoides* that occur from the *Pterospathodus celloni* zone until the *Pterospathodus amorphognathoides* zone, whereas *H. patulus* is the index species of the next higher zone above the *P. amorphognathoides* zone.

Description of new species and subspecies

Genus *Belodella* ETHINGTON, 1959

Type species: *Belodus devonicus* STAUFFER, 1940

Belodella striata n. sp.

(Pl. 9, figs. 1, 2; pl. 10, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the striated surface.

Holotype: The specimen on pl. 9, fig. 2; rep.-no. D 504.

Locus typicus: Jöcsös-völgy near Nekezsény (southernmost

Uppony Mts.), outcrop near to the former mine entrance.
Stratum typicum: Jöcsösvölgy Formation, sample Ne 4, limestone with *Ozarkodina buchanaensis* (PHILIP) etc., basal Pragian.
Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: The undenticulated element is a flat, basal rather broad simple cone. Anterior and posterior margin mostly acute, anterior margin rarely also obliquely blunt. Cusp moderately inclined. One lateral surface with shallow broad ridge in the lower half of the cone in front of its midline. In the higher parts of the cone this ridge is situated about in the midline, in the highest parts of the cone it is indistinct or absent. Opposite lateral surface with carina or narrow ridge parallel to the anterior margin. Both sides with coarse oblique striation.

Denticulated element with long, needle-like, highly fused denticles on the posterior margin. Anterior margin acute or truncated and than separated from the lateral surfaces by sharp ridges (triangular element). Lateral surfaces with distinct to indistinct striations. Upper part of the posterior margin with carina.

Distribution: Frequent in the basal Pragian of the southernmost Uppony Mts.

Remarks: No other *Belodella* species has coarse striations on the lateral surfaces.

Neopanderodus ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1971, is more slender with roundish cross section. The obverse side has a furrow and the striation is not clearly oblique like in the undenticulated element of *Belodella striata* n. sp.

Genus *Decoriconus* COOPER, 1975

Type species: *Paltodus costatus* REXROAD, 1967

Decoriconus magnistriatus n. sp.
(Pl. 5, fig. 2)

Derivatio nominis: According to the very coarse striation.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 2; rep.-no. S 101.

Locus typicus: Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

Stratum typicum: Limestone olistolite, sample Sh 28 with *Ozarkodina excavata inflata* (WALLISER), *O. excavata posthamata* (WALLISER) etc. Upper *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost part of Lower Ludlowian).

Material: 3 specimens.

Diagnosis: Single cone conodont. Sa element strongly recurvated. Basal part broad. Anterior and posterior margins acute.

Posterior part lamella-like, smooth. Remaining surface, except of the basal parts, with very coarse striations.

Distribution: Topmost part of Lower Ludlowian.

Remarks: In spite of the fact that only 3 specimens of the Ta element could be found, this new species is described here, because it is the youngest representative of the genus *Decoriconus* COOPER, 1975, in our material. The new species can be easily distinguished from all other *Decoriconus* species by its strong recurvature, unknown in any element of other *Decoriconus* species, and by its very strong striation.

Genus *Neopanderodus* ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1971

Type species *Neopanderodus perlineatus* ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1971
= *Neopanderodus aratus* (CARLS & GANDL, 1969)

Neopanderodus hungaricus n. sp.
(Pl. 8, fig. 1)

Derivatio nominis: According to the occurrence in Hungary.

Holotype: The specimen on pl. 8, fig. 1; rep.-no. D 509.

Locus typicus: Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

Stratum typicum: Sample Sh 9, olistolite of gray crinoidal limestone with *Ancyrodelloides* cf. *omus* MURPHY & MATTI etc. Lower part of *Ancyrodelloides deltus* zone (middle part of Lochkovian, Lower Devonian).

Material: 7 specimens.

Diagnosis: Gradually arched, slender single cone with subcircular to oval cross section. Posterior margin rounded. Both lateral surfaces with very coarse striation. In the upper part only the anterior marginal area is smooth, in the lower part the anterior quarter to half of the lateral surface is smooth. Fine basal striation present, but not very distinct. Furrow on obverse side narrow, situated near to the posterior margin.

Distribution: Middle to higher Lochkovian (lower part of Lower Devonian) of southernmost Uppony Mts.

Remarks: *Neopanderodus hungaricus* n. sp. is the most primitive *Neopanderodus* species. Not only the anterior margin, like in some higher evolved *Neopanderodus* specimens is smooth but also anterior parts of the lateral surface.

Genus *Panderodus* ETHINGTON, 1959

Type species *Paltodus unicostatus* BRANSON & MEHL, 1933

Panderodus barricki n. sp.
(Pl. 3, figs. 2, 3; pl. 5, figs. 1, 6)

Derivatio nominis: In honour of Prof. Dr. J.E. BARRICK, Iowa City.

Holotype: The specimen on pl. 5, fig. 1; rep.-no. S 96

Locus typicus: Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

Stratum typicum: Limestone olistolite (sample Sh 32) with *Ozarkodina excavata inflata* (WALLISER), *O. excavata posthamata* WALLISER etc. Upper *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost part of Lower Ludlowian).

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Single cone conodont. All elements strongly recurved. Straight lower part in M elements short, in Sb elements long. Basal part posteriorly elongated in the most specimens, but not elongated in some other ones. Anterior margin acute to acutely rounded, posterior margin acute. The width of the conodont decreases continuously from the base to the top of the unit.

Obverse side with two ribs. The anterior one runs a little before the midline. It is indistinct or even absent in the basal and in the uppermost parts of the unit. The posterior rib is situated immediately behind the furrow. This posterior rib begins in general a little deeper than the anterior one, but it disappears already in the recurvated area. Reverse side with one rib near to the midline or a little in front of it. This rib is missing in the basal and topmost parts of the cone. The posterior part of the recurvated area is mostly striated on both lateral surfaces. Basal striation distinct.

Distribution: Ludlowian of southernmost Uppony Mts.

Remarks: *Panderodus spasovi* DRYGANT sensu BARRICK, 1977, belongs probably to this species. The typical *P. spasovi* DRYGANT, 1974, from the Lower Wenlockian has one rib on the obverse side and no rib on the reverse side.

Panderodus recurvatus recurvatus (RHODES, 1953) is most similar to the new species. The reverse side is almost identical, but the rib is in general shorter and mostly situated near to the anterior margin. The obverse side has only one rib or even no rib. The width of the cone increases a little above the recurvature in some of the elements of *P. recurvatus recurvatus* (RHODES).

Panderodus praesemicostatus n. sp.

(Pl. 7, figs. 1-3; pl. 8, fig. 6; pl. 10, fig. 2)

Derivatio nominis: Supposed forerunner of *P. semicostatus* ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1971.

Holotype: The specimen on pl. 7, fig. 1; rep.-no. D 515.

Locus typicus: Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

Stratum typicum: Olistolite of yellow-gray micritic limestone (sample Sh 31) with *Ozarkodina repetitor* (CARLS & GANDL), *O. pandora* MURPHY; MATTI & WALLISER etc. *I. eolatericrescens* - *O. repetitor* zone (= *A. deltus* zone). Middle to higher Lochkovian (lower part of Lower Devonian).

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Single cone slender to moderately broad, mostly moderately and gradually arched, but its upper part is in some specimens strongly recurvated. Obverse side with low to pronounced central ridge and well defined posterior furrow. At least parts of the anterior lateral surface before the central ridge as well as the furrow with distinct fine striation. Reverse side without furrow and ridge, with moderately coarse striation on the whole surface. Basal part of cone on both sides with distinct, dense fine striation. The apparatus consists of several elements that are different in width and coarse sculpture, but all have the same kind of striation.

Distribution: Frequent in the middle and higher part of Lochkovian in the southernmost Uppony Mts.).

Remarks: The reverse side of *Panderodus semistriatus* ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1971, is likewise coarsely striated. The furrow behind the ridge on the obverse side is finely striated,

but the posteriormost part of the unit is coarsely striated. On the other hand, no striation can be observed near to the anterior margin.

Panderodus recurvatus densistriatus n. subsp.
(Pl. 2, fig. 1-3)

Derivatio nominis: According to the dense striation of the posterior parts of lateral surface.

Holotype: The specimen on pl. 2, fig. 3; rep.-no. S 90.

Locus typicus: Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

Stratum typicum: Sample Sh 12. Limestone olistolite with *Ozarkodina sagitta rhenana* (WALLISER), *O. sagitta sagitta* (WALLISER) etc. Lower *O. sagitta* zone (*rhenana* subzone). Middle Wenlockian.

Material: More than 100 specimens.

Diagnosis: Single cone with broad basal part and strong recurvature. Basal area in its posterior part mostly expanded. Basal striation distinct and dense. Obverse side with furrow in the beginning of posterior third of the lateral surface, but without costa. Both sides of the furrow are coarsely and densely striated in the area of recurvature and a little below it. This striation is coarser than the basal one. Reverse side with shallow rounded elevation in the central part, without costa. Posterior half densely striated in the area of recurvature and a little below it. This striation is so fine like the basal one.

Distribution: Wenlockian of the southernmost Uppony Mts.

Remarks: *Panderodus recurvatus recurvatus* (RHODES, 1953) has only basal striation. Moreover, a costa is present on both lateral surfaces.

Panderodus praesemicostatus n. sp. is coarsely striated on the whole reverse side. On the obverse side both the furrow and the anterior part of the lateral surface are striated.

3. STRATIGRAPHIC RESULTS

The paleontological investigations have yielded very important data about the age of the Strázsahegy Formation (altered diabases, schalstein, tuffs, tuffites) in its type locality. The schalstein contains many inclusions of altered diabases and a few limestone inclusions. One of the latter inclusions yielded corals, among these *Multisolonia* cf. *tortuosa* FRITZ (determined by O.P. KOVALEVSKIJ and J.I. TESAKOVA) that shows according to these authors Llandoveryan to Wenlockian ages. A Llandoveryan age for this inclusion is probably indicated because the Wenlockian rocks known from olistolites within the tuffites have quite different facies.

Another inclusion yielded few, but stratigraphically important conodonts: *Polygnathus angustipennatus* BISCHOFF & ZIEGLER and *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE. These determinations were checked by Prof. Dr. W. ZIEGLER, Frankfurt a. M., who placed this fauna into the *kockelianus* to basal *ensensis* zone (Middle to Upper Eifelian, see also

table 3). This age can be also concluded from the range of *P. angustipennatus* shown by WEDDIGE, 1977).

The presence of higher Eifelian inclusions within the schalstein indicates that the schalstein and the altered diabases cannot be older than higher Eifelian. The basal Devonian age for the volcanics supposed by KOVÁCS, 1981, and KOVÁCS & VETŐNE ÁKOS, 1983, could not be confirmed by the paleontological data presented above.

The tuffites and tuffs of the Strázsagehy Formation in its type locality contain numerous limestone olistolites. The stratigraphically youngest fauna from these olistolites comes from a coral-bearing yellowbrownish-gray limestone. It yielded an ostracod fauna with a strongly carinate *Kozłowskiella* species. Such species occur only in the higher Emsian and Middle Devonian. Because this species was only found in the outermost parts of this olistolite, it may derive from the tuffite itself. In both cases this fauna indicates that the tuffites should not be older than Upper Emsian and they belong most probably to the Middle Devonian. Other coral-bearing limestone olistolites yielded Pragian conodont faunas. These olistolites are still free of any tuffitic intercalation. Also these olistolites indicate a post-Pragian age of the tuffites and tuffs.

The schalstein and diabase (maximum age: higher Eifelian) and the tuffites and tuffs (maximum age: higher Emsian or Middle Devonian) show therefore a quite similar age. Most probably all the volcanics and athrogenic rocks belong to the same Middle Devonian volcanic activity.

From the olistolites within the tuffites a complete Silurian sequence from the Lower Wenlockian to Přidolian could be reconstructed (see table 2). From the *Hadrognathus patulus* zone of Lower Wenlockian until the *Ozarkodina eosteinhornensis* zone of the Přidolian all conodont zones could be found, mostly represented by their index species. Also the Upper Llandoveryan *Pterospathodus celloni* zone could be recognized in a small olistolite. This olistolite contains pebbles of greenish-gray calcareous sandstone and very rarely also pebbles of hard greenish shales that could be Upper Ordovician in age. Unfortunately these pebbles have not yielded any fossils. So they give only an evidence for a transgression within the Llandoveryan.

Soft black shales, of course, could not be preserved in form of olistolites. Their subordinate presence can be concluded from the presence of some smaller olistolites of dark to black marly limestones above all in the *Polygnathoides siluricus* zone of Middle Ludlowian and more rarely within the lower *Ozarkodina sagitta* zone. These dark to black marly limestones represent a transitional facies between pelagic, mostly reddish or pink limestones and black shales.

Some minor intercalations of greenish tuffitic material occur in several stratigraphic levels within the Silurian olistolites, but almost exclusively in the Wenlockian and Lower Ludlowian.

The Silurian sequence of the Strázsa-hegy section reconstructed from olistolites is very similar to that of the Cellon section in the Carnian Alps, but also some Silurian sequences of the Northern Greywacke Zone are similar.

Beside of conodonts (the conodont faunal list and the lithologic character of the investigated samples will be given in a paper by BALOGH & KOZUR, Acta Min.-Petr. Szeged, in press), present and mostly frequent in all Silurian olistolites, some fish remains, ostracods, and in the Prídolian also scolecodonts could be found in the insoluble residues. The partly rich Silurian macrofauna consists of orthocone nautiloids, brachiopods, pelecypods, subordinately also crinoids and corals. The most and largest olistolite bodies contain Lochkovian conodont faunas. These olistolites consist of dark to light gray, sparitic, sometimes also micritic limestones, often with crinoids, more rarely with brachiopods, pelecypods, and quite subordinate with graptolites. The best represented conodont fauna belongs to the Middle to Upper Lochkovian *Ancyrodelloides deltatus* zone (= *Icriodus eolatericrescens* - *Ozarkodina repetitor* zone), indicated by the presence of several *Ancyrodelloides* species, *Ozarkodina repetitor* CARLS & GANDL, *O. pandora* MURPHY; MATTI & WALLISER and other conodont species.

Beside of conodonts, some ostracods, Muellerisphaerida (microfossils of incertae sedis), holothurian sclerites and fish remains occur in the Lochkovian olistolites.

By far smaller and more rarely are Lower Devonian coral-bearing limestones. Most of these olistolites are free of conodonts, some yielded Pragian conodonts. Both the Lochkovian and - as mentioned already above - the Pragian olistolites are free of any tuffitic intercalations.

The Jöcsös-völgy section (near Nekézseny) at the old pit entrance has also yielded rich conodont faunas. The geological situation is here a little different from the Strázsa-hegy section as far as the small olistolites within the tuffites and tuffs have only yielded Lower Devonian conodonts. Moreover these tuffitic layers with small olistolites are underlain by Lower Devonian limestones. The lowermost fauna found in these partly crinoid-bearing, partly coral-bearing limestones belongs to the basal Pragian with *Ozarkodina buchensis* (PHILIP) and a huge amount of *Belodella*. The youngest conodont fauna recognized in these limestones yielded *Panderodus semicostatus* ZIEGLER & LINDSTRÖM that indicates Upper Emsian to Lower Eifelian age. One crinoidal limestone, not taken from the bedrock, has yielded Upper Lochkovian conodonts.

May be that also parts of the crinoid-coral limestones from the Jöcsös-völgy section are big olistolites. This cannot be decided because of the rather small exposure. But also in this case the tuffites and tuffs had to be younger than the youngest conodont fauna in these limestones (younger than Upper Emsian to Lower Eifelian). This fact confirms the observation from the Strázsa-hegy section that the tuffites and tuffs cannot be older than Upper Emsian and that these

tuffites and tuffs are most probably not much older than the diabase and schalstein that are Upper Eifelian or younger.

In the Jöcsös-völgy section also the maximum upper range of the tuffites and tuffs could be determined. The tuffites contain here some corals, among these also the genus *Heliolites*, unknown from sediments younger than Middle Devonian. Therefore the tuffites are restricted here to the Middle Devonian. The beginning of this volcanic activity in the topmost Lower Devonian cannot be quite excluded.

For the Lower Devonian gray, sometimes also reddish crinoidal and coral limestones of the Jöcsös-völgy section below the Middle Devonian aethrogenic beds the term Jöcsösvölgy Formation is introduced here.

In the Strázsa-hegy section rocks of the Jöcsösvölgy Formation are only known from olistolites within the Strázsahegy Formation.

Large parts of the Jöcsösvölgy Formation of the Jöcsös-völgy are strongly ferruginous. This hydrothermal-metasomatic mineralisation is connected with the volcanism of the Strázsahegy Formation. In the Strázsa-hegy section such mineralized limestones are present among the olistolites.

Acknowledgements

The author thanks Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest, Prof. Dr. J. FÜLÖP, Budapest, and Prof. Dr. W. ZIEGLER, Frankfurt a. M., for important support of the investigations.

References

- BALOGH, K. (1964): Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges.- Jahrb. ungar. geol. Anst., 48(2), 245-719, Budapest.
- BALOGH, K. & PANTÓ, G. (1954): Földtanī vizgálatok Nekézseny környékén.- MAFI Évi Jel. for 1953, 17.27, Budapest.
- BARRICK, J.E. (1977): Multielement simple-cone conodonts from the Clarita Formation (Silurian), Arbuckle Mountains, Oklahoma.- *Geologica et Palaeontologica*, 11, 47-68, Marburg.
- BARRICK, J.E. (1983): Wenlockian (Silurian) conodont biostratigraphy, biofacies and carbonate lithofacies, Wayne Formation, central Tennessee.- *J. Paleont.*, 57(2), 208-239, Lawrence.
- BARRICK, J.E. & KLAPPER, G. (1976): Multielement Silurian (late Llandoveryan-Wenlockian) conodonts of the Clarita Formation, Arbuckle Mountains, Oklahoma, and phylogeny of *Rockeilella*.- *Geologica et Palaeontologica*, 10, 59-100, Marburg.
- BRANSON, E.B. & MEHL, M.G. (1933): Conodonts from the Bainbridge (Silurian) of Missouri.- *Univ. Miss. Stud.*, 8(1), 39-52.
- CARLS, P. & GANDL, J. (1969): Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien).- *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 132(2), 155-218, Stuttgart.

- COOPER, B.J. (1975): Multielement conodonts from the Brassfield limestone (Silurian) of southern Ohio.- *J. Paleont.*, 49(6), 984-1008, Lawrence.
- DRYGANT, D.M. (1974): Prostye konodonty silura i nižov devona Volyno-Podolja.- *Paleont. sborn.*, 2(10), 64-70, Lvov.
- ERBEN, H.K. (1962): Unterlagen zur Diskussion der Unter/Mitteldevon-Grenze. In Symposium 2. Internationale Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon, Bonn-Bruxelles 1960, 62-70, Stuttgart.
- ERBEN, H.K. & ZAGORA, K. (1968): Devonian of Germany. In: Oswald, D.H. (ed.): International Symposium on the Devonian System, Calgary 1967, vol. 1, 53-68, Calgary.
- ETHINGTON, R.L. (1959): Conodonts of the Ordovician Galena Formation.- *J. Paleont.*, 33, 257-292, Tulsa.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W. (1979): Devonian conodont biostratigraphy. In: The Devonian system.- *Spec. Pap. in Palaeont.*, 23, 199-224, London.
- KOVACS, S. (1981): Alsó-devon konodonták a nekézsényi Strázsa hegyről.- *MÁFI Évi Jel. for 1979*, 65-79, Budapest.
- KOVACS, S. & VETŐNE AKOS, E. (1983): Adatok az Uppony-hegységi bázisos vulkanitok korához és kőzettanához.- *MÁFI Évi Jel. for 1981*, 177-199, Budapest.
- KOZUR, H. (in press a): A Nagybátony-324 sz. vizkutató furás oligocén-előtti rétegsorának kora és hegységszerkezeti jelentősége.- *Földt. közl.*, Budapest.
- KOZUR, H. (in press b): Fossilien aus dem Silur von Ungarn.- *Proc. Geoinst. Beograd*.
- KOZUR, H. (in press c): Muellerisphaerida n. ord., eine neue Ordnung von Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung aus dem Silur und Devon von Ungarn.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1977): On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary).- *Acta Min.-Petr.* 23(1), 91-107, Szeged.
- LANE, H.R. & ORMISTON, A.R. (1979): Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska.- *Geologica et Palaeontologica*, 13, 39-96, Marburg.
- MASHKOVA, T.V. (1979): Conodont zones of the Lower Devonian in the U.S.S.R.- *Geologica et Palaeontologica*, 13, 97-102, Marburg.
- MOSKALENKO, T.A. (1966): Pervaja nachodka pozdnesilurijskich konodontov v Zeravšanskom chrebtse.- *Paleont. ž. for 1966* (2), 81-92, Moskva.
- PANTÓ, G. (1954): Bányaföldtani felvétel az Uppony-hegységben.- *MÁFI Évi Jel. for 1952*, 91-111, Budapest.
- PHILIP, G.M. (1966): Lower Devonian conodonts from the Buchan Group, eastern Victoria.- *Micropaleontology*, 12(4), 441-460, New York.
- RHODES, F.H.T. (1953): Some British Lower Palaeozoic conodont faunas.- *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 237, 261-334.
- RHODES, F.H.T. & DINELEY, D.L. (1957): Devonian conodont faunas from southwest England.- *J. Paleont.*, 31(2), 353-369, Tulsa.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 124 pp., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (ed.) (1980): Second European Conodont Symposium.

- Guidebook, abstracts.- Abh. Geol. B.-A., 35, 213 pp., Wien.
- SCHRÉTER Z. (1945): Geologische Aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekézseny, ferner im Gebiete von Putnok.- MAFI Évi Jel. for 1941-1942, 197-237, Budapest.
- SNIGIREVA, M.P. (1975): Novye konodonty iz srednedevonskich otloženij Severnogo Urala.- Paleont. Z. for 1975 (4), 24-31, Moskva.
- STAUFFER, C.R. (1940): Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota.- J. Paleont., 14(5), 417-435, Tulsa.
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silur.- Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., 41, 106 pp., Wiesbaden.
- WEDDIGE, K. (1977): Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. Senckenbergiana lethaea, 58(4/5), 271-419, Frankfurt a.M.
- ZIEGLER, W. (1979): Historical subdivision of the Devonian. In: The Devonian system.- Spec. Pap. in Palaeont., 23, 23-47, London.
- ZIEGLER, W. & LINDSTRÖM, M. (1971): Über *Panderodus* ETHINGTON, 1959, und *Neopanderodus* n.g. (Conodonta) aus dem Devon.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1971 (10), 628-640, Stuttgart.

Explanation of plates

PLATE 1

All figured conodonts are from the Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), sample Sh 12, olistolite of gray limestone with brownish-red fissure fillings, lower *Ozarkodina sagitta* zone (*rhenana* subzone), Middle Wenlockian.

- Fig. 1: *Panderodus simplex* (BRANSON & MEHL), conodont apparatus, rep.-no. S 9, a), b) stereopair, lateral view, obliquely from above, x 160; c) - e) different lateral views, x 160, c) direct lateral view, d) obliquely from behind, e) obliquely from anteriorly; f) anterior view, obliquely from below, x 200.
- Figs. 2, 3, 5, 6: *Decoriconus fragilis* (BRANSON & MEHL), fig. 2: x 200, rep.-no. S 103, fig. 3: ? cluster, x 160, rep.-no. S 104, fig. 5: x 200, rep.-no. S 105, fig. 6: x 240, rep.-no. S 106.
- Fig. 4: *Ozarkodina sagitta sagitta* (WALLISER), upper view, x 150, rep.-no. S 107.
- Fig. 7: *Ozarkodina sagitta rhenana* (WALLISER), lateral view, x 150, rep.-no. S 108.
- Fig. 8: *Ozarkodina sagitta rhenana* (WALLISER), transitional form to *O. sagitta sagitta* (WALLISER), x 200, rep.-no. S 15, a) lower view, b) lateral view.

PLATE 2

All figured conodonts are from Silurian olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Figs. 1 - 3: *Panderodus recurvatus densistriatus* n. subsp., sample Sh 12, gray limestone with brownish-red

- fissure fillings, lower *Ozarkodina sagitta* zone (*rhenana* subzone) Middle Wenlockian; fig. 1: reverse side, x 200, rep.-no. S 91; fig. 2: obverse side, x 94, rep.-no. S 92; fig. 3: holotype, obverse side, rep.-no. S 90, a) x 150, b) x 260.
- Figs. 4, 5: *Ozarkodina sagitta bohémica* (WALLISER), sample Sh 24, gray limestone, upper part of *Ozarkodina sagitta* zone (*bohémica* subzone), Upper Wenlockian; fig. 4: lateral view, x 150, rep.-no. S 8; fig. 5: x 120, rep.-no. S 111, a) lateral view, b) upper view.
- Fig. 6: *Ozarkodina excavata inflata* (WALLISER), sample Sh 23, greenish-gray micritic limestone with pink spots, slightly tuffitic, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost Lower Ludlowian), x 130, rep.-no. S 112, a) lateral view, b) upper view.
- Fig. 7: *Ozarkodina excavata posthamata* (WALLISER), sample Sh 28, dark brachiopod-bearing micritic limestone with greenish tuffites, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost Lower Ludlowian), x 130, rep.-no. S 113, a) lateral view, b) upper view.

PLATE 3

All figured specimens are from Silurian olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Fig. 1: *Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON & MEHL), sample Sh 24, gray limestone, upper part of *Ozarkodina sagitta* zone (*bohémica* subzone), Upper Wenlockian, x 130, rep.-no. S 114.
- Figs. 2, 3: *Panderodus barricki* n. sp., sample Sh 23, greenish-gray micritic limestone with pink spots, slightly tuffitic, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost Lower Ludlowian); fig. 2: obverse side, rep.-no. S 21, a) x 130, b) x 440; fig. 3: reverse side, x 100, rep.-no. S 98.
- Fig. 4: *Ozarkodina excavata inflata* (WALLISER), sample Sh 28, dark brachiopod-bearing micritic limestone with greenish tuffites, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost Lower Ludlowian), rep.-no. S 115, a) upper view, x 150, b) lateral view, x 160.
- Fig. 5: *Kockelella variabilis* WALLISER, upper view, sample Sh 1, brownish-red nodular nautiloid limestone, *Kockelella variabilis* zone (Lower Ludlowian), x 150, rep.-no. S 12.
- Fig. 6: *Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL, upper view, sample Sh 22, dark gray to black, partly marly limestone, *Polygnathoides siluricus* zone (Middle Ludlowian), x 32, rep.-no. S 10.
- Fig. 7: juvenile brachiopod, sample and age as for fig. 6, x 78, rep.-no. S 123.

PLATE 4

All figured conodonts are from Silurian olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Figs. 1, 3: *Panderodus recurvatus recurvatus* (RHODES), reverse side, sample Sh 2, pink micritic nautiloid limestone, *Ozarkodina crisper* zone (Upper Ludlowian); fig. 1: rep.-no. S 100, a) x 100, b) detail of the middle part, x 320, c) detail of the basal part, x 320; fig. 3: x 100, rep.-no. S 122.
- Fig. 2: *Ozarkodina eosteinhornensis* (WALLISER), transitional form to *O. remscheidensis* (ZIEGLER), sample Sh 35, light gray, partly fossiliferous sparitic crinoidal limestone, *Ozarkodina eosteinhornensis* zone (Prídolian), x 66, rep.-no. S 18, a) upper view, b) lateral view.
- Fig. 4: *Ozarkodina crisper* (WALLISER), juvenile specimen, anterior part broken away, sample and age as for fig. 1, rep.-no. S 119, a) lateral view, x 320, b) upper view, a little oblique, x 300.
- Figs. 5, 6: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL), lateral view; fig. 5: sample and age as for fig. 1, x 100, rep.-no. S 11; fig. 6: sample Sh 16, pink micritic limestone with some nautiloids, Upper Ludlowian, x 72, rep.-no. 121.

PLATE 5

Alle figured conodonts are from olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Figs. 1, 6: *Panderodus barricki* n. sp., sample Sh 23, greenish-gray micritic limestone with pink spots, slightly tuffitic, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost Lower Ludlowian); fig. 1: holotype, rep.-no. S 96, a) x 130, b) detail of lower part, x 320, c) detail of strongly recurved part, x 360.
- Fig. 2: *Decoriconus magnistriatus* n. sp., holotype, sample Sh 28, dark brachiopod-bearing micritic limestone with greenish tuffites, upper part of *Ancoradella ploeckensis* zone (topmost part of Lower Ludlowian), x 300, rep.-no. S 101.
- Fig. 3: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL), lateral view, a little obliquely from above, sample Sh 16, pink micritic limestone with some nautiloids, Upper Ludlowian, x 72, rep.-no. 102.
- Figs. 4, 5: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER), sample Sh 23a, gray sparitic crinoidal limestone, Lower Lochkovian (basal Lower Devonian); fig. 4: lateral view, x 86, rep.-no. D 523; fig. 5: upper view, x 66, rep.-no. D 524.
- Fig. 7: *Ozarkodina confluens* (BRANSON & MEHL), sample Sh 35, light gray sparitic limestone with some crinoids, *Ozarkodina eosteinhornensis* zone (Prídolian), x 72, rep.-no. S 99.

PLATE 6

All figured conodonts are from olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the

Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Fig. 1: *Ozarkodina pandora* MURPHY; MATTI & WALLISER, sample Sh 5, dark gray crinoid-bearing limestone, upper part of *Ancyrodelloides deltus* zone (Upper Lochkovian, lower part of Lower Devonian), rep.-no. D 525, a) lateral view, x 100, b) lower view, x 110.
- Fig. 2: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL), lateral view, sample Sh 16, pink micritic limestone with some nautiloids, Upper Ludlowian, x 54, rep.-no. S 116.
- Figs. 3, 8: *Ancyrodelloides asymmetricus* (BISCHOFF & SANNEMANN), fig. 3: sample and age as for fig. 1, rep.-no. D 526, a) lateral view, x 44, b) upper view, x 48; fig. 8: sample Sh 29, light gray micritic limestone, upper part of *Ancyrodelloides deltus* zone (Upper Lochkovian, deeper part of Lower Devonian), x 160, rep.-no. D 527.
- Figs. 4, 5: *Belodella erecta* (RHODES & DINELEY), undenticulated element; fig. 4: sample Sh 31, yellow-gray micritic limestone, upper part of *Ancyrodelloides deltus* zone to lower part of *Pedavis pesavis* - *Pandorinella optima* zone (Upper Lochkovian, deeper part of Lower Devonian), x 120, rep.-no. D 528; fig. 5: sample and age as for fig. 1, x 180, rep.-no. D 529.
- Fig. 6: *Pandorinella frankenwaldensis* (BISCHOFF & SANNEMANN), sample and age as for fig. 1, x 86, rep.-no. D 530.
- Fig. 7: *Ozarkodina stygia* FLAYS, sample and age as for fig. 8, x 180, rep.-no. D 531, a) lateral view, a little obliquely from above, b) upper view.
- Fig. 9: *Ozarkodina wurmi* (BISCHOFF & SANNEMANN), lateral view, sample Sh 9, gray crinoidal limestone, lower part of *Ancyrodelloides deltus* zone (Middle Lochkovian, deeper part of Lower Devonian), x 66, rep.-no. D 532.
- Fig. 10: *Ozarkodina repetitor* (CARLS & GANDL), lateral view, sample and age as for fig. 4, x 150, rep.-no. D 533.

PLATE 7

All figured conodonts are from olistolites in tuffites and tuffs of the Middle Devonian Strázsahegy Formation in the Strázsa-hegy section at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Figs. 1-3: *Panderodus praesemicostatus* n. sp.; figs. 1, 2: sample Sh 31, yellow-gray micritic limestone, upper part of *Ancyrodelloides deltus* zone to lower part of *Pedavis pesavis* - *Pandorinella optima* zone (Upper Lochkovian, deeper part of Lower Devonian); fig. 1: holotype, obverse side, rep.-no. D 515, a) x 120, b) detail of basal part, x 360, c) detail of lower the middle part, x 360; fig. 2: obverse side, rep.-no. D 516, a) x 120, b) detail of the middle part, x 440, c) detail of the basal part, x 440; fig. 3: basal cone partly preserved, sample Sh 29, light gray micritic limestone, upper part of the *Ancyrodelloides deltus* zone (Upper Lochkovian), deeper part of Lower Devonian), x 110, rep.-no. D 514.

Fig. 4: *Ozarkodina wurmi* (BISCHOFF & SANNEMANN), lateral view, sample and age as for fig. 3, x 94, rep.-no. D 534.

PLATE 8

- Fig. 1: *Neopanderodus hungaricus* n. sp., reverse side, holotype, Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), sample Sh 9, olistolite of gray crinoidal limestone, lower part of *Ancyrodelloides deltus* zone (Middle Lochkovian, deeper part of Lower Devonian), rep.-no. D 509, a) x 130, b) detail of basal part, x 720, c) detail of middle part, x 320.
- Fig. 2: *Belodella erecta* (RHODES & DINELEY), denticulated element, Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), olistolite of light gray micritic limestone, upper part of *Ancyrodelloides deltus* zone (Upper Lochkovian, deeper part of Lower Devonian), x 130, rep.-no. D 538.
- Fig. 3: Carinate *Kozlowskiella* sp., Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), sample Sh 19, olistolite of yellowbrownish-gray crinoidal-coral limestone, Upper Emsian (topmost Lower Devonian) to Middle Devonian, x 44, rep.-no. D 539.
- Fig. 4: *Polygnathus angustipennatus* BISCHOFF & ZIEGLER, Strázsa-hegy at Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), sample Sh 34, inclusion in the schalstein, *Tortodus kockelianus* to basal *Polygnathus xylus ensensis* zone, Middle to Upper Eifelian, x 60, rep.-no. D 501, a) lateral view, b) upper view.
- Fig. 5: *Belodella devonica* (STAUFFER), denticulated element, Jöcsös-völgy near Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), section at the old pit entrance, sample Ne 4, gray micritic limestone, basal Pragian, x 86, D 540.
- Fig. 6: *Panderodus praesemicostatus* n. sp., obverse side, locality, sample and age data as for fig. 5, x 94, rep.-no. D 511.
- Fig. 7: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, upper view, locality sample and age data as for fig. 4, x 72, rep.-no. D 502.

PLATE 9

- Figs. 1, 2: *Belodella striata* n. sp., Jöcsös-völgy near Nekézseny (southernmost Uppony Mts.), sample Ne 4, gray micritic limestone, basal Pragian; fig. 1: denticulated element, rep.-no. D 535, a) detail of upper part, x 480, b) detail of middle part, striation well visible, x 360, c) complete specimen, x 78; fig. 2: holotype, undenticulated element, rep.-no. D 504, a) x 150, b) detail of upper part, striation well visible, x 440, c) detail of lower part, striation well visible, x 440.

PLATE 10

All figured specimens are from Jöcsös-völgy section at the old pit entrance in the Jöcsös-völgy near Nekézseny (southernmost Uppony Mts.).

- Fig. 1: *Belodella striata* n. sp., undenticulated element, sample Ne 9, small gray limestone olistolites in crinoid- and coral-bearing tuffites, basal Pragian, rep.-no. D 507, a) complete specimen, x 100, b) detail of lower part, x 300.
- Fig. 2: *Panderodus praesemicostatus* n. sp., reverse side, sample Ne 4, gray micritic limestone, basal Pragian, rep.-no. D 513, a) detail from the middle part, x 440, b) complete specimen, x 94.
- Fig. 3: *Panderodus semicostatus* ZIEGLER & LINDSTRÖM, obverse side, sample Ne 5, gray sparitic crinoidal limestone, Upper Emsian to Lower Eifelian (topmost Lower Devonian to basal Middle Devonian), rep.-no. D 522, a) detail from the middle part, x 300, b) detail from the lower part, x 300, c) complete specimen, x 94.
- Fig. 4: *Ozarkodina buchanensis* (PHILIP), lateral view, sample and age as for fig. 2, x 200, rep.-no. D 536.
- Fig. 5: *Belodella devonica* (STAUFFER), denticulated element, sample and age as for fig. 2, x 80, rep.-no. D 537.

Plate 1

1a

1b



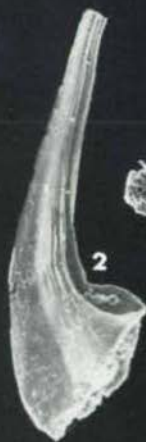
1e



1f



1c



2



3



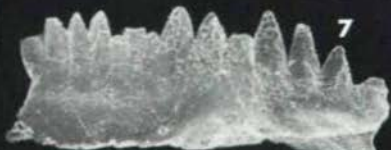
4



5



6



7



8a



8b

Plate II

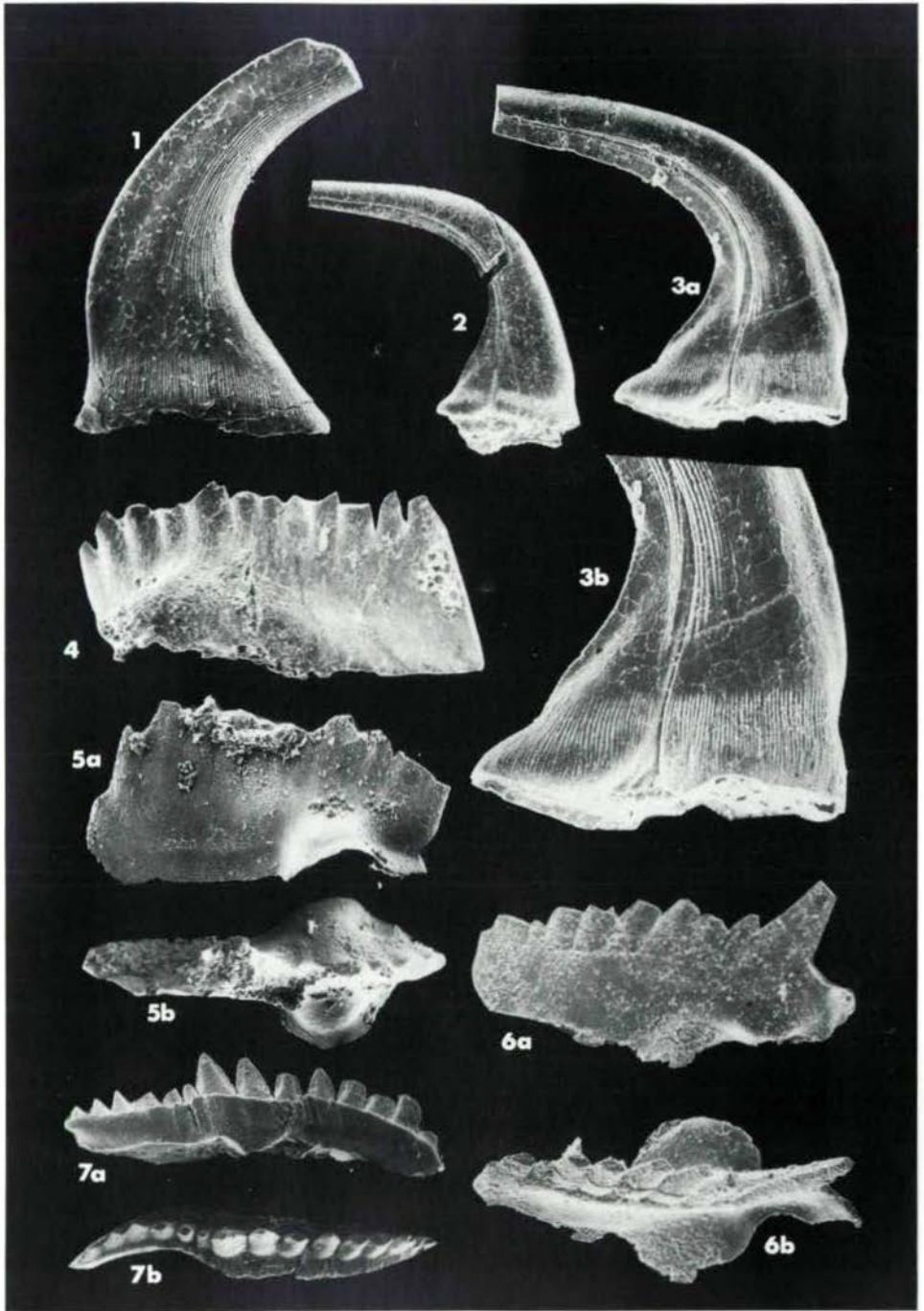


Plate III

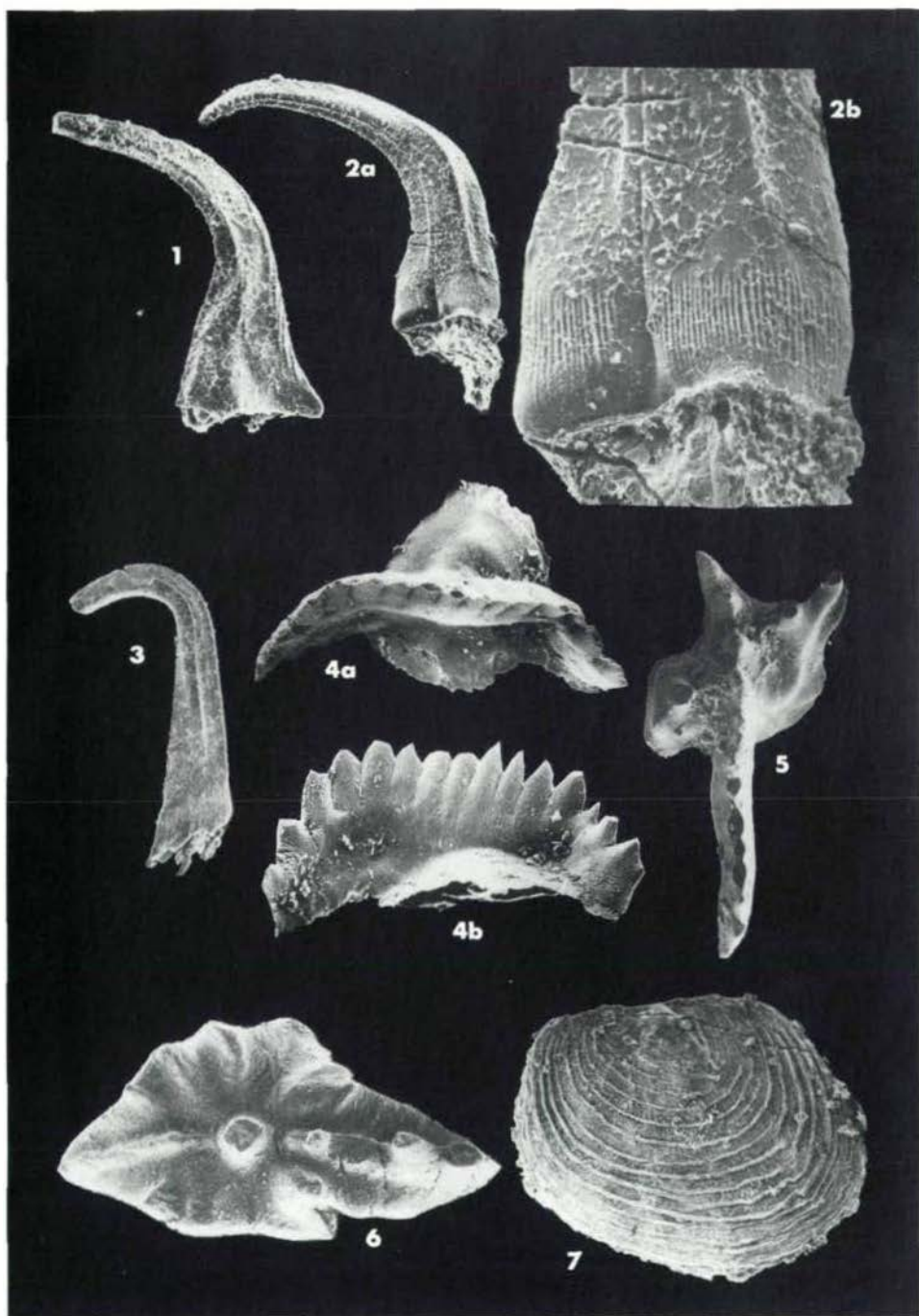


Plate IV

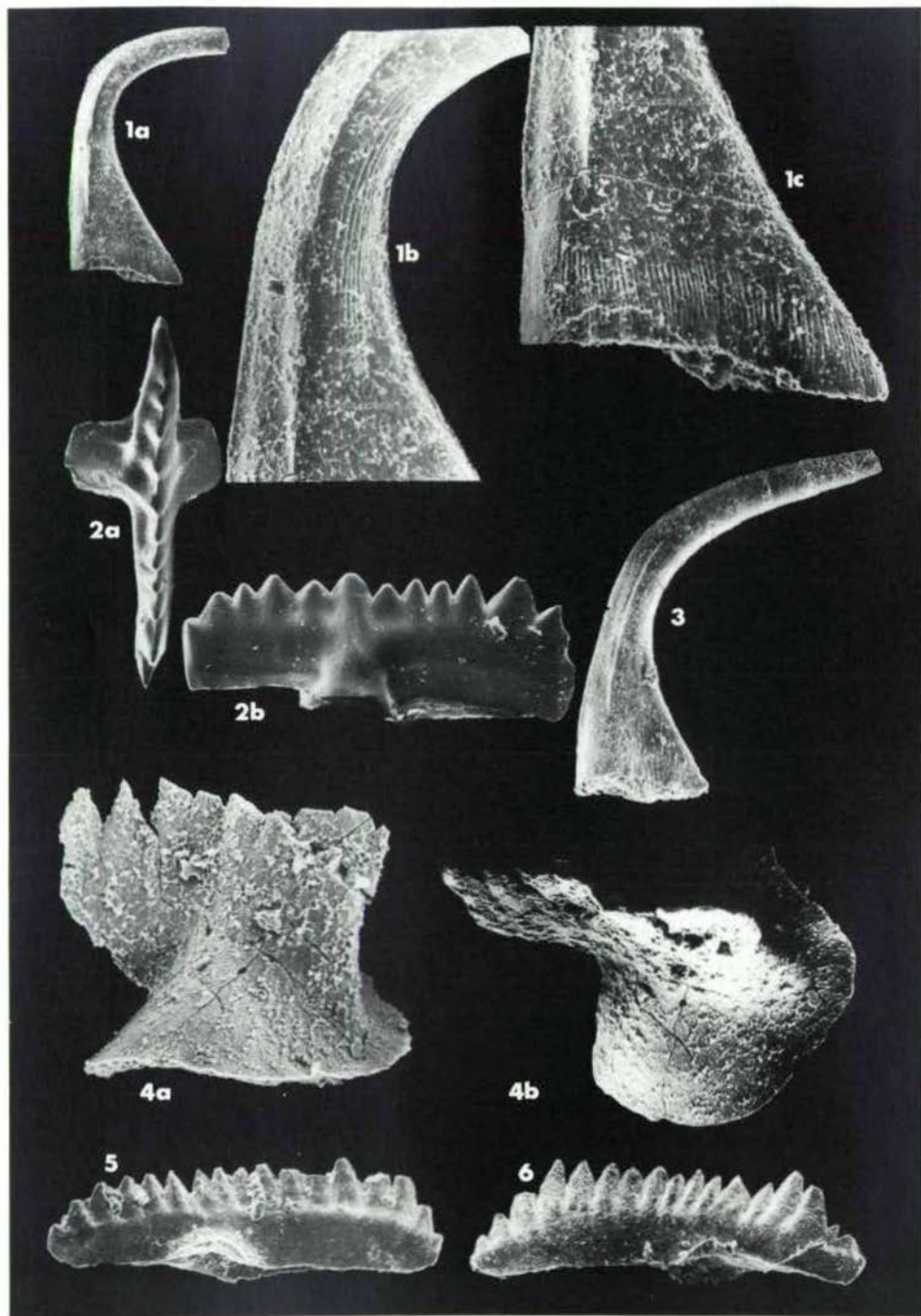


Plate V

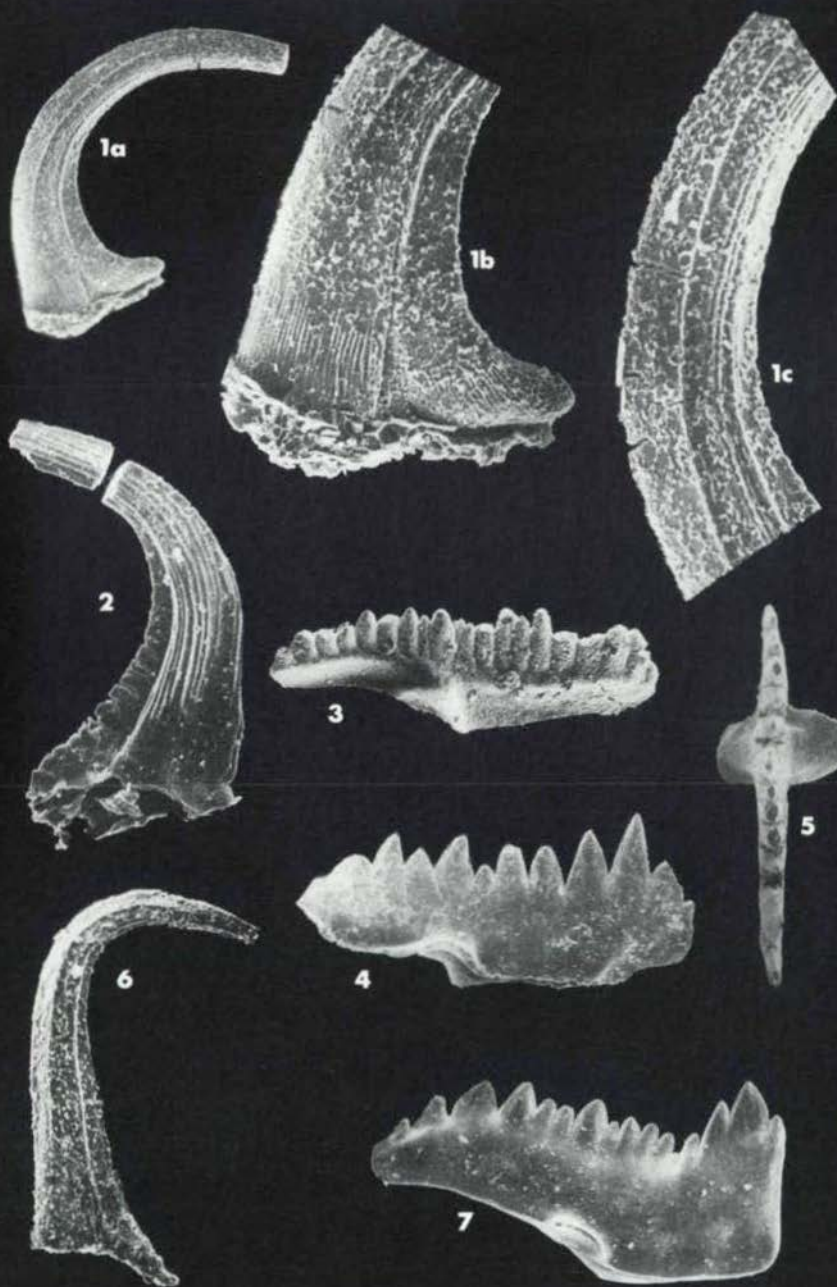


Plate VI

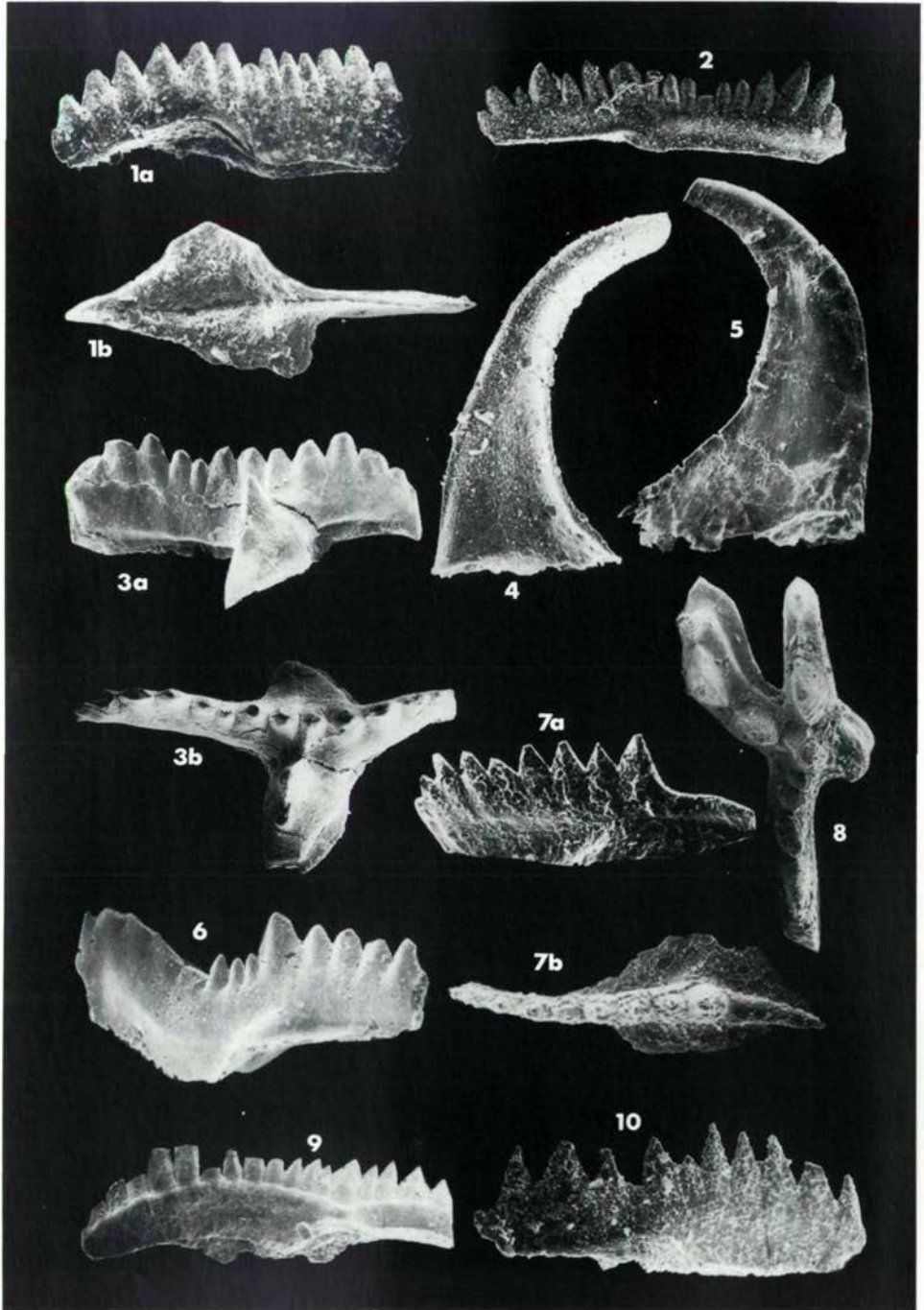


Plate VI

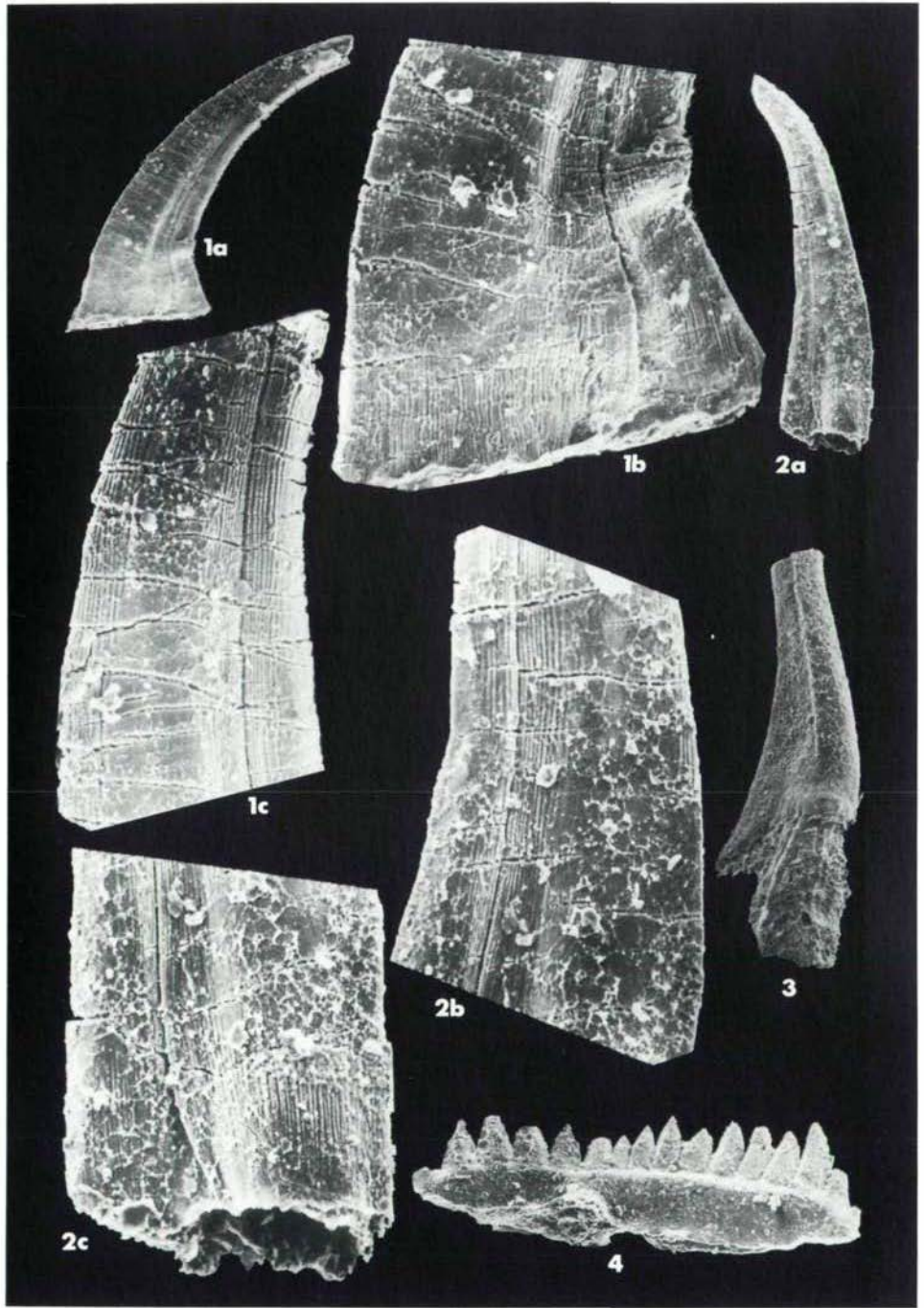


Plate VIII

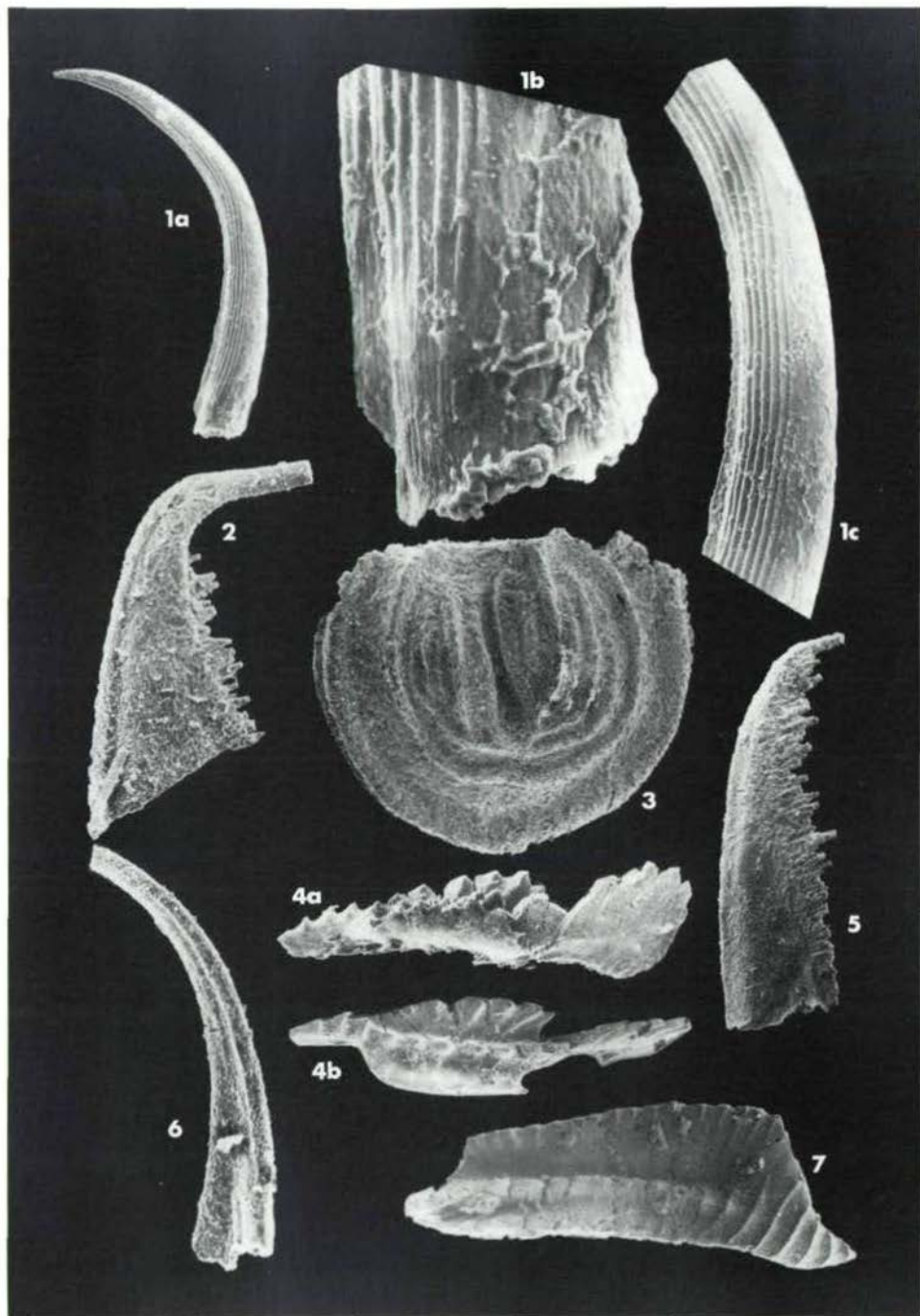


Plate IX

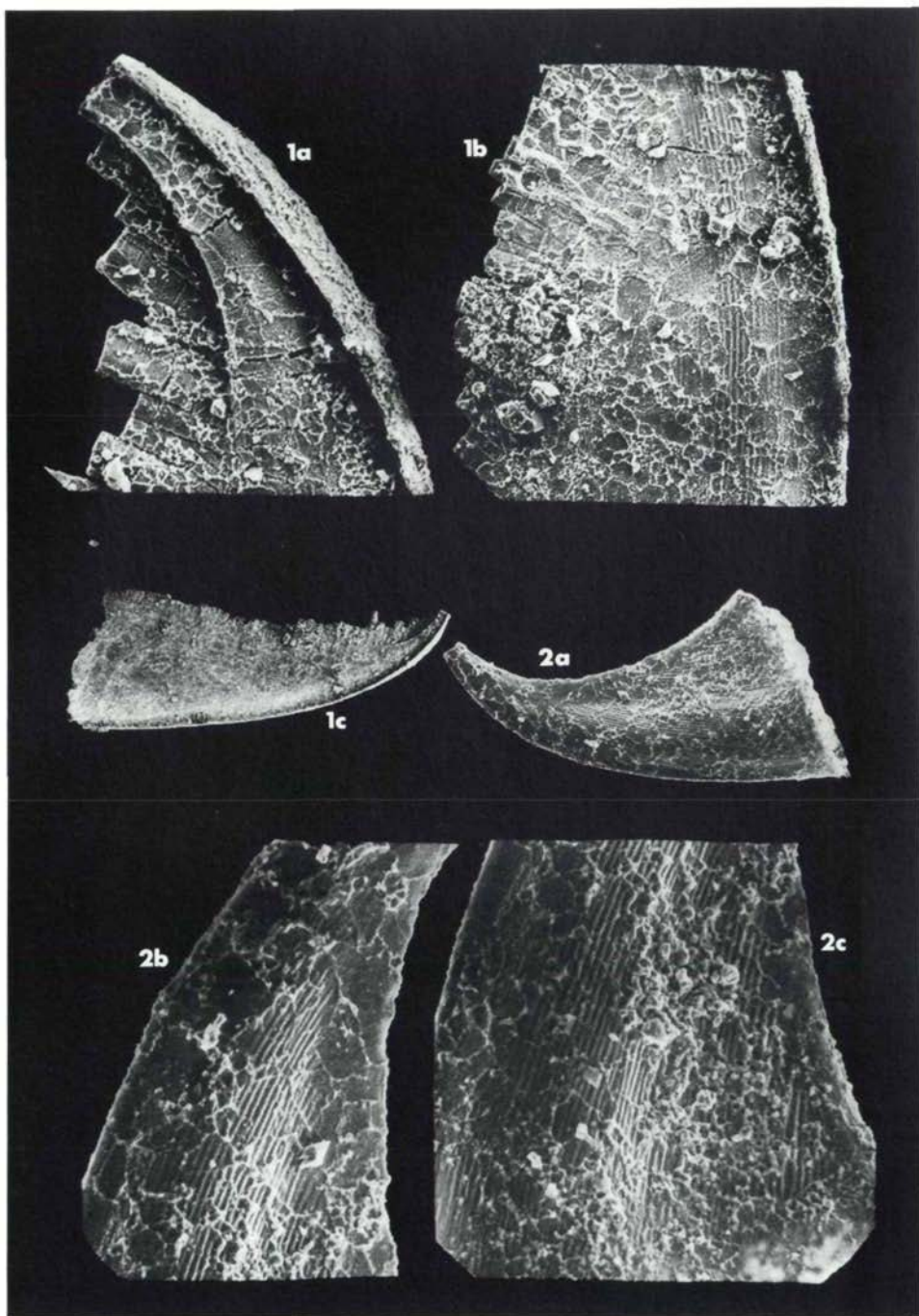


Plate X

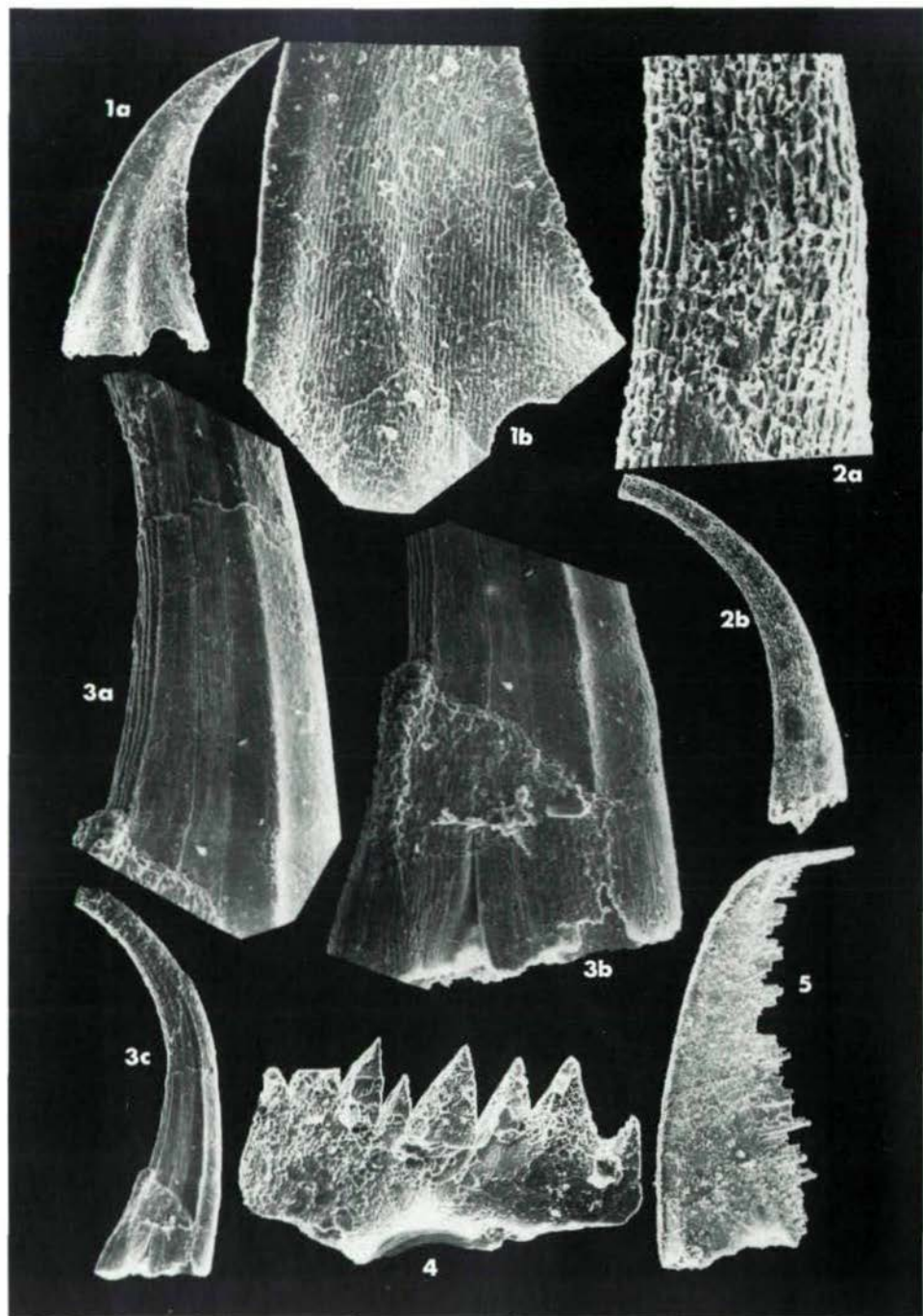


Table 1 a: Graptolite zonation of the Silurian

Age	Graptolite zone
Lower Devonian	<i>Monograptus uniformis</i>
Pridolian	<i>Monograptus transgrediens</i>
	<i>Monograptus ultimus</i> - <i>Monograptus formosus</i>
Ludlowian	<i>Monograptus fritschi linearis</i>
	36 <i>Monograptus leintwardiensis</i>
	35 <i>Monograptus tumescens</i> - <i>Monograptus incipiens</i>
	34 <i>Monograptus scanicus</i>
	33 <i>Monograptus nilssoni</i> - <i>Monograptus colonus</i>
Wenlockian	32 <i>Monograptus ludensis</i>
	<i>Monograptus deubeli</i>
	<i>Retiolites nassa</i>
	31 <i>Cyrtograptus lundgreni</i>
	30 <i>Cyrtograptus ellesae</i>
	29 <i>Cyrtograptus linnarssoni</i>
	28 <i>Cyrtograptus rigidus</i>
	27 <i>Monograptus riccartonensis</i>
	26 <i>Cyrtograptus murchisoni</i>
	<i>Cyrtograptus centrifugus</i>
Llandoveryian	25 <i>Monograptus crenulatus</i>
	24 <i>Monograptus griestoniensis</i>
	23 <i>Monograptus crispus</i>
	22 <i>Monograptus turriculatus</i> - <i>Rastrites linnaei</i>
	21 <i>Monograptus sedwickii</i>
	20 <i>Monograptus convolutus</i> - <i>Monograptus lobiferus</i>
	19 <i>Monograptus gregarius</i>
	18 <i>Monograptus cyphus</i>
	17 <i>Monograptus atavus</i>
	16 <i>Acidograptus acuminatus</i>
15 <i>Glyptograptus persculptus</i>	
Ordovician	

Table 1b: Silurian conodont zonation after Walliser, 1964 and Barrick Klapper, 1976. Slightly modified.

Subdivision	Conodont zonation		
Lower Devonian	<i>Icriodus woschmidti</i>		
Pridolian Ludlowian Wenlockian Llandoveryian Ordovizium	<i>Ozarkodina eosteinhornensis</i>		
	<i>Ozarkodina crispa</i>		
	<i>Ozarkodina snajderi</i>		
	<i>Polygnathoides siluricus</i>		
	<i>Kockelella variabilis</i>	<i>Ancoradella ploeckensis</i>	
		<i>Ozarkodina crassa</i>	
	<i>Ozarkodina sagitta</i>	<i>O.s. bohémica</i> subz.	<i>Kockelella stauros</i>
		<i>O.s. rhenana</i> subz.	<i>Kockelella amsdeni</i>
	<i>Hadrognathus patulus</i>		<i>K. ranuliformis</i>
	<i>Pterospathodus amorphognathoides</i>		
Llandoveryian	<i>Pterospathodus celloni</i>		
Ordovizium	Bereich I		

Table 2: Silurian sequence from the Strázsa-hegy at Nekézseny /southernmost Uppony Mts./ reconstructed from olistolites within higher Emsian to Middle Devonian tuffites. Comparison with the Silurian sequence of the Cellon section /Carnic Alps/.

Carnian Alps	Strázsa-hegy /southern Uppony Mts./	Conodont zone	Age
Megaerella Beds /light, partly fossiliferous limestones/	light, partly fossiliferous limestones	<i>Ozarkodina eosteinhornensis</i>	Prídolian
Alticola Limestone /grey and pink nautiloid limestones/	grey and pink limestones and nautiloid limestones	<i>O. crispa</i>	Ludlowian
		<i>O. snajderi</i>	
Cardiola Beds /black limestones and shales/	dark grey limestones and marls	<i>P. siluricus</i>	Wenlockian
Kok Limestone /brownish ferruginous nodular limestone/	greenish-grey limestones with ferruginous spots, brownish to reddish-brownish ferruginous nodular limestone and nautiloid limestone	<i>K. variabilis</i>	
Trilobite and Aulacopleura Beds /alternating shales and ferruginous limestone beds/	grey limestones with intercalations of reddish-brownish ferruginous limestones, black marly limestones	<i>O. sagitta</i>	Llandoverian
		<i>Hadrognathus patulus</i>	
	light grey limestone with pebbles /see footnote 1/	<i>P. amorphognathoides</i>	Ordovician
Lower Beds and Uggwa Limestone Formation	not fossil-proven	<i>P. celloni</i>	
		Bereich I	

Shales cannot be found in the olistolites. The presence of dark to black marly limestones and marls in the olistolites most probably indicates the presence of black shales in the original sequence. Than the similarities of the Silurian from the Carnian Alps /Cellon section/ and the southern Uppony Mts. /Strázsa-hegy at Nekézseny/ are still larger.

1/ The pebbles consist of ferruginous limestone, greenish-grey calcareous sandstone, greenish siltstone and tuff.

Subdivision		Ammonoid Zonation	Conodont Zonation		
Bohemian	German				
Upper Devonian		<i>Pharciceras lunicosta</i> Ix	<i>S. hermanni</i> / <i>P. cristatus</i>		
Middle Devonian	Givetian	<i>Maenioceras terebratum</i> <i>Maenioceras molarium</i> <i>Cabrieroceras crispiforme</i>	<i>Polygnathus varcus</i>		
		<i>Werneroceras vernarhenanum</i>	<i>Polygnathus xylus ensensis</i>		
	Eifelian	<i>Werneroceras ruppachense</i>	<i>Tortodus kockelianus kockelianus</i>		
		<i>Foordites occultus</i>	<i>Tortodus kockelianus australis</i>		
			<i>Polygnathus costatus costatus</i>		
			<i>Polygnathus costatus partitus</i>		
Lower Devonian	Dalejian	<i>Sellanarcestes wenckenbachi</i>	<i>Polygnathus costatus patulus</i>		
	Emsian	Graptolite Zonation =====	<i>Polygnathus serotinus</i>		
			<i>Polygnathus laticostatus</i>		
			<i>Polygnathus gronbergi</i>		
	Zlichovian		<i>Polygnathus dehiscens</i>		
	Pragian	Siegenian	<i>Monograptus yukonensis</i>	<i>Icriodus huddlei-Pandorinella steinhornensis miae</i>	
			<i>Monograptus telleri</i>	<i>Pandorinella exigua</i>	
			<i>Monograptus falcarius</i>	<i>Pedavis pesavis-Pandorinella optima</i>	
	Lochkovian	Gedinnian	<i>Monograptus hercynicus</i>	<i>Icriodus eolatericrescens-Ozarkodina repetitor</i>	<i>Ancyrodelloides deltus</i>
			<i>Monograptus uniformis</i>	<i>Icriodus postwoschmidti-O. remscheidensis</i>	<i>Ozarkodina eurekaensis</i>
Silurian		<i>Monograptus transgrediens</i>	<i>Icriodus woschmidti-Ozarkodina remscheidensis</i>		
			<i>Ozarkodina eosteinhornensis</i>		

Table 3: Subdivisions, ammonoid/graptolite zonations and conodont zonation of Lower and Middle Devonian. Compiled and slightly modified after ERBEN, 1962, ERBEN & ZAGORA, 1968, KLAPPER & ZIEGLER, 1979, LANE & ORMISTON, 1979, MASHKOVA, 1979, ZIEGLER, 1979, SCHÖNLAUB (ed.), 1980

Table 4: Lower and Middle Devonian sequence of the Uppony Mts.

Upper Devonian	grey, rarely reddish bedded limestones, nodular limestones, tuffs, subordinately shales	
Givetian	Strázsa-hegy Formation	diabases and schalstein with limestone inclusions
Eifelian		tuff, tuffite with limestone olistolites
Emsian	"Jócsös-völgy Formation	Uppony Limestone Formation: massive, light reef limestone
Siegen. Pragian		light to dark grey limest.
Gedinn. Lochkovian		light to dark grey, mostly sparitic, partly also micritic limestone and crinoidal limestone
S i l u r i a n		

MICROFAUNE TRIASSICHE E GIURASSICHE DALLA SERIE
CALCAREO-SILICO-MARNOSA DELLA LUCANIA, FACIES S. FELE
(APPENNINO CAMPANO-LUCANO, ITALIA MERIDIONALE)

D.A. Donofrio*)

con 2 figure e 8 tavole

Riassunto

Per la prima volta viene segnalato il ritrovamento di Conodonti in terreni triassici del Bacino Lagonegrese. Per il Norico essi rappresentano finora gli unici fossili di sicura datazione.

Le scleriti di Oloturie, gruppo faunistico identificato in terreni giurassici dello stesso bacino, evidenziano, con una forma caratteristica (*Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT) un preciso piano del Dogger (Bathoniano).

Della sclerite suddetta, viene data una nuova descrizione, fissato il Lectotipo e precisata la sua diffusione geografica.

Foraminiferi, Radiolari, Spicole di Spugne, resti di Echinidi, Crinoidi ed Ofiure, scaglie e denti di Pesci, completano il quadro faunistico.

*) Indirizzo dell'autore: Dr. Donato Antonio Donofrio, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Austria

Zusammenfassung

Aus der Karbonat-Ton-Kieselschiefer-Serie des Lagonegro-Beckens wird über Conodontenfunde (Obertrias) berichtet.

Das etwas in N-S-Richtung orientierte Becken entstand in der Mitteltrias als Folge der tektonischen Instabilität des mediterranen Raumes; seine Entwicklung läßt sich bis in das untere Miozän verfolgen. Die E- und W-Begrenzungen waren durch zwei Karbonatplattformen gegeben.

Die genannte Serie gehört zu der "Unità Lagonegrese", die eine stratigraphische und strukturelle Komponente des Appennino Campano-Lucano darstellt.

Das untersuchte Material stammt aus dem proximalen Beckenbereich (S.-Fele-Fazies) und gehört dem unteren (calcari con selce) und dem oberen (scisti silicei) Abschnitt dieser Serie an.

Die Conodonten, die aus den stark dolomitisierten "calcari con selce" gewonnen wurden, ermöglichen eine sichere zeitliche Einordnung dieser Folge in die Obertrias. Sie stellen mit spärlichen Foraminiferen die einzigen aus diesem Faziesabschnitt bekannten Fossilien dar. Bisher war die stratigraphische Stellung der "calcari con selce" nicht eindeutig geklärt.

Die Holothuriensklerite aus dem mittleren Bereich der "scisti silicei" enthalten eine charakteristische Form, die eine Einstufung in den Dogger (vermutlich Bathonien) zuläßt. Diese Form, es handelt sich um *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT, wird neu beschrieben, der Lectotypus fixiert und ihre geographische Verbreitung präzisiert.

Die restliche Mikrofauna, die ebenso aus dem unlöslichen Rückstand gewonnen wurde, setzt sich aus Foraminiferen, Radiolarien, Spongienspiculae, Echiniden-, Crinoiden- und Ophiurenresten, sowie Fischschuppen und Fischzähnen zusammen.

Summary

This study deals with microfossils obtained from the insoluble residue of samples from the proximal facies (carbonate-schist-chert-sequence) of the Lagonegro Unit, a stratigraphic and structural part of the Appennino Campano-Lucano (Southern Italy).

The Lagonegro Unit is built up by basin sediments, originating from the tectonic instability in the Mediterranean province during the Middle Triassic.

The evolution of the Lagonegro Basin, which is bounded by two N-S striking carbonate platforms, continues up to the Lower Miocene.

For the first time conodonts were found in the strongly dolomitized "calcari con selce", allowing a stratigraphic classification as Upper Triassic.

Based on typical species of holothurian sclerites from the middle part of the Jurassic sequence (scisti silicei) Dogger age (probably Bathonian) is possible. A new description of this type, *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT, is given, the lectotype established and the geographic distribution defined.

The remaining microfauna consists of foraminifers, radiolarians, sponge-spicules, echinid-, crinoid- and ophiur-fragments and fish remainders (scales and teeth).

1. INTRODUZIONE

La serie calcareo-silico-marnosa (SCANDONE, 1967) costituisce una successione dell'Unità Lagonegrese (SCANDONE, 1972) a sua volta componente stratigrafico-strutturale dell'Appennino Campano-Lucano.

Le coltri di ricoprimento che costituiscono questa parte dell'Appennino, sono state messe in posto, per successive fasi tettoniche, nel Miocene e Pliocene.

I terreni lagonegresi sono stati sedimentati nel bacino omonimo, instauratosi nel Trias medio in conseguenza della generale instabilità tettonica dell'area mediterranea. La sua evoluzione è perseguibile fino al Miocene inferiore.

Due piattaforme carbonatiche ne segnano i confini ovest ed est: rispettivamente la piattaforma campana interna e quella esterna (PESCATORE et al., 1973).

Nel Miocene inferiore (Burdigaliano) si ha un sovrascorrimento degli elementi della piattaforma campana interna sui terreni lagonegresi che, a loro volta, si smembrano e si sovrappongono: la porzione più interna (Unità Lagonegrese II) sovrascorre su quella più esterna (Unità Lagonegrese I).

Ne risulta che i terreni del fianco interno occidentale dell'originario bacino di sedimentazione hanno ricoperto quelli della zona assiale. Del fianco orientale del bacino non si conosce nessun affioramento.

Dalla zona assiale alla zona marginale occidentale del bacino fanno da guida facies specifiche: dalla facies Lagonegro-Sasso di Castalda (Lagonegro I) con caratteri decisamente distali, alle facies Armizzone e Pignola-Abriola gradualmente da distali a prossimali, fino alla facies S. Fele marcatamente prossimali (Lagonegro II).

I depositi delle dette Unità iniziano con la Formazione di M. Facito, con caratteri neritici. Seguono i calcari con liste e noduli di selce, depositi di ambiente più profondo, a cui fanno seguito gli scisti silicei. I depositi pelagici, infine, si concludono nei galestri.

Nell'area interessata dal presente lavoro (Fig. 1), posta all'estremo Nord degli affioramenti, sono rappresentati solo terreni appartenenti all'Unità Lagonegro II. Qui manca la formazione basale. I caratteri prossimali dei depositi, si concretizzano in quest'area per i calcari con selce in una intensa dolomitizzazione; per gli scisti silicei, invece, vengono evidenziati da numerosi livelli di calciruditi e calcareniti gradate interpretati da SCANDONE (1967, 1972) come brecce di fianco di bacino. Alla sedimentazione silicea, che è la regola, se ne è aggiunta una clastica torbiditica.

Per i particolari dell'ampia trattazione riguardante i terreni della serie in parola e per una esauriente bibliografia, si rimanda al citato autore SCANDONE.

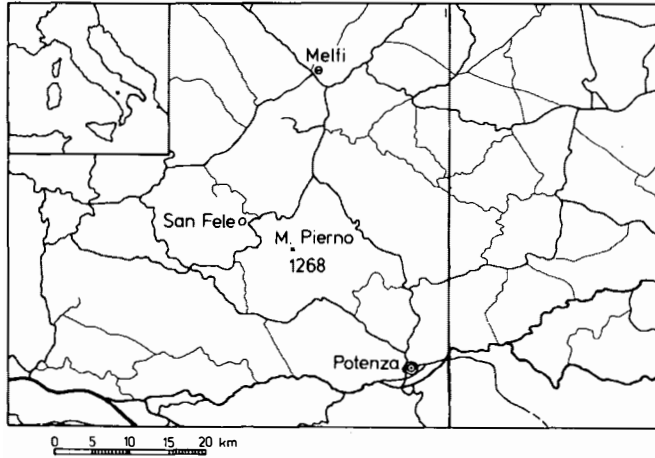
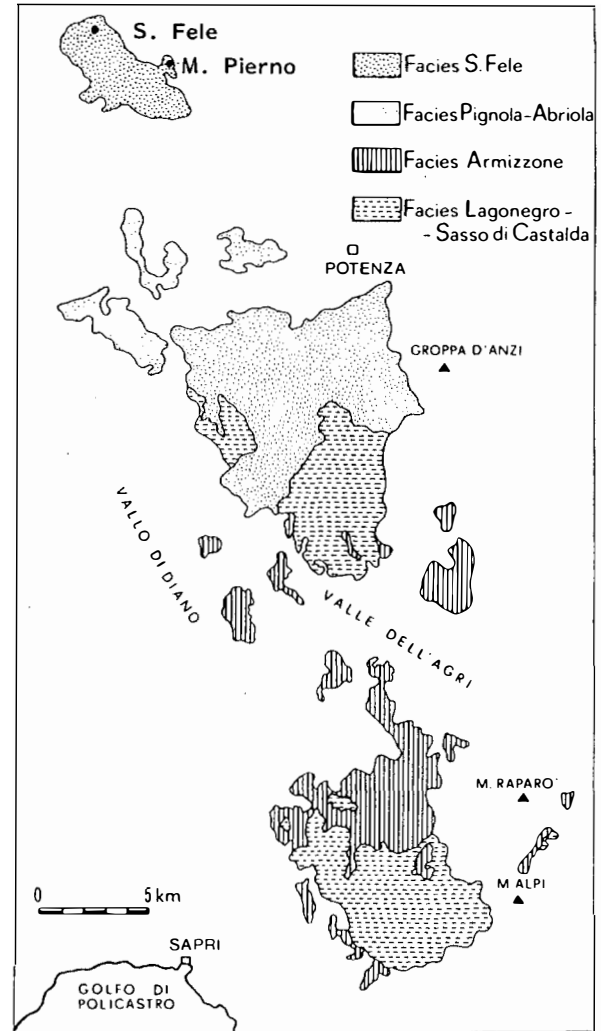


Fig. 1:
Ubicazione delle zone
di prelievo dei campioni e
(da SCANDONE, 1972)
distribuzione delle facies dei
terreni lagonegresi

Abb. 1:
Lageskizze des Arbeitsge-
bietes und (aus SCANDONE,
1972) Faziesverteilung des
Lagonegro-Beckens



2. PREMESSA

Scopo del presente lavoro è lo studio delle microfaune ricavate da residuo di attacco con acidi. Si tratta, specificamente, di faune che non si lasciano individuare e classificare, se non in misura trascurabile, per mezzo di sezioni sottili.

Per quanto riguarda lo studio di queste ultime, si rimanda ai lavori di LUPERTO SINNI (1966), CRESCENTI (1966), TACOLI et al. (1967), SCANDONE (1967), per citari quelli a me noti. Al lavoro di MATTAVELLI et al. (1968) si rimanda per i problemi riguardanti petrografia e diagenetica.

La campionatura è stata effettuata in località San Fele e Monte Pierno (Fig. 1) dapprima sulla base delle sezioni riportate nel Foglio Melfi della Carta Geologica d'Italia 1:100 000 ed in seguito sulla guida dei lavori specifici di SCANDONE (1967, 1972) venuti a conoscenza dell'autore in un secondo tempo. Nelle sezioni (Fig. 2) vengono riportati solo quei campioni portatori di faune di sicura individuazione ed eventuale significato crono-stratigrafico.

I resti biogeni utilizzati sono stati selezionati da una considerevole mole di campioni che è stato possibile esaminare solo grazie alla preziosa collaborazione di mia moglie Erika, a cui questo lavoro è dedicato.

3. LA FAUNA DEI CALCARI CON SELCE

I calcari con selce dei depositi più prossimali (facies S. Fele) avevano dimostrato finora una totale assenza di fossili (SCANDONE, 1971: 246). L'attribuzione della parte inferiore al Carnico era avvenuta per correlazione con la facies Pignola-Abriola in base alla presenza di varie specie di *Halobia*. Un'età Norica era stata proposta, per la parte superiore e sempre per correlazione, in questo caso con la facies Lagonegro-Sasso di Castalda per la presenza di varie specie di *Halobia* da assegnarsi probabilmente al Norico (SCANDONE, 1967: 348).

Per quanto riguarda il presente studio, mentre i campioni provenienti dagli affioramenti di S. Fele si sono dimostrati ugualmente sterili, quelli di M. Pierno, già ad un primo test, si sono rivelati portatori di faune di significato biostratigrafico.

La fauna ricavata dai campioni rilevati dai circa 200 m di dolomia saccaroide, biancastra, a tratti giallastra, in tipica facies di S. Fele, si compone di Conodonti e rari Foraminiferi.

In riferimento ai Conodonti c'è da osservare che la loro frequenza è quasi continua ma lo stato di conservazione è solo in parte soddisfacente per una sicura determinazione. Alla dolomitizzazione si è aggiunta una tetto-nizzazione, a tratti intensa, che ha avuto ragione di molte forme.

Ciò nonostante è stato possibile stabilire due intervalli fossiliferi sicuramente databili (Fig. 2).

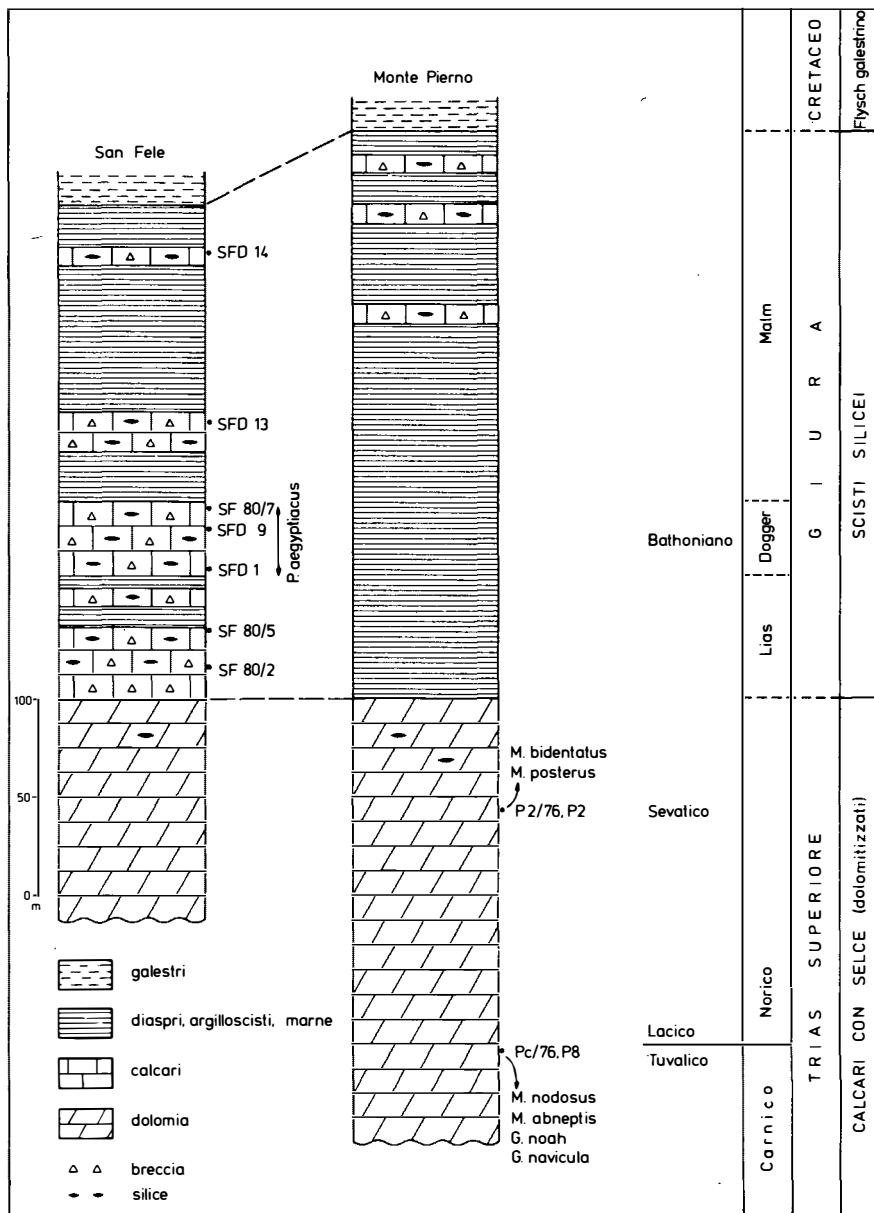


Fig. 2:
Colonne stratigrafiche (da MARINI - Fgl. 187 della Carta Geologica d'Italia, 1970 - modificate)

Abb. 2:
Säulenprofile - verändert - aus MARINI, 1970, Bl. 187, Geologische Karte von Italien

Sono state identificate le seguenti specie a piattaforma:

Metapolygnathus nodosus (HAYASHI)
Metapolygnathus abneptis (HUCKRIEDE)
Metapolygnathus posterus (KOZUR & MOSTLER)
Metapolygnathus bidentatus (MOSHER)
Gondolella noah BUDUROV & STEFANOV
Gondolella navicula HUCKRIEDE

Gli esemplari sono spesso di proporzioni piuttosto ridotte anche quando si tratta di forme adulte. Le forme giovanili sono state notate particolarmente in riferimento alla specie *M. bidentatus*. Si sono osservate, ad esempio, due diversi stadi giovanili: il primo privo di piattaforma e di denti laterali, il secondo fornito solo di denti laterali in presenza di una piattaforma ridottissima o quasi assente.

I Conodonti classificati (Tav. I e II) sono tutti da assegnare inequivocabilmente all'intervallo Carnico-Norico trattandosi di forme molto caratteristiche. Una zonazione non è stata possibile e si è considerata la durata assoluta dei vari Conodonti a piattaforma secondo lo schema proposto da KOVÁCS & KOZUR, 1980.

La presenza contemporanea di *M. nodosus*, *M. abneptis*, *G. navicula* e *G. noah* indica esattamente il limite Tuvalico/Lacico. Infatti: *G. noah* appare all'inizio del Cordevoliano inferiore e segna, con la sua scomparsa, la porzione sommitale del Tuvalico superiore; *M. nodosus* va dal Tuvalico superiore al Lacico inferiore; *M. abneptis* e *G. navicula* compaiono nell'ultima parte del Tuvalico superiore per scomparire rispettivamente nella metà del Sevatico medio ed al limite Sevatico medio/Sevatico superiore.

Il secondo livello fossilifero con faune a *M. bidentatus* e *M. posterus* è da localizzare nel Sevatico. Queste due specie marcano con la loro presenza il Sevatico inferiore e medio, scomparendo contemporaneamente alla fine del Sevatico medio. *M. posterus* compare già alla base dell'Alaunico inferiore mentre *M. bidentatus* si rinviene a partire dal Sevatico inferiore.

La maggior parte delle forme denticolate sono del tipo *Hindeodella*, *Diplododella*. È stato possibile classificare un solo esemplare (*Neohindeodella summesbergeri* KOZUR & MOSTLER) perché si tratta in genere o di forme giovanili o di frammenti e tracce. Spesso i campioni contengono solo siffatti resti.

I rari Foraminiferi sono da assegnare quasi tutti al genere *Ammodiscus*. È stata possibile una sola identificazione: *Ammodiscus cf. infimus* (STRICKLAND) (det. RESCH).

i

4. LA FAUNA DEGLI SCISTI SILICEI

I campioni prelevati da una sequenza in località San Fele, hanno fornito una fauna ad Echinodermi in cui sono rappresentati Echinoidi, Crinoidi, Oloturoidi ed Ofiuroidi. Inoltre sono presenti Spicule di Spugne, Radiolari e resti di Pesci.

4.1. Echinodermi

Echinidi: radioli in parte in ottimo stato di conservazione e piastre ambulacrali ed interambulacrali (Tav. IV, Fig. 5).

Crinoidi: elementi delle braccia e del peduncolo; di quest'ultimo, oltre a rarissimi aculei terminali di cirri, si sono conservate diverse piastrine colonari, per lo più di forma poligonale, le cui facce articolari mostrano spesso chiare crenelle (Tav. VIII, Fig. 1).

Ofiuroidi: scudi laterali e rarissimi scudi ventrali; gli ossicoli vertebrali sono completamente assenti.

Oloturoidi: scleriti limitati a due tipi; non vi è traccia di anelli occipitali.

Ogni banco calcareo, ad esclusione di alcuni campioni, ha fornito faune ad Echinodermi che, a parte le Scleriti di Oloturie, non permettono alcuna interpretazione biostratigrafica.

Le Scleriti di Oloturie sono rappresentate da due soli generi: *Priscopedatus* e *Theelia*. Il genere *Theelia* appare nell'intervallo SF 80/2-5. Il suo cattivo stato di conservazione non permette una classificazione specifica (Tav. IV, Fig. 3).

Il genere *Priscopedatus* lo si rinviene, con abbondanza di esemplari, dal campione SFD 1 al campione SF 80/7 (Fig. 2). Si tratta della specie *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT, 1958 (Tav. III, Figg. 1-7; Tav. IV, Figg. 1, 2) descritta da una serie giurassica del Sinai del Nord e rinvenuta in continuità nel Bathoniano del Gebel Maghara e sporadicamente nel Bajociano e Calloviano della stessa Zona.

Nel 1969 GORKA & LUSZCZEWSKA descrivevano, dal Giura polacco, tra l'altro, sette nuove specie del genere *Priscopedatus*. Tra queste, la specie *P. jaworznicensis*, proveniente da prove di carotaggio nella Zona di Cracovia, deve essere messa in sinonimia ripetendo, sia nella descrizione che nella figurazione, la forma già individuata in Egitto nel 1958 da SAID & BARAKAT.

Descrizione sistematica

Classe Holothuroidea ZITTEL, 1883

Famiglia Priscopedatidae FRIZZELL & EXLINE, 1955

Genere *Priscopedatus* (SCHLUMBERGER, 1980)
emend. DEFLANDRE-RIGAUD, 1961

Specie *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT, 1958
(Tav. III, Figg. 1-7; Tav. IV, Figg. 1, 2)

1958 *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT, p. 269, figg. 24-27

1969 *Priscopedatus jaworznicensis* GORKA & LUSZCZEWSKA, p. 395, tav. LXXII, figg. 8-10 e p. 369, tav. LXXIII, figg. 1-8

Lectotipo: Figurazione originale di SAID & BARAKAT, 1958, p. 269, tav. 6, fig. 26. Campione n. 429.

Paralectotipi: Figurazioni originali di SAID & BARAKAT, 1958, pag. 269, tav. 6, figg. 24, 25, 27. Campione n. 429.

Luogo tipico: Gebel Somor a nord-ovest di Bir Maghara, Sinai del Nord, Egitto. Bathoniano.

Diagnosi: Micropiastra calcarea perforata, di forma subquadrangolare dai contorni ondulati. Perforazione centrale circolare sormontata da un' elevazione cruciforme e circondata da otto perforazioni più o meno ovali.

Nuova descrizione: Micropiastra munita di un foro centrale contornato da otto fori periferici.

La perforazione centrale circolare mostra costantemente una dimensione maggiore rispetto alle rimanenti ed è divisa in quattro sezioni da un uguale numero di barre che si dipartono dai suoi bordi e convergono in un' elevazione a sezione subcircolare.

Osservazioni: *P. pyramidalis* SCHLUMBERGER presenta, a differenza di *P. aegyptiacus*: contorno perimetrale circolare; numero delle perforazioni non costante; elevazione centrale di sezione quadrangolare con tipiche incisioni in direzione del vertice.

P. aegyptiacus può mostrare una estrema ondulazione dei margini della piastra che porta alla formazione di braccia tanto allungate da occultare l'originaria forma quadrangolare (Tav. III, Fig. 7 b, e Tav. IV, Fig. 2 del presente lavoro e in GORKA et al., 1969, Tav. LXXII, fig. 8 a).

Inoltre, il perimetro è spesso frastagliato da fratture che coinvolgono anche alcune perforazioni periferiche tanto da occultarle e confonderle con l'ondulazione marginale. Questo si rileva dal materiale illustrato nel presente lavoro (Tav. III, Figg. 5 e 6; Tav. IV, Fig. 2) ed inoltre sia dai disegni di GORKA & LUSZCZEWSKA, 1969 (Tav. LXXII, fig. 9 a, 10; Tav. LXXIII, fig. 8 a) che da quelli di SAID & BARAKAT, 1958 (Tav. 6, fig. 24, 25, 27).

SAID & BARAKAT, nell'istituire la nuova specie in discussione, si limitano ad una più che sommaria descrizione, affidando la parte illustrativa a semplicissimi schizzi ("Les nouvelles espèces sont décrites et dessinées d'une manière invraisemblable" - DEFLANDRE-RIGAUD, 1962, pag. 113). D'altra parte il parallelo fatto dagli autori con *P. pyramidalis* integra particolari diversamente non rilevabili.

GORKA & LUSZCZEWSKA, al contrario, descrivono questa forma con particolari e raffigurazione più che sufficienti. Ciò nonostante, la pur "compresa" descrizione e raffigurazione di SAID & BARAKAT contengono sufficienti elementi di identificazione tanto da giustificare la sinonimia di *P. jaworcznicensis* e la priorità di *P. aegyptiacus*.

Distribuzione geografica e stratigrafia

P. aegyptiacus è noto finora da ritrovamenti effettuati nel Sinai del nord (Egitto), nella zona di Cracovia (Polonia) ed in Lucania (Italia).

La sua comparsa è legata sempre a terreni giurassici della Tetide.

In Egitto la sua distribuzione verticale, controllata per mezzo dei Foraminiferi, va dal Bajociano al Calloviano, con marcata presenza nel Bathoniano (SAID & BARAKAT, 1958, p. 270).

In Polonia questa forma è stata finora ritrovata solo nel Bathoniano ed il controllo biostratigrafico effettuato per mezzo delle Ammoniti. (GORKA & LUSZCZEWSKA, 1969, pp. 361, 365, 370).

Per quanto riguarda il presente lavoro, i campioni contenenti *P. aegyptiacus* sono stati esaminati anche in sezione sottile alla ricerca di elementi utili di controllo.

Tra le altre componenti biogene (*Thaumatoporella parvovesciculifera* (RAINERI) *Cayeuxia*, eventuali Codiacee, etc.) sono i Foraminiferi (det. RESCH) che possono fornire indicazioni cronologiche. Tra gli altri (Textulariidae con *Textularia* sp., *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, Lituolacee, *Quinqueloculina* sp., eventuali Valvulinidae) è la presenza di *Protopenneropolis striata* WEYNSCHENK di un certo interesse

Questo Foraminifero rivela sempre terreni del Dogger o del Malm (FARINACCI, 1964, WEYNSCHENK, 1973).

Per i campioni in parola, ad un'analisi della facies si riscontra, d'altra parte, la totale assenza di elementi tipici del Malm.

Questa constatazione, in aggiunta alla posizione stratigrafica dei ritrovamenti in Polonia ed in Egitto, fanno propendere per l'assegnazione dell'intervallo con faune a *P. aegyptiacus* anche qui, nell'Appennino Meridionale, al Dogger ed eventualmente al sottopiano Bathoniano.

4.2. Altre faune

Dagli scisti silicei in località S. Fele sono stati, inoltre, separati: Radiolari contenenti tra l'altro i generi *Tricolocapsa* e *Cenosphaera*; Spicole di Spugna tra cui un frammento dell'impalcatura scheletrica con tipica perforazione "lychnisk" da attribuire all'ordine Lychniskida; Megasclere tipo Oxycaltrop, Dichotriaen, Oxyhexactin, dalla classe degli Hexactinellida, resti di pesci dalla classe dei Condrichytes consistenti in scaglie dermali del tipo placoid e denti (Tav. IV).

Si segnala inoltre una interessante fauna proveniente da un campione raccolto ai piedi di Monte Pierno, la cui collocazione, nella sezione omonima, è ancora da verificare.

Si tratta principalmente di Spicole di Spugne che contengono elementi segnalati finora soprattutto in affioramenti del Malm (REIF, 1967). D'altra parte, però, il ritrovamento di *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER) (det. RESCH) con individui in possesso di un numero di noduli ombelicali sempre superiore a dieci, fa pensare ad un'età compresa tra il Lias superiore ed il Dogger inferiore (WICHER, 1952: 265). *Trocholina* è l'unico foraminifero separato dal residuo (Tav. VIII, Fig. 4 a, b). I Foraminiferi identificati in sezione sottile non hanno fornito elementi utili per una datazione.

Sono stati separati, inoltre, Radiolari, appartenenti tutti al genere *Cenosphaera*, scaglie e denti di pesce e rarissimi resti di Echinodermi contenenti scudi laterali di Ofiure e probabili radioli di Echinidi.

In riferimento alla fauna a resti di Poriferi, dai diversi tipi identificati (Tav. V-VIII) è possibile una attribuzione sistematica solo per le categorie superiori, trattandosi quasi esclusivamente di megasclere.

Tra le rare microsclere, i tipi Sterraster e Rhax (Tav. V; Fig. 2 a, b, e 3) sono caratteristici dello scheletro dermale della famiglia Geodiidae (Ordine Tetractinellida, Classe Demospongea).

Alla classe Demospongea, Ordine Lithistida, sono da assegnare i desmi Rhizoclon (Tav. V, Fig. 4) del sottordine Rhizomorina e Sphaeroclon (Tav. VI, Fig. 6) del sottordine Sphaeroclonida.

Sempre alla classe dei Demospongea appartengono i monaxoni della Tav. VII, Figg. 2, 4, 5, di cui non è stata possibile una classificazione più precisa.

Per la classe degli Esactinellidi, il materiale a disposizione ha permesso di individuare due ordini: i Lychniskidi per i caratteristici resti del reticolo di sostegno con l'incrocio nodale a forma di ottaedro dalle pareti perforate e l'ordine Dictyida per diverse esactine e pentactine e tipici resti dell'impalcatura reticolare appartenente alla parete interna della Spugna (Tav. VI, Fig. 5) ed al parenchima (Tav. VII, Fig. 1).

Anche se la fauna menzionata non permette, per il momento, una datazione più precisa, il periodo giurassico è senz'altro delimitabile per la presenza dei Lychniskidi che si incontrano solo a partire dal Lias e dei desmi degli Sphaeroclonidi, sottordine che si estingue alla fine del giurassico.

5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le microfaune ricavate dalle intercalazioni calcaree e dalla successione dolomitica degli affioramenti dei depositi, in facies S. Fele, del Bacino Lagonegrese, hanno permesso una datazione riguardante serie di quest'area con pressoché totale assenza di megafossili.

Per i "calcari con selce", parte basale dell'affioramento nella zona in parola, sono stati ritrovati Conodonti del Carnico e del Norico che confermano l'assegnazione a suo tempo fattane (SCANDONE, 1972) a questi due piani del Trias in base a paralleli con aree di facies diversa. I microfossili qui rinvenuti rappresentano, inoltre, gli unici resti biogeni noti finora in questa facies.

Per gli scisti silicei, i fossili ricavati dalle intercalazioni carbonatiche, hanno permesso l'individuazione, fra l'altro, di faune ad Echinodermi rappresentate da diversi gruppi. Una caratteristica sclerite di Oloturia (*Priscopedatus aegyptiacus*) già conosciuta da depositi della Tetide in Egitto e Polonia, viene anche qui identificata e ridefinita. La sua limitata espansione verticale (Dogger/Bathoniano) con al contempo un'ampia radiazione orizzontale, lascia prevedere un ruolo cronologico rilevante.

Una consistente fauna a resti di Poriferi è stata per il momento solo menzionata, mancando sufficiente materiale e dati stratigrafici per poterne completare lo studio.

6. RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Prof. H. Mostler per la revisione critica della fauna, il Dr. W. Resch per la determinazione dei Foraminiferi ed il Dr. R. Brandner per la lettura del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO-MORELLI, L. et al. (1976): L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. - Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60, Roma.
- CRESCENTI, U. (1966): Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino Meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. - Boll. Soc. Geol. It., 85 (2), 541-579, Roma.
- D'ARGENIO, B., PESCATORE, T. & P. SCANDONE (1973): Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania). - Atti convegno sul tema: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. - Acc. Naz. dei Lincei, Quad. 183, 49-81, Roma.
- DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1962): Contribution à la connaissance des sclérites d'Holothurides fossiles. - Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. - Série C, Sciences de la terre, Tome XI, Fasc. 1, 1-123, Paris.
- GORKA, H. & L. LUSZCZEWSKA (1969): Holothurian sclerites from the Polish Jurassic and Tertiary. - Annales de la Société Géologique de Pologne, Vol. 39, Fasc. 1-3, 361-402, Kraków.
- HARTMANN, W.D., WENDT, J.W. & F. WIEDENMAYER (1980): Living and fossil sponges. - Sedimenta VIII, 1-274, Comparative Sedimentology Laboratory, Division of Marine Geology, The University of Miami, Miami, Florida.
- HIECKE MERLINE, O. et al. (1971): Note illustrative della carta geologica d'Italia, 1:100 000, Fg. 186, 187, S. Angelo dei Lombardi-Melfi, 1-188, Nuova tecnica grafica, Roma.
- KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1982): Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita. - Geologija 25 (1), 167-188, Ljubljana.
- KOVÁCS, S. & H. KOZUR (1980). Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 2, 47-78, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI, 1968, und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, 1, 1-37, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreiches. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 3/4, 79-172, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, 4, 1-19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 777-810, Innsbruck.

- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. 1. Die "Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. - *Abh. Geol. B.-A.*, 28, 1, 1-53, Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - *Verh. Geol. B.-A.*, 1973/1, 113-153, Wien.
- LUPERTO SINNI, E. (1966): Presenza di Foraminiferi giurassici nei calcari con selce di San Fele. - *Boll. Soc. Geol. It.* 85, 2, 275-285, Roma.
- MATTAVELLI, L. & L. NOVELLI (1968): Petrografia e diagenesi della serie carbonato-argillosa-silicea di S. Fele. - *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, 24, 1, 47-67.
- MOSTLER, H. (1972): Holothuriensklerite aus dem Jura der Nördlichen Kalkalpen und Südtiroler Dolomiten. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 2, 6, 1-29, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der Alpenen Trias. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 5, 1-42, Innsbruck.
- OGNIBEN, L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. - *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. VIII, 453-763, Pisa.
- PESCATORE, T. & F. ORTOLSNI (1973): Schema tettonico dell'Appennino Campano-Lucano. - *Boll. Soc. Geol. It.* 92, 453-472, Roma.
- RADINA, B. (1958): Sulla geologia dei dintorni di S. Fele (Potenza). - *Boll. Ser. Geol. d'Italia*, 79 (3-5), 749-757, Roma.
- RADINA, B. (1959): Contributo alla geologia dell'Appennino Meridionale. Rilievo geologico della zona compresa tra S. Fele, Bella e Muro Lucano. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 77, 3, 183-204, Roma.
- RAUFF, H. (1893): Palaeospongiologie, Allgemeiner Teil. - *Palaeontographica*, 40, 1-232, Stuttgart.
- REDINI, R. et al. (1970): Carta Geologica d'Italia 1:100 000, Fg. 187, Melfi; Poligrafica e Cartevalori - Ercolano (Napoli).
- REIF, W.E. (1967): Schwammspicula aus dem weißen Jura zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). - *Palaeontographica*, Abt. A, 127 (3-6), 85-102, Stuttgart.
- SAID, R. & M.G. BARAKAT (1958): Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. - *Micropaleont.*, 4, 3, 231-272, New York.
- SARTORI, S. & U. CRESCENTI (1962): Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale. - *Giorn. Geol.*, Ser. 2, Vol. 29, 159-302, Bologna.
- SCANDONE, P. (1967): Sul significato dei "calcari con liste e noduli di selce" di San Fele e delle brecciole calcaree negli scisti silicei della Lucania. - *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 76, 189-198, Napoli.
- SCANDONE, P. (1967): Studi di geologia lucana: La serie calcareo-silico-marnosa ed i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. - *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 76, 301-469, Napoli.
- SCANDONE, P. (1972): Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. - *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 81, 225-300, Napoli.

- SCANDONE, P., GIUNTA, G. & V. LIGUORI (1976): The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Appennines and Sicily. - Mem. Soc. Geol. It., 13, 2 (1974), 317-323, Roma.
- SCARSELLA, F. (1957): Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino Meridionale. - Boll. Soc. Geol. It. 76, 3, 53-59, Roma.
- TACOLI, M.L. & L. ZOJA (1957): L'età degli scisti silicei di S. Fele. - Boll. Soc. Geol. It., 76, 1, 36-45, Roma.
- WEYNSCHENK, R. (1973): New data on the Jurassic family Ventrolaminidae WEYNSCHENK, 1950, and the genus *Protopenneropolis* WEYNSCHENK, 1950. - Micropaleontology, 19, 1, 91-96, New York.
- WICHER, C.A. (1952): *Involutina*, *Trocholina* und *Vidalina*. - Geol. Jb., 66, 257-284, Hannover.
- WOOD, A.W. (1981): Extensional tectonics and the birth of the Lagonegro Basin (Southern Italian Appennines). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 161, 1, 93-131, Stuttgart.

SPIEGAZIONE DELLE TAVOLE

TAVOLA I

- Fig. 1 a, b *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI); a: vista superiore, b: vista laterale; x 140.
- Fig. 2 a, b *Gondolella noah* BUDUROV & STEFANOV; a: vista laterale, b: vista superiore; x 100.
- Fig. 3 a, b, c *Metapolygnathus bidentatus* (MOSHER); a: vista laterale, b: vista superiore, c: vista laterale e parzialmente basale; x 200.
- Fig. 4 *Gondolella* cf. *noah* (HAYASHI); vista superiore ed in parte laterale; x 140.

TAVOLA II

- Fig. 1 a, b *Metapolygnathus abneptis* (HUCKRIEDE); a: vista superiore, b: vista laterale; x 100.
- Fig. 2 *Gondolella navicula* HUCKRIEDE; vista laterale ed in parte basale; x 150.
- Fig. 3 *Metapolygnathus nodosus* (HAYASHI); vista laterale-superiore; x 150.
- Fig. 4 a, b *Metapolygnathus posterus* (KOZUR & MOSTLER); a: vista laterale-superiore, b: vista superiore; x 140.
- Fig. 5 *Gondolella* sp.; vista della piattaforma superiore; x 200.
- Fig. 6 *Gondolella* sp.; vista della piattaforma inferiore; x 200.

TAVOLA III

Priscopedatus aegyptiacus SAID & BARAKAT

- Fig. 1-4, 6 Vista superiore; Fig. 1, 2, 3, 6: x 130; fig. 4: x 80.
- Fig. 5 Vista parzialmente laterale, x 100
- Fig. 7 a Vista laterale, x 100.
- Fig. 7 b Vista superiore, x 100.

TAVOLA IV

- Fig. 1, 2 *Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT; Fig. 1: vista basale, x 130; Fig. 2: vista superiore, x 150.
- Fig. 3 *Theelia* sp., x 200.
- Fig. 4 Scaglia di pesce, tipo placoides, x 200.
- Fig. 5 Radiolo di Echinide, x 60.
- Fig. 6 "Lychnisk". Frammento nodale del reticolo scheletrico di un porifero dell'Ordine Lychniskida, x 200.
- Fig. 7 Megasclere, tipo esattina, x 160.
- Fig. 8 *Tricolocapsa* sp., x 200.

TAVOLA V

- Fig. 1 a, b *Cenosphaera* cf. *apiaria* RÜST; a: vista d'insieme, x 300; b: particolare, x 1000.
- Fig. 2 a, b Sterraster; a: vista d'insieme, x 300; b: particolare, x 1000.
- Fig. 3 Rhax, x 200.
- Fig. 4 Rhizoclon, x 150.
- Fig. 5 Dente di squalo del sottordine Galeoidea.

TAVOLA VI

- Fig. 1 Lychnisk, x 200.
- Fig. 2 Esactina rigonfia, x 160.
- Fig. 3 Oxyesactina, x 100.
- Fig. 4 Esactina, x 160.
- Fig. 5 Esactine in reticolo, x 160.
- Fig. 6 Sphaeroclon, x 160.

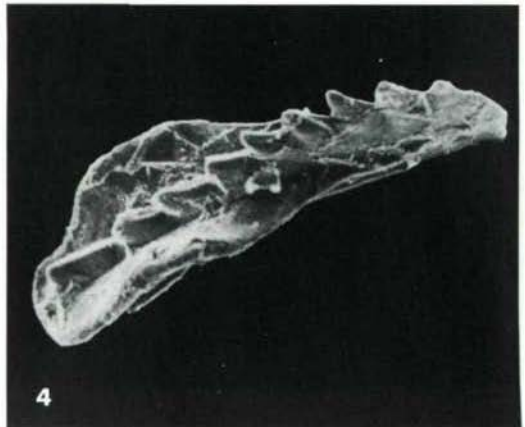
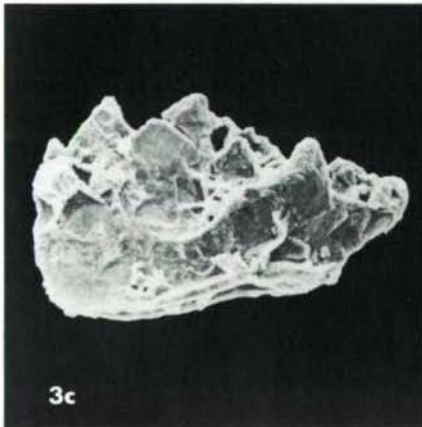
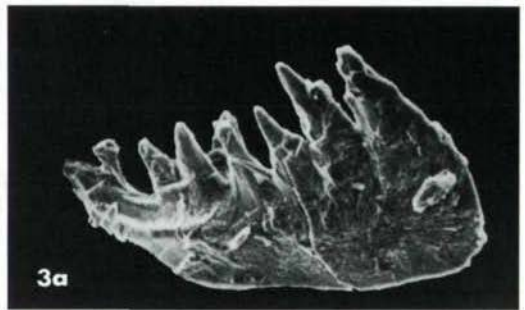
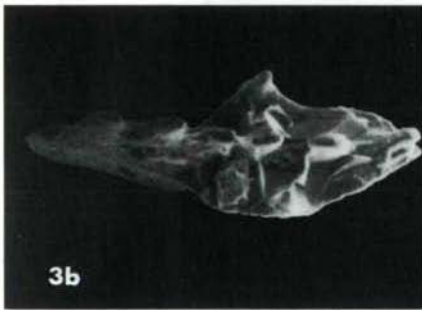
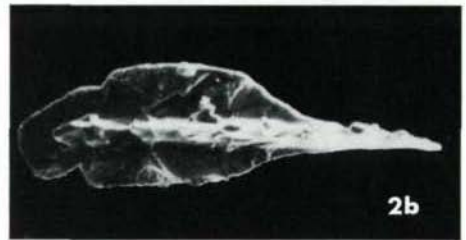
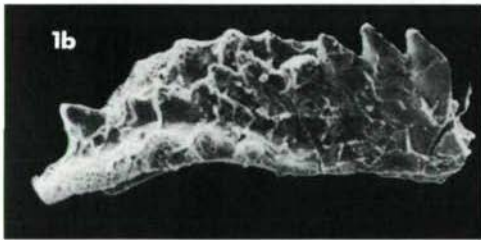
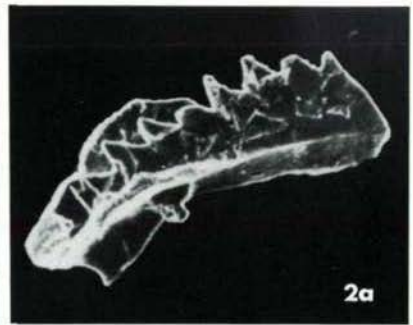
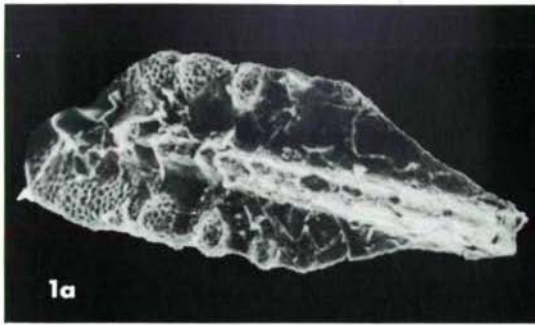
TAVOLA VII

- Fig. 1 Frammento di reticolo regolare, x 200
- Fig. 2 Subtylostyl con testa acantina, x 160.
- Fig. 3 Dente di squalo del genere *Orthacodus*, x 160.
- Fig. 4 Criccorhabd, x 160.
- Fig. 5 Styl, x 200.
- Fig. 6 Pentactina deformata, x 160.

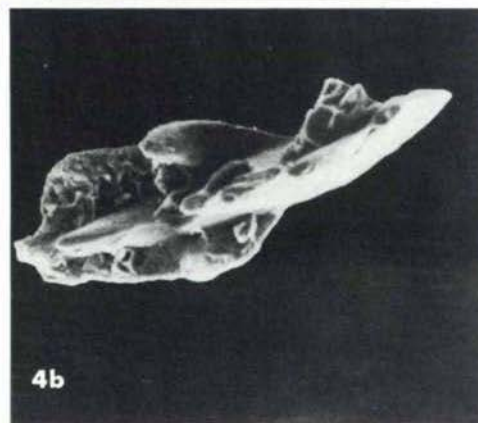
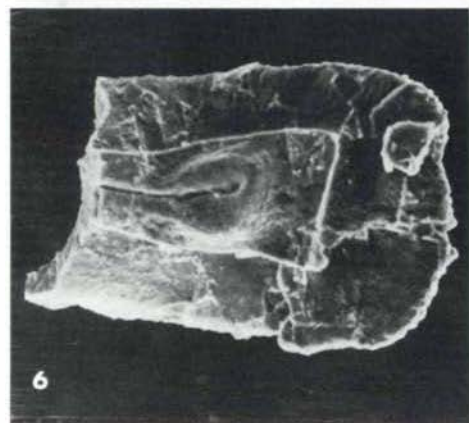
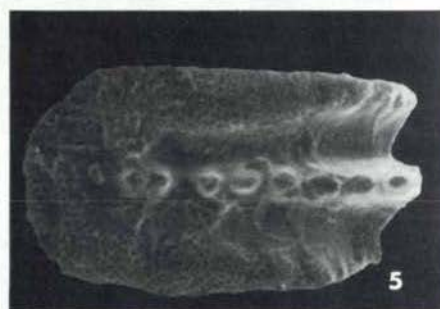
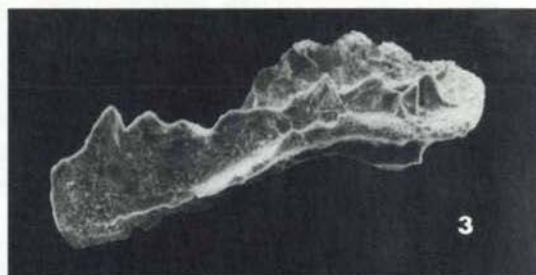
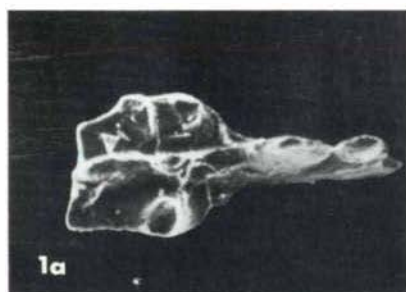
TAVOLA VIII

- Fig. 1 Piastrina colonnare dal peduncolo di un crinoide, x 100.
- Fig. 2 *Cenosphaera* sp., x 200.
- Fig. 3 Pentactina, x 200
- Fig. 4 a, b *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER); a: veduta spirale, b: veduta ombelicale; x 200.

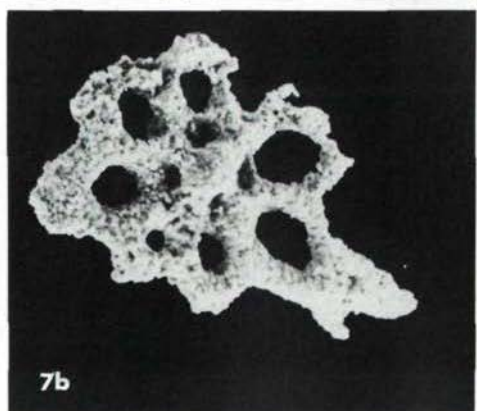
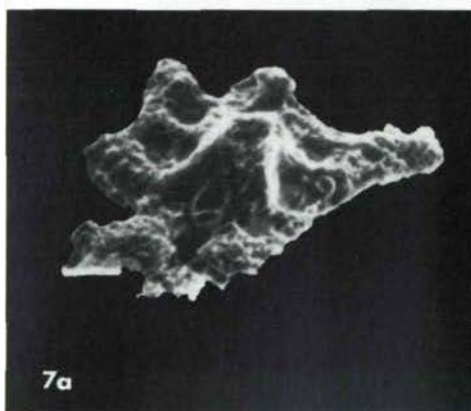
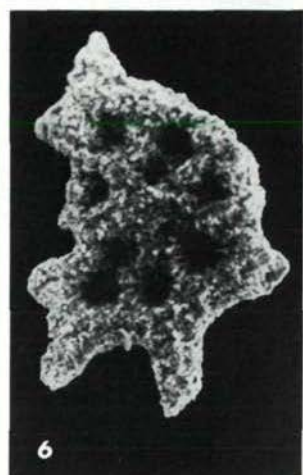
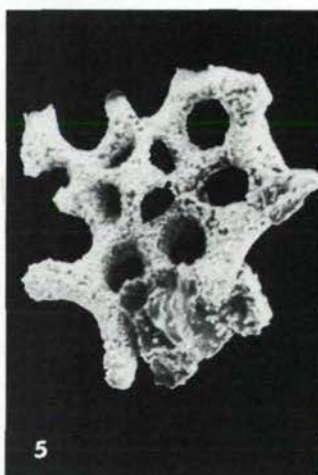
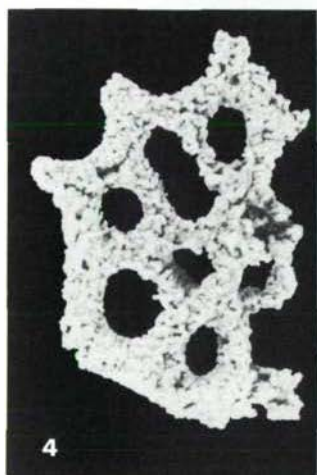
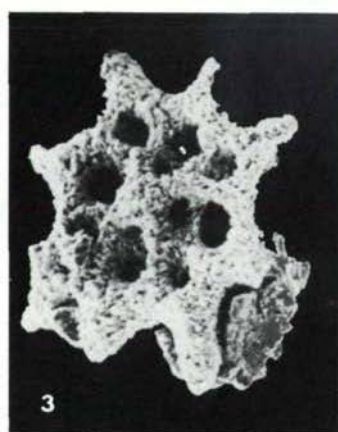
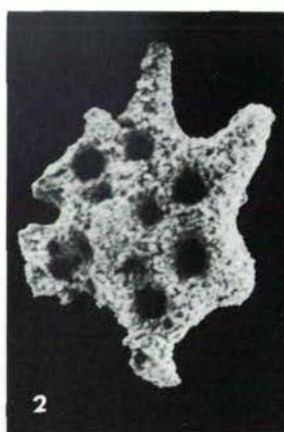
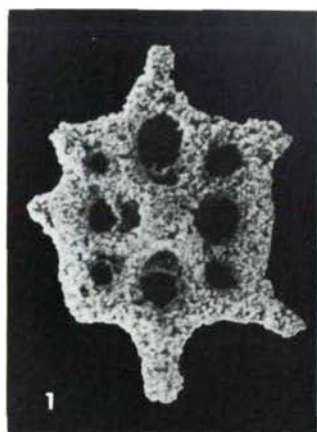
Tav. I



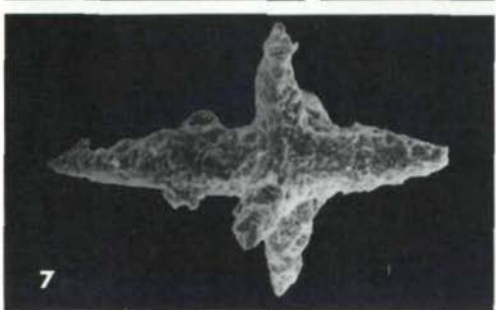
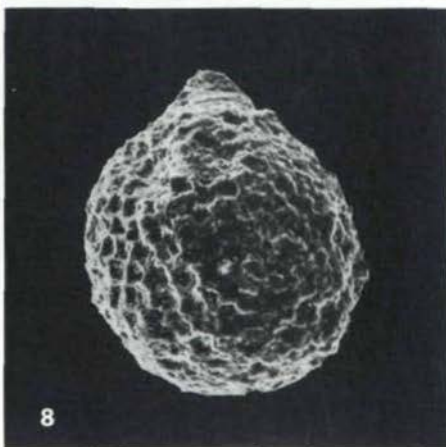
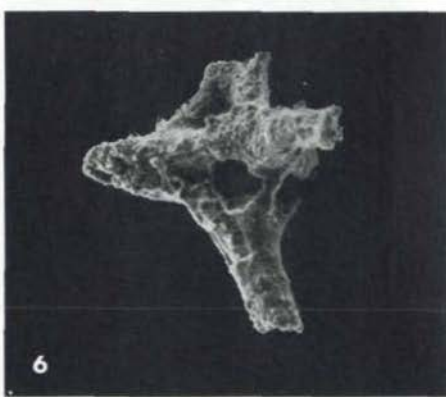
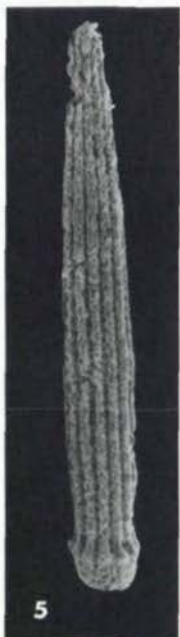
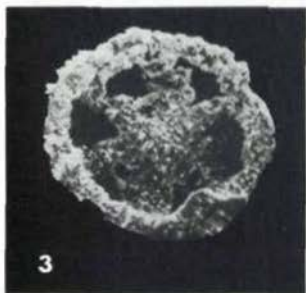
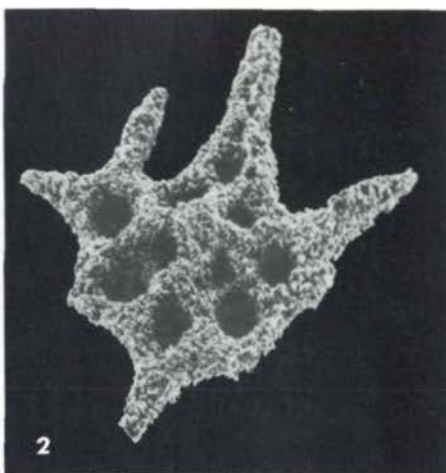
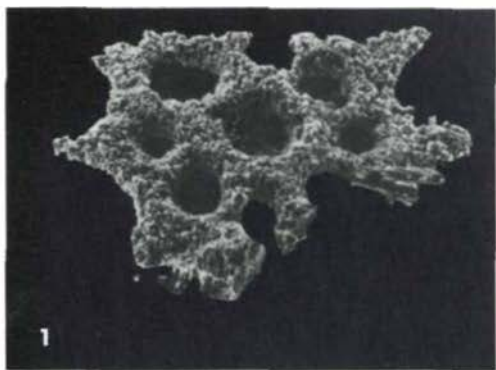
Tav. II



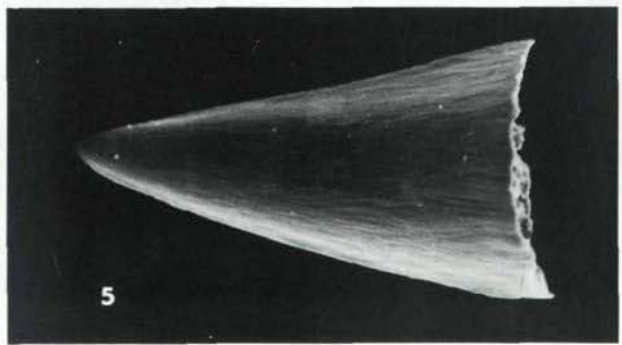
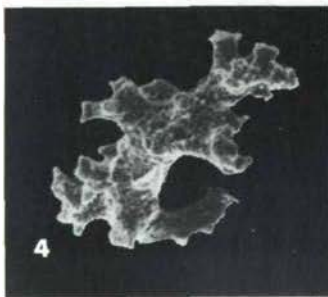
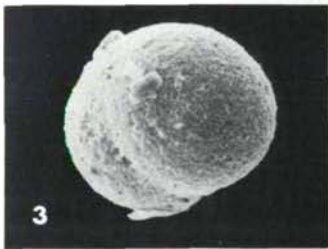
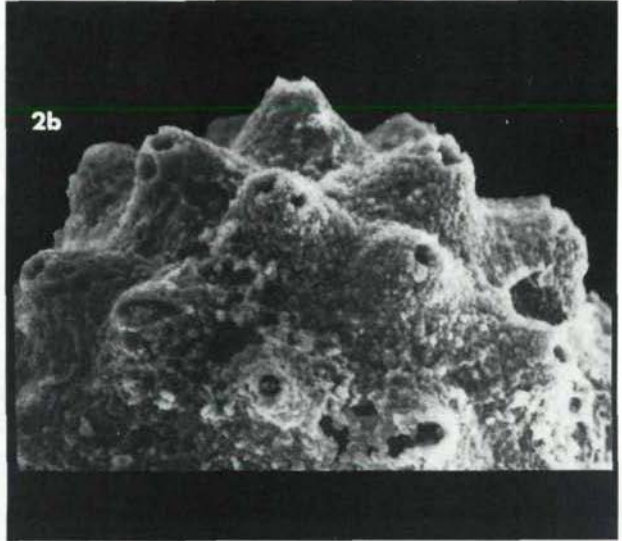
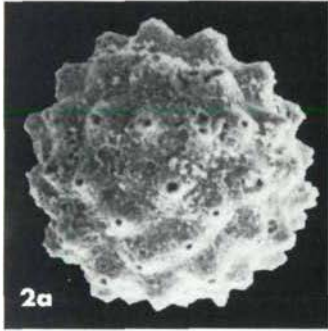
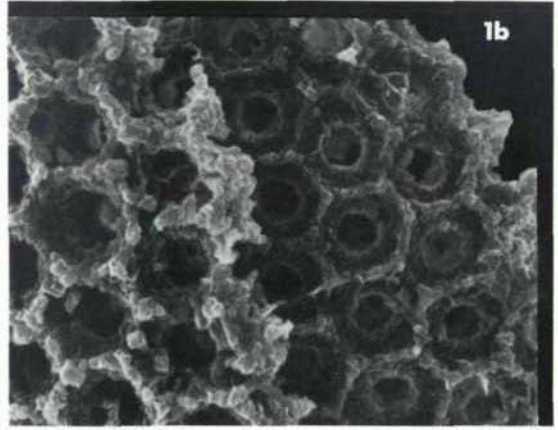
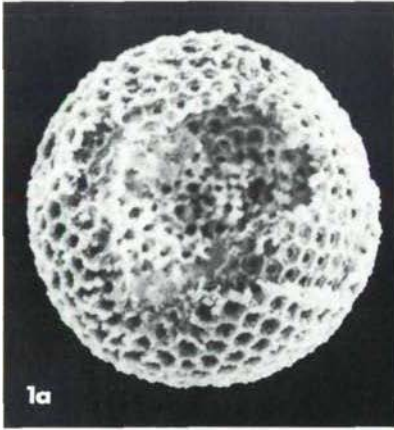
Tav. III

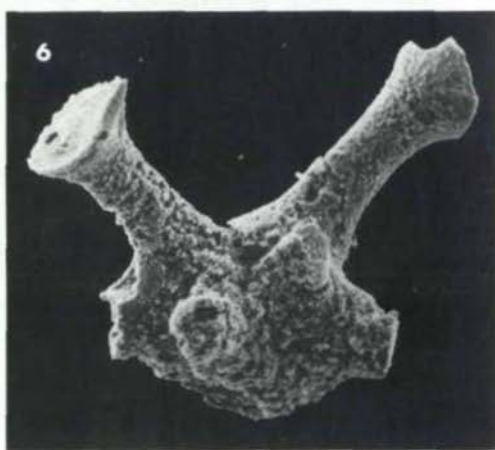
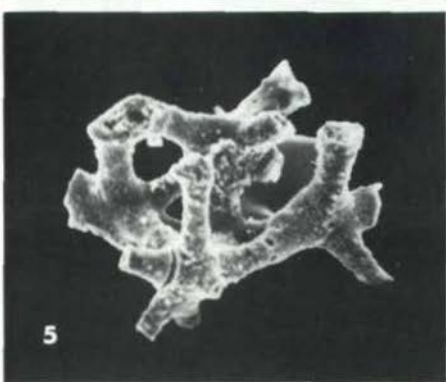
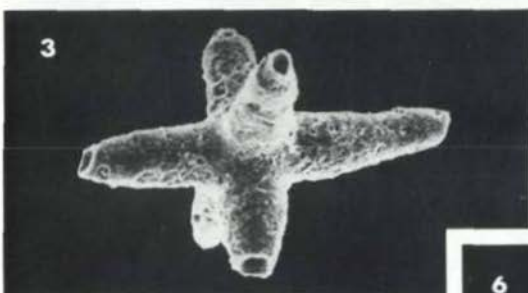
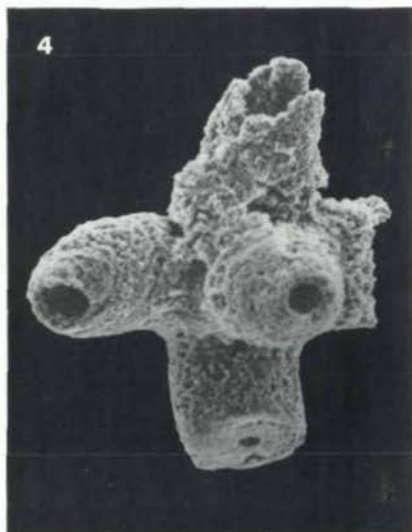
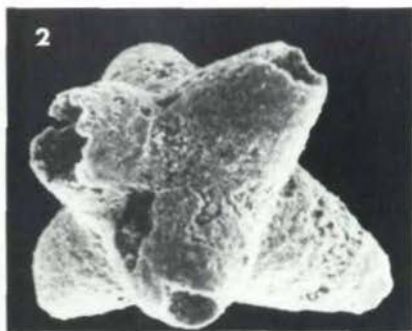
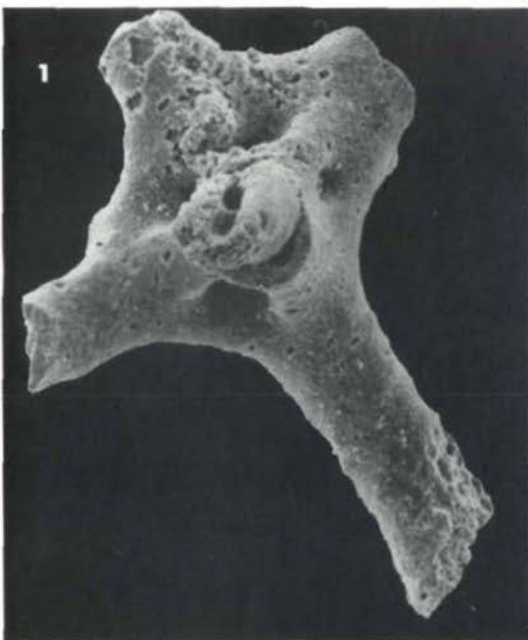


Tav. IV

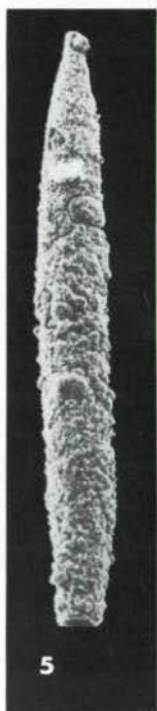
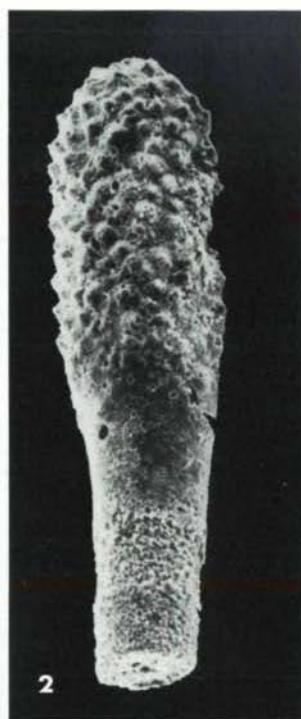
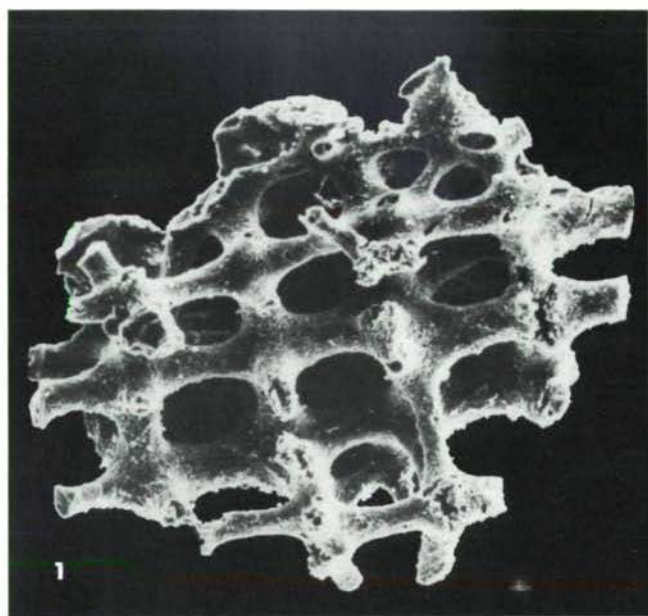


Tav. V

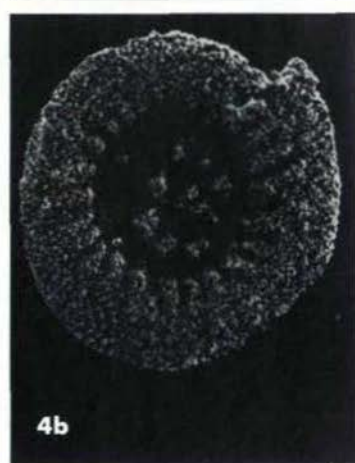
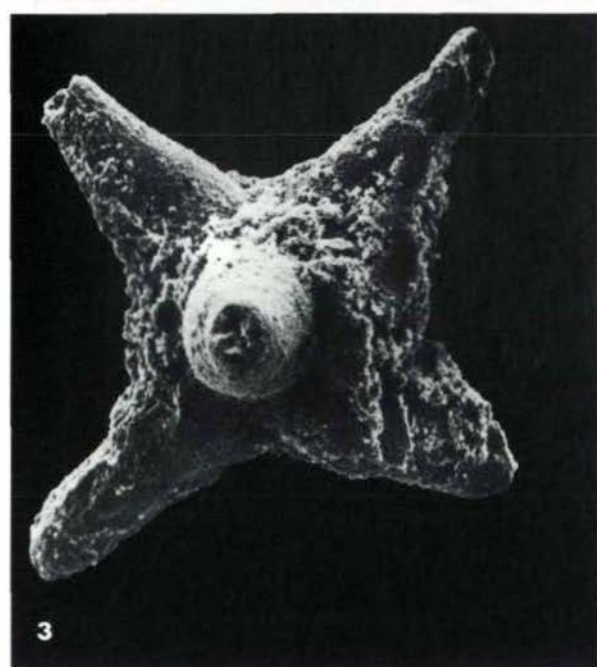
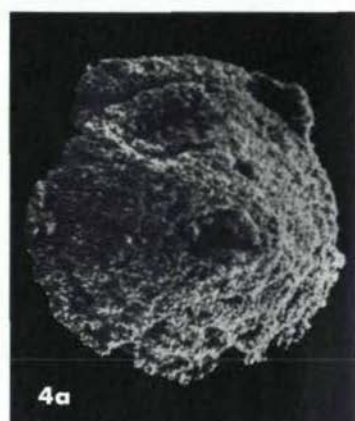
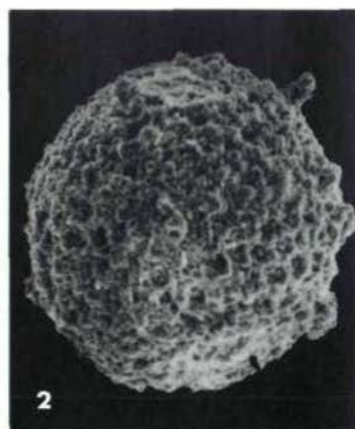
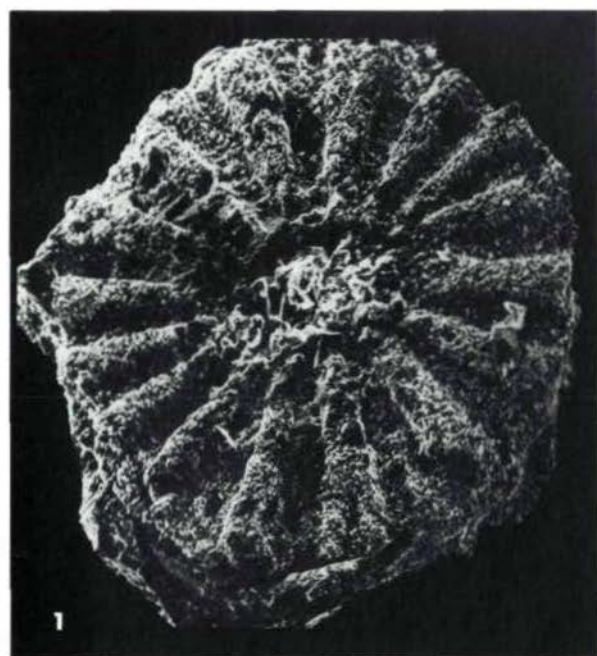




Tav. VII



Tav. VIII



GEOLOGIE UND EDELMETALLFÜHRENDE KIESVERERZUNGEN
DER GRAUWACKENZONE
NORDÖSTLICH VON MANDLING (STEIERMARK/ÖSTERREICH)

von P. Brandmaier, W.H. Paar, J.M. Schramm und T.T. Chen¹⁾

Zusammenfassung

Im westlichen Abschnitt der steirischen Grauwackenzone NE von Mandling konnten im Bereich der Ochsenalm bereits in alter Zeit beschürfte stratiforme Kieslager mit Edelmetallgehalten (Au, Ag) nachgewiesen werden.

Die Vererzung, bestehend aus einer (älteren) pyritbetonten Phase (+ Arsenopyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Sphalerit und Galenit) und einer dazu relativ jüngeren, Pb- und Sb-betonten, edelmetallführenden Abfolge (mit Tetraedrit, Bournonit, Jamesonit, ged. Gold, etc.) ist an Sericitphyllite bis -quarzite (Brandenschiefer) der vermutlich höheren Wildschönauer Schiefer geknüpft. In deren Abfolge treten vereinzelt Graphitschiefer (+ Lyditeinschaltungen) sowie Metabasite auf.

Die Vererzung ist präalpidisch, vermutlich variszisch und steht möglicherweise in Zusammenhang mit einem altpaläozoischen intra-kontinentalen Riftsystem.

Die alpidische Tektonik ist für die Zerstückelung der (des) Erzlager(s) und die bis in den Kleinbereich nachweisbare Deformation der Erze verantwortlich.

Rekristallisation und geringfügige Remobilisation der Erze sind auf eine schwache (früh?-) alpidische Regionalmetamorphose zurückzuführen.

1) Anschriften der Verfasser:

cand. geol. Peter Brandmaier, Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Werner H. Paar, Univ.-Doz. Dr. Josef-Michael Schramm, Institut für Geowissenschaften, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg;
Dr. T.T. Chen, Min. Sci. Lab. Canada, Center for Mineral and Energy Technology, 555 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 061.

Summary

In the most western part of the Steirische Grauwackenzone NE of Mandling stratiform kiesmineralizations occur, one deposit, which had been mined for Cu and probably Au, Ag during the 15 th century.

The mineralization, consisting of a sequence with dominantly pyrite (with minor arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite and galena) and a second (and later) one with native gold, (Cu)-Pb-Sb phases (tetrahedrite, bournonite, jamesonite, etc.) is embedded in sericitic and quartzitic phyllites, part of the Paleozoic "Höhere Wildschönauer Schiefer". Minor graphitic slates (+ lydite) and small, lens shaped bodies of metabasites are intercalated within the Wildschönauer Schiefer unit.

The mineralization ist Pre-Alpidic, presumably of Variscan age, and probably related to an early-Paleozoic intracontinental rifting system.

Tectonic events during the Alpidic orogeny are responsible for an intensive deformation of the ore-bearing unit, and can be traced even to microscopic dimensions.

Recrystallization and remobilization on a very limited scale are results of Alpine low-grade metamorphism.

Inhaltsverzeichnis

1.	EINLEITUNG	204
2.	LITHOLOGISCHER ÜBERBLICK	205
3.	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	206
4.	TEKTONIK	210
5.	ERZMINERALISATION	211
6.	LITERATURAUSWAHL	218

1. EINLEITUNG

Die beschriebene Erzmineralisierung befindet sich NE der Ortschaft Mandling (Steiermark) in ca. 1320 m SH am Südhang des Rittiserwaldes.

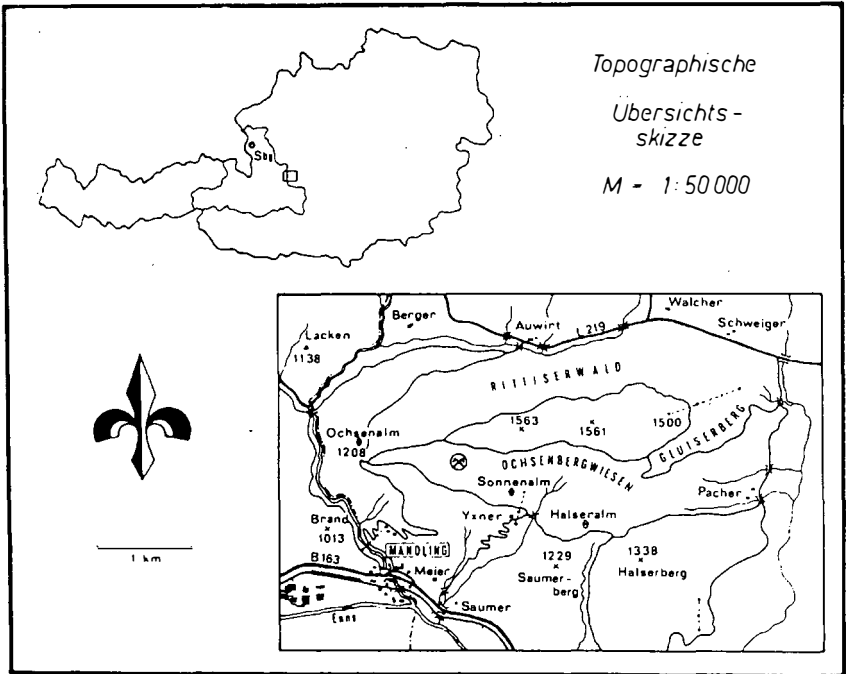


Abb. 1: Topographische Übersichtsskizze

Ca. 1 km östlich der Ochsenalm findet man deutliche Spuren einer alten Bergbautätigkeit, wie Grundmauern alter Knappenhäuser, verstürzte Stollenmundlöcher sowie reichhaltige Erzhalde.

Um die Vererzung in ihren geologisch-tektonischen Rahmen stellen zu können, wurde der Vererzungsbereich und darüber hinaus der Abschnitt der Grauwackenzone zwischen Mandlingbach und Ramsau-leiten im Maßstab 1 : 10000 kartiert sowie geologisch und lithologisch untersucht (P. BRANDMAIER, 1983).

2. LITHOLOGISCHER ÜBERBLICK

Der westliche Abschnitt der steirischen Grauwackenzone wird von feinkörnigen phyllitischen, bzw. untergeordnet auch quarzitischen und karbonatischen Gesteinen der altpaläozoischen Wildschönauer Schiefer Serie aufgebaut. Sie umfaßt hier mit abnehmender Häufigkeit hell- bzw. dunkelgrüne Sericitphyllite, Schwarzphyllite (z.T. mit Lyditführung), Brandenschiefer sowie untergeordnete Quarzite, Karbonatgesteine und Metabasite, insgesamt eine etwa 250 - 300 m mächtige Abfolge.

Den weitaus am häufigsten vertretenen Gesteinstyp bilden weißlich bis mittelgrau, hellgrün bis dunkelgrün gefärbte Sericitphyllite.

Die Textur des Gesteins ist dicht und sehr feinkörnig bis schuppig und läßt mit freiem Auge keine Komponenten erkennen. Die im mm- bis cm-Bereich feststellbare Schieferung ist ss-parallel angelegt. Die Schieferungsflächen weisen im frischen Bruch infolge ihres hohen Sericitgehaltes matten bis lebhaft silbrigen Glanz auf.

U.d.M.: Muskovit und Quarz bilden als Hauptgemengteile ein feinkörniges lagiges Grundgewebe, wobei Korngrößenunterschiede im Quarzgefüge (0,01 - 0,2 mm) ein altes ss andeuten. Parallel dazu zeigen sich lagenweise eingeregelter Muskovit und Chlorit (s1).

Röntgenographisch lassen sich noch Spuren von Albit, Karbonat (Kalzit, Siderit, Ankerit), Paragonit, Pyrit und Hämatit nachweisen.

Eine Varietät stellen die dunkelgrünen Sericitphyllite dar, die sich vor allem durch höhere Chloritgehalte von den oben kurz beschriebenen hellgrünen Sericitphylliten unterscheiden.

Durch eine stärkere Beimengung von kohligem oder graphitoidischem Pigment fast schwarz erscheinende Sericitphyllite werden unter dem Begriff Schwarzphyllite zusammengefaßt.

Die im Schliff gut erkennbare kohlige Pigmentierung ist röntgenamorph, es liegt also kein Graphit vor.

Stellenweise beinhalten sie dichten, lagigen bis bankigen Lydit, der ebenfalls eine kräftige kohlige Pigmentierung aufweist. Er zeigt u.d.M. ein dichtes feingranulares Gefüge aus undulös auslöschenden, kantigen, stark verzahnten Quarzkörnern (0,01 - 0,6 mm). Die Pigmentierung ist in die Intergranulare abgewandert, seltener auf Schichtflächen angereichert.

Das Muttergestein der zu beschreibenden Erzmineralisation bilden brandige, quarzreiche, kiesführende Metapelite bis Metasiltsteine, die aufgrund ihrer charakteristisch limonitischen Verwitterung als Brandenschiefer bezeichnet werden.

Die eigentliche Vererzung, die entweder in Form von ss-parallelen kiesreichen Bändern und Schnüren, oder in Form von quer-schlagenden quarz- und karbonatreichen Gängen auftritt, ist vermutlich auf mehrere Horizonte unbekannter lateraler Ausdehnung in diesen Brandenschiefern beschränkt und tritt nur in diesen auf. Ansonsten ist feinst verteilter Pyrit als freiäugig sichtbare Erzkomponente zu beobachten. Tritt dieser Pyrit nestweise angereichert auf, so hinterläßt er bei der Verwitterung Poren und Löcher.

Röntgendiffraktometrisch können Quarz, Muskovit und Chlorit festgestellt werden, weiters auch Albit, Pyrit und Hämatit. In diesem feinkörnigen Gefüge von Quarz, Muskovit und Chlorit erkennt man u.d.M. stellenweise einen deutlichen Lagenbau aus groben (ca. 0,25 - 0,35 mm) und feinen (ca. 0,05 - 0,1 mm) undulös auslöschenden Quarzkörnern, der sich auch durch die opaken Phasen (Pyrit) abzeichnet. Es wird hier wiederum ein altes ss angedeutet.

Vereinzelte sind dieser Abfolge von Sericitphylliten Quarzite ("Grauwacken") und Metabasite (ehemalige Tuffe?) linsenförmig zwischengelagert. Im westlichsten Bereich des untersuchten Gebietes sind stark sericitisierte (? alt-) paläozoische Karbonatgesteine tektonisch eingeschaltet. (P. BRANDMAIER, 1983)

3. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Im gesamten Arbeitsgebiet liegen relativ einfach gestaltete Lagerungsverhältnisse der Gesteine vor. Das generelle Hauptstreichen verläuft in W-E-Richtung, wobei sämtliche Gesteinspakete ein flaches bis sehr flaches N-Einfallen aufweisen.

In einer wechselnden Abfolge von dunkelgrünen und hellgrünen Sericitphylliten sind mit mehrmaliger Wiederholung Brandenschiefer und Schwarzphyllithorizonte (letztere mit Lyditführung) eingelagert.

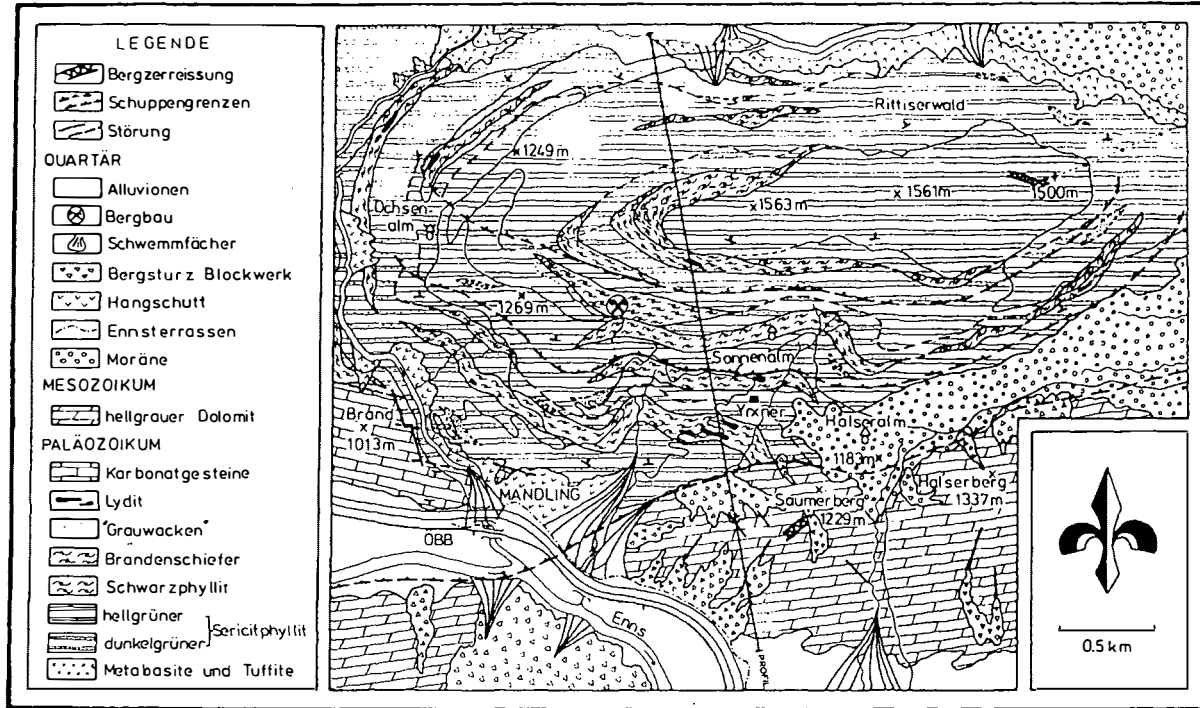


Abb. 2: Geologische Karte

Wie in der Karte (Abb. 2) und dem Blockbild (Abb. 3) ersichtlich ist, treten die Schwarzphyllithorizonte dabei immer im Liegenden der Brandenschiefer auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 80 m, während die Brandenschiefer im allgemeinen Mächtigkeiten zwischen 20 und 50 m erreichen.

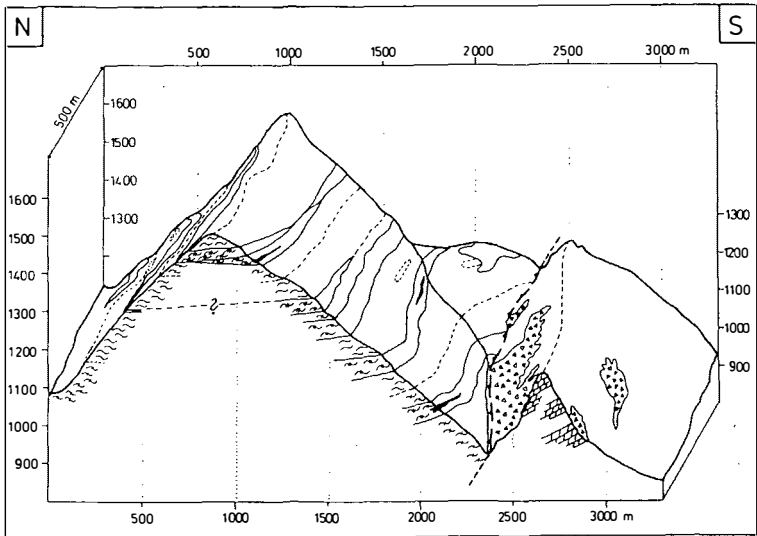


Abb. 3: Blockbild (M = 1 : 25000; 2-fach überhöht)
Legende siehe Abb. 2 und Abb. 4

Die am Südhang des Rittiserwaldes aufgeschlossene Abfolge der Wildschönauer-Schiefer-Serie beginnt im Liegenden mit dunkelgrünen Sericitphylliten, in denen bereits der erste Schwarzphyllithorizont auftritt. In seinem Hangendbereich befindet sich ein erster Brandenschieferhorizont (im Profilbereich nicht aufgeschlossen). Es folgen hellgrüne Sericitphyllite, in die abwechselnd drei weitere Schwarzphyllithorizonte mit Brandenschiefern im Hangenden eingeschaltet sind. Im unmittelbaren Bereich der Schwarzphyllite treten ohne erkennbare Regelmäßigkeit wieder dunkelgrüne Sericitphyllite auf.

Ein Versuch, die Abfolge in Abb. 3 als Ergebnis eines Schuppenbaues zu rekonstruieren, ist in Abb. 4 modellhaft dargestellt. Da jedoch beweiskräftige Hinweise aus dem Geländebefund fehlen, kann die Anlage eines solchen Schuppenbaues nur vermutet werden!

Rekonstruktion des Schuppenbaues

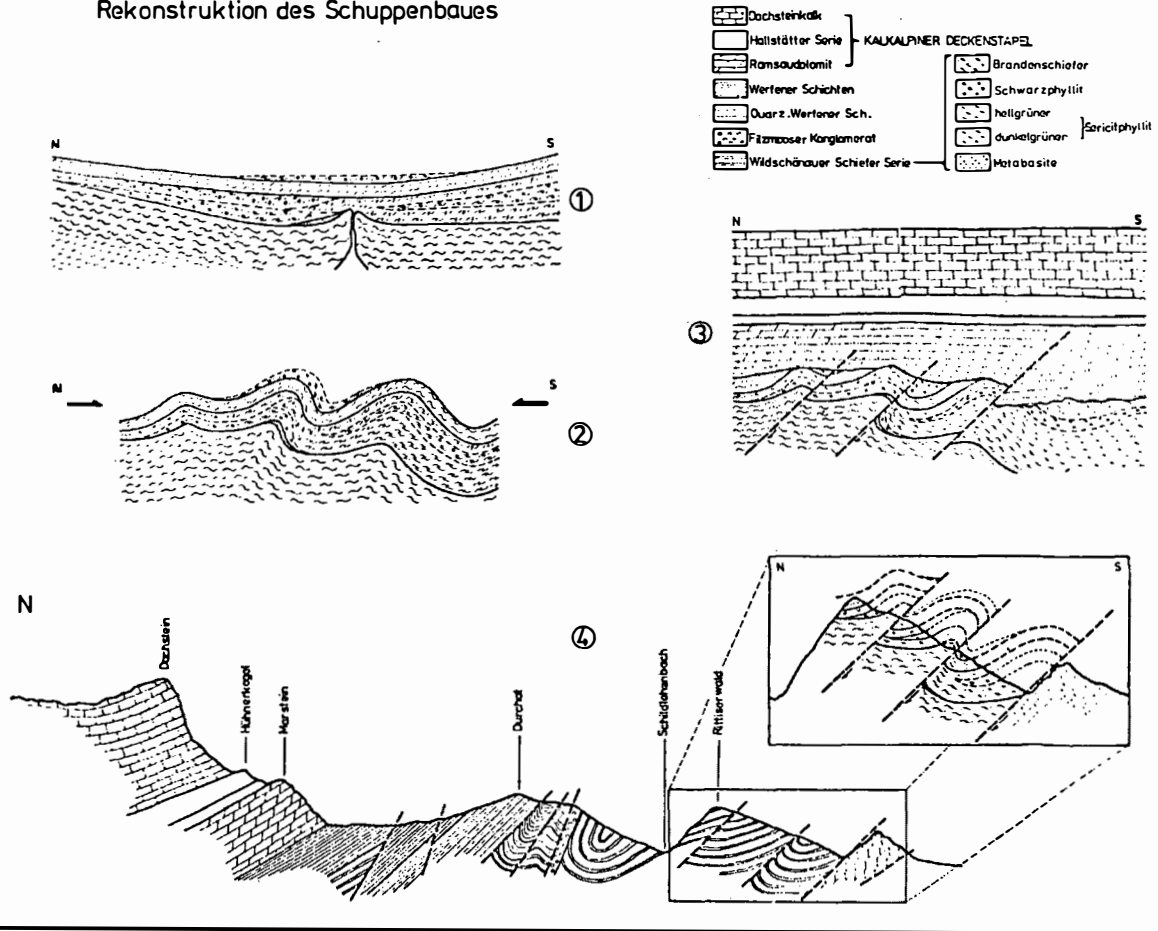


Abb. 4: Modell zur Rekonstruktion des Schuppenbaues

Profil 1 in Abb. 4 stellt eine mögliche Sedimentationsabfolge im Paläozoikum dar. Die synsedimentäre Anlage der Vererzung durch Hydrothermenaustritte im Zusammenhang mit Rift-Zonen wird angedeutet.

Profil 2 stellt die Anlage eines präalpidischen Faltenbaues in Verbindung mit der varistischen Orogenese dar.

Profil 3 zeigt die Entstehung des Schuppenbaues. Durch die Relativbewegung zwischen Wildschönauer Schiefern und kalkalpinem Deckenstapel beginnt sich an dessen Basis ein Span abzulösen (= spätere Mandlingschuppe), der sich in die Gesteine der Wildschönauer Schiefer einschuppt, wobei deren praealpidischer Faltenbau zerschert und remobilisiert wird.

Profil 4 (nach O. GANNS, 1954 - im umrandeten Teil modifiziert) zeigt die Abfolge, wie sie heute im Arbeitsgebiet vorliegt, als Ergebnis eines Schuppenbaues (vgl. Abb. 3).

Die metamorphe Überprägung der Wildschönauer Schiefer, die anhand von Rekrystallisationen und Umbildungen auch an den Erzen nachgewiesen werden konnte, entspricht einer schwachen Metamorphose ("low grade metamorphism" nach H.G.F. WINKLER, 1979). Messungen der Illit-Kristallinität (Index nach B. KUBLER, 1967 - Mittelwert 3,5 mm bzw. B. KUBLER, 1980 - $\Delta O,23$ (2 \checkmark)) an einem N-S-Profil weisen auf eine leichte Zunahme der Metamorphoseintensität von Norden nach Süden und vom Hangenden ins Liegende hin.

Zur stratigraphischen Einordnung und zur Beantwortung der Frage, ob die anstehenden Phyllite nun den höheren oder tieferen Wildschönauer Schiefern entsprechen, konnten die Sericitphyllite nicht herangezogen werden. Einen möglichen Altershinweis liefern die an mehreren Stellen in den Schwarzphylliten auftretenden Lydite, die nach H. MOSTLER (1968, 1972) eindeutig ins mittlere Silur (Wenlock/Ludlow) zu stellen sind (siehe auch EBERHARDT & MOSTLER, 1966; K.F. BAUER et al. (1969)). Demnach müßte im Arbeitsgebiet eine Abfolge vorliegen, die den höheren Wildschönauer Schiefern zuzuordnen wäre.

4. TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Die Wildschönauer Schiefer fallen im allgemeinen mit 10° - 30° nach Norden ein. Wesentlichstes Gefügeelement stellen ca. W-E-streichende Faltenachsen dar, die sich grob in drei Hauptstreichrichtungen aufteilen lassen:

- a) Die relativ ältesten Faltenachsen (b_1) fallen flach nach NNW ein.
- b) Annähernd normal dazu ist ein jüngereres ENE - WSW streichendes transversales Faltenachsenmaximum (b_2) zu beobachten, das flach bis mittelsteil nach ENE bzw. WSW einfällt.
- c) die relativ jüngsten Faltenachsen tauchen flach sowohl nach E als auch nach W ab.

Ein weiteres Gefügemerkmal stellt die im mm- bis cm-Bereich angelegte Schieferung dar. Die Hauptschieferungsrichtung (s1) entspricht dem ss und ist zum Großteil mit ihm identisch, streicht also E - W und fällt nach N ein. Stellenweise ist makroskopisch auch eine Transversalschieferung erkennbar, wobei der Winkel zwischen s1 und s2 zwischen 15° und 70° schwankt.

Ein drittes Gefügemerkmal wird durch die Klüftung verkörpert. Aus Betrachtungen im Zusammenhang mit den Faltenachsen (P. BRANDMAIER, 1983/S.41 ff.) kann angenommen werden, daß die Klüftung zum Großteil synkinematisch zur b-Achsenbildung angelegt wurde, da der geometrische Zusammenhang (ac-Klüfte) zwischen Klüftmaxima und Hauptachsenrichtungen offensichtlich ist.

5. ERZMINERALISATION

Die folgende Beschreibung der Erzmineralisationen östlich der Ochsenalm stützt sich ausschließlich auf Haldenfunde aus dem Bereich alter Stollenmundlöcher. Die anstehende Vererzung selbst ist heute nicht mehr zugänglich.

5.1. Paragenesetypen

Die Untersuchung des Haldenmaterials läßt zwei Paragenesetypen unterscheiden:

- a) betrifft eine schichtige (stratiforme) Kiesmineralisation. Sie kann als Derberz in Lagen bis zu 20 cm Mächtigkeit oder als Imprägnationsvererzung ausgebildet sein. Variierende, aber meist geringe Gehalte an Pyrrhotin, Markasit, Arsenopyrit, Sphalerit, Chalkopyrit und Galenit sind feststellbar.
- b) ist durch eine Sb- und Pb-betonte, edelmetallführende Paragenese charakterisiert, die in engem räumlichen Verband mit den Kieserzen auftritt, aber nur selten schichtig ausgebildet ist.

Es ist festzuhalten, daß die Kieserze des Typus a) in weißem, feinkörnigem Quarz mit nur wenig ankeritischem Karbonat eingelagert sind, während letzteres in den Typus-b)-Erzen dominiert.

5.1.1. Mineralogie der Typus-a)-Erze

Die vorherrschende Sulfidphase ist Pyrit. Er läßt zwei Korngrößen-Verteilungen (0,1 - 0,5 mm bzw. 1 - 2 mm) erkennen, wovon die gröberkörnige Generation meist durch deutliche Kataklyse gekennzeichnet ist. Die feinkörnigen Pyrite sind einschlußfrei, die größeren Pyrite weisen Einschlüsse von Galenit, Sphalerit und (selten) Pyrrhotin auf (Abb. 5). Diese Einschlußphasen treten dort gehäuft in den Pyrit-Xenoblasten auf, wo in der Matrix feinkörnigen Pyrits zwickelfüllend dieselben Sulfidphasen auftreten. Pyrrhotin liegt zumeist in deutlich angewitterten Kornaggregaten mit typischen bird's-eye-Strukturen vor.

Er ist z.T. vollkommen in Markasit umgewandelt, wobei die Spaltbarkeit nach {0001} besonders gut zur Abbildung kommt (Abb. 6).

Arsenopyrit liegt in Form maximal mm-großer und oft nadelig-säulig entwickelter Kriställchen vor, die einschlußfrei und in einer Matrix feinkörnigen Pyrits eingebettet sind. Dieser Arsenopyrit entspricht weitgehend der theoretischen Zusammensetzung, weist jedoch geringe Sb-Gehalte (Tab. 1) auf.

Chalkopyrit tritt nur untergeordnet in Form kleiner Nester in Galenit oder in Sphalerit auf.

Dieser Typus läßt im Gegensatz zur Paragenese b) keine Goldführung erkennen.

5.1.2. Mineralogie der Typus-b)-Erze

Dieser Typus enthält wiederum feinschichtige Pyritbänder, nun aber in Verbindung mit größeren Bereichen edelmetallführender Sulfid- und Sulfosalz-Mineralisationen, die auf kurze Erstreckung (cm- bis dm-Bereich) auch diskordant zum "ss" auftreten können. Die Mehrzahl der Sulfidphasen (Tetraedrit, Chalkopyrit, Galenit, Sphalerit, etc.) tritt in stark miteinander verzahnten Aggregaten xenomorpher bis hypidiomorpher Körner in meist ankeritischer "Lagerart" auf.

Tetraedrit ist das Haupterz dieser Paragenese und zeichnet sich durch geringe Silbergehalte (maximal 1,7 Gew. %) aus. Der Chemismus (Tab. 1) entspricht weitgehend dem eines Antimon-Fahlerzes. Häufige Einschlußminerale sind ged. Gold (in rundlichen, z. T. auch hypidiomorphen, 15 - 60 µm großen Körnern und als Netzwerk feinsten Äderchen - Abb. 9), Cobaltin (in idiomorphen Kriställchen), Covellin (in schmalen Gängchen sekundär nach Fahlerz) und Arsenopyrit, der aber häufiger randlich um Fahlerz-Aggregate auftritt.

Dieser Arsenopyrit zeigt häufig Kataklyse und Verdrängung durch Tetraedrit, Bournonit, Chalkopyrit, etc. Mitunter ist Zonarbau in Form 15 - 25 µm breiter Anwachssäume mit anormal hohen Sb-Gehalten (10,3 - 13,4 Gew. %, Tab. 1) belegbar (Abb. 9), die nur in diesem Paragenesetypus nachweisbar sind. - Ähnlich Sb-reiche Arsenopyrite wurden von GAMYARIN et al. (1981) an Erzen der Lagerstätte Urultan (NE-UdSSR) und von BORODAEV et al. (1983) an Proben des Seinäjoki-Erzdistriktes (Zentral-Finnland) nachgewiesen. Die hoch Sb-hältigen Arsenopyrite der Ochsenalm sind damit ein weiteres Indiz für die Existenz einer doch extensiven Mischkristallbildung zwischen Arsenopyrit (FeAsS) und Gudmundit (FeSbS) in der Natur.

Ged. Gold ist in seinem Auftreten auf Tetraedrit (Abb. 7), Chalkopyrit und (selten) Pyrit (Abb. 8) beschränkt. Mikrosonden-Analysen weisen auf eine deutliche Variabilität des Silbergehaltes im Einzelkorn und von Korn zu Korn hin; im Durchschnitt schwanken sie zwischen 16,1 und 17,5 Gew. %. (Eine rasche, wenn auch nur semiquantitative Methode zur Abschätzung des Ag-Gehaltes im Gold ist über die quantitative

Ermittlung des Reflexionsvermögens einwandfrei polierter Goldkörner möglich, nachdem R mit steigendem Ag-Gehalt des Goldes zunimmt (EALES, 1966). Die an zwei verschiedenen Goldkörnern der Ochsenalm gefundenen R-Werte von 58,5 bzw. 62,1 % (480 nm) ergeben nach dem Diagramm bei EALES Ag-Gehalte von 16 bzw. 21 Gew. %, was in recht guter Übereinstimmung mit den Mikrosonden-Analysen steht).

Als große Seltenheit findet sich mit diesem (Ag-hältigen) Gold eine stark löcherige, zonar gebaute, goldhaltige Phase assoziiert (Abb. 9 + 10), deren extrem niedriger Ag-Gehalt auf sekundäre Lösungserscheinungen zurückgeführt werden konnte (Seifengold?).

Sphalerit enthält bereichsweise massenhaft Einschlüsse von Chalkopyrit nach $\{100\}$ (Abb. 11). Sie sind kaum als Entmischungen anzusprechen, sondern dürften nach den sehr eingehenden experimentellen Studien von WIGGINS & CRAIG (1980) bzw. HUTCHISON & SCOTT (1981) eher auf epitaktisches Wachstum des Chalkopyrits während der Sphalerit-Kristallisation zurückzuführen sein. Semiquantitative Mikrosonden-Analysen weisen auf Fe-Gehalte hin, die zwischen 5 und 11 Gew. % schwanken. In Übereinstimmung mit STUMPFL (1980) und SCHLÜTER et al. (1984) ist diese Variabilität nicht abhängig vom Metamorphosegrad der Lagerstätte, sondern wird auf primäre Unterschiede im Stoffangebot zurückgeführt.

Mit den vorgenannten Erzen sind Pb-Sb-(Cu)-Sulfosalze assoziiert, von denen Jamesonit ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), Boulangerit ($PbSb_4S_{11}$) und Bournonit ($CuPbSbS_3$) erwähnenswert sind (Abb. 11, 12¹¹). Jamesonit-Boulangerit sind vorwiegend in quarzreicheren Randzonen in nadeligen Kriställchen zugegen. Bournonit tritt entweder als unregelmäßig breiter (? Reaktions-) Saum zwischen Tetraedrit und Galenit, oder in Form geringmächtiger gangförmiger Einlagerungen in diesem auf.

Aufgrund sehr ähnlicher Verwachsungs- bzw. Verdrängungsbilder dieser Sulfosalze/Sulfide wird eine Kristallisationsfolge zu immer bleireicheren Gliedern, etwa nach dem Schema (Tetraedrit)-Bournonit-Jamesonit-Boulangerit-Galenit, angenommen.

5.2. Spektralanalytische Untersuchungen an Erzproben

Die Ergebnisse sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt.

Vererzungsgruppe

	a)	[Gew. %]	b)
Cu	0,45		0,2 - 0,5
Pb	1,5		0,4 - 15
Zn	4 - 6		0,3 - 6
Ni	0,05		0,05 - 0,1
Co	0,04		0,001 - 0,03
As	0,6		0,1 - 0,3

Vererzungsgruppe

	a)	Gew. %	b)
Bi	0,01		0,003 - 0,03
Te	< 0,01		< 0,01
Ag	0,007		0,01 - 0,12
Au	< 0,001		0,001
Pt	< 0,03		< 0,03

Aufgrund der relativ hohen Ag-Gehalte und Anzeichen einer (allerdings geringen) Goldführung wurden dokimastische Analysen einzelner Erzproben durchgeführt (Outokumpu oy, Pori, Finnland). Außerdem wurde der Hg-Gehalt quantitativ in Hinblick auf möglicherweise in Erwägung gezogene geochemische Prospektionsaktivitäten ermittelt. Die Ag-Gehalte sehr reich vererzeter Proben schwanken zwischen 225 und 1228 g/t, die Au-Gehalte zwischen 1 und 6,3 g/t und die Hg-Gehalte zwischen 9,7 und 121 g/t.

Trotz der vereinzelt hohen Edelmetall-Gehalte des Typus b) sind die Chancen selbst eines Kleinbetriebes im alten Bergbaubereich der Ochsenalm aufgrund der geringen Erstreckung und Mächtigkeit der vererzten Brandenhorizonte, der Kleinräumigkeit und Absetzbarkeit der hier ausschließlich in Betracht zu ziehenden Erze des Typus b), sowie der vermutlich nur geringen Erzzrücklässe der alten Abbauperiode als negativ zu beurteilen.

5.3. Genetische Bemerkungen

Die Vererzung der Ochsenalm zeigt in vielen Details Parallelen zu den ebenfalls edemetallführenden Pb-Zn-Vorkommen der Hachau (DACHS, 1981a, 1984) und des Schwemmerberges (FEITZINGER, in Vorbereitung). Die ss-parallel in den altpaläozoischen Serizitphylliten bis -quarziten eingeschaltene Kiesvererzung deutet auf eine syngenetische, präalpidische Anlage hin. Die vereinzelt in der näheren Umgebung des Lagerstättenareals nachgewiesenen Metabasite (ehemalige Tuffe ?) könnten als Hinweis einer vulkanosedimentären Genese dieser Erze zu werten sein, die aufgrund des allgemein akzeptierten Ablagerungsmilieus der Wildschönauer Schiefer in einer absinkenden Eugeosynklinale erfolgte (z.B. UNGER, 1971). (Stellt man in diesem Zusammenhang Spekulationen über die vulkanotektonische Stellung der Ochsenalm-Vererzung an, so sind die jüngst von SCHLÜTER et al. (1984) im Zuge einer Neubearbeitung der in Ennstalphylliten gelegenen stratiformen Kieslagerstätte der Walchen bei Öblarn, Steiermark, geäußerten Überlegungen von Interesse, wonach eine Position in einem intrakontinentalen Riftsystem angenommen wird.

Inwieweit ähnliche Verhältnisse auch für die Ochsenalm-Lagerstätte und deren Trägergesteine anzunehmen sind, muß weiteren Untersuchungen auf petrogenetischer Basis vorbehalten bleiben).

Die Kristallisation der pyritbetonten Paragenese a) erfolgte aufgrund der Koexistenz Pyrit-Arsenopyrit unterhalb $491 \pm 12^\circ \text{C}$

(CLARK, 1960). Für die edelmetallführende Pb- und Sb-betonte Paragenese b) ist eine ähnliche zeitliche Einstufung wie für die kiesbetonten Erze anzunehmen, wobei ihre Kristallisation i. w. nach der Abscheidung des Großteils der Kieserze unter epi- bis (?) mesothermalen Bedingungen erfolgt sein dürfte. Damit in Zusammenhang steht eine Zunahme der Sb- (und Pb-) Konzentrationen in den Lösungen, die bei zunächst noch relativ höheren Temperaturen zur Bildung der Sb-reichen Arsenopyrit-Säume um nahezu Sb-freie Kerne und in der Folge (bei sinkenden T) zur Kristallisation zunehmend Pb-reicherer Phasen führte.

Das alpidische Geschehen, für das im betrachteten Gebiet aufgrund kritischer Mineralparagenesen (BRANDMAIER, 1983, S. 23) und der Illitkristallinität (siehe Kap. III, S. 8) die Bedingungen einer schwachen Metamorphose anzunehmen sind, hatte eine Rekristallisation und möglicherweise geringfügige Mobilisation im Kleinbereich (mm- bis cm-Bereich) zur Folge.

Tabelle 1: Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen [Gew. %] an Erzen der Ochsenalm, Steiermark (Analytiker: T.T. CHEN) 3)

	Tetraedrit (3) ¹⁾	Bournonit (1)	Arsenopyrit (4)	Sb-Arsenopyrit (4)	ged. Gold (2)
Pb		43,2			Au 83,1 - 81,5
Cu	37,0 (0,38) ²⁾	12,9			0,1 - 0,2
Ag	1,6 (0,15)				16,1 - 17,5
Fe	4,3 (0,05)		33,9 (0,36)	31,5 (0,41)	
Zn	3,0 (0,15)				
Sb	27,4 (0,29)	23,5	0,4 (0,26)	11,9 (1,35)	
As	1,6 (0,1)		45,4 (0,98)	37,3 (1,7)	
S	25,8 (0,21)	19,6	22,1 (0,42)	20,1 (0,62)	
Summe	100,9	99,2	101,8	100,8	

A t o m p r o p o r t i o n e n

	Σ M+S = 29	S = 6	Σ M+S = 3	Σ M+S = 3
Pb		1,03		
Cu	9,57	1,0		
Ag	0,25			
Fe	1,27		0,96	0,95
Zn	0,76			
Sb	3,69	0,95	0,005	0,16
As	0,35		0,95	0,84
S	13,23		1,08	1,05

Formeln:

Tetraedrit: $(\text{Cu}_{9,57}\text{Ag}_{0,25}) \times 9,82 (\text{Fe}_{1,27}\text{Zn}_{0,76}) \times 2,03 (\text{Sb}_{3,69}\text{As}_{0,35}) \times 4,04 \text{S}_{13,23}$

Bournonit: $\text{Pb}_{1,03}\text{CuSb}_{0,95}\text{S}_6$

Arsenopyrit: $\text{Fe}_{0,96} (\text{As}_{0,95}\text{Sb}_{0,005}) \times 0,955 \text{S}_{1,08}$

Sb- " : $\text{Fe}_{0,95} (\text{As}_{0,84}\text{Sb}_{0,16}) \times 1,0 \text{S}_{1,05}$

1) Analysenzahl

2) Standardabweichung

3) Analysenbedingungen: Mikrosonde MAC, Modell 400, 20 KV. Standards und Emissionslinien:

Tetraedrit, Bournonit: synthet. $\text{Cu}_{11}\text{FeSb}_4\text{S}_{13}$ (CuK α , FeK α , SbL α , SK α); Enargit (ASK α); synthet. Argentopyrit (AGL α); Arsenopyrit: synthet. FeAs_2 (FeK α , AsK α); synthet. CoSbS (SbL α , SK α).

Gold: synthet. Au (80 Gew. %) - Ag (20 Gew. %) - Legierung

(AuL α , AgL α); Chalkopyrit (CUK α); Benitoit (SiK α), synthet.

Argentopyrit (FeK α).

Korrektur nach einem von EMPADR VII modifizierten Computer-Programm

(RUCKLIDGE and GASPARRINI, 1969)

Danksagung

Wir bedanken uns bei Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER (Univ. Innsbruck) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und sind der Firma MINEREX (Herrn Dr. R. GÖD) für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit zu großem Dank verpflichtet. Herr Dr. W. GÜNTHER (Landesregierung Salzburg) stellte in dankenswerter Weise Literatur zum Bergbau zur Verfügung.

VI. LITERATURAUSWAHL

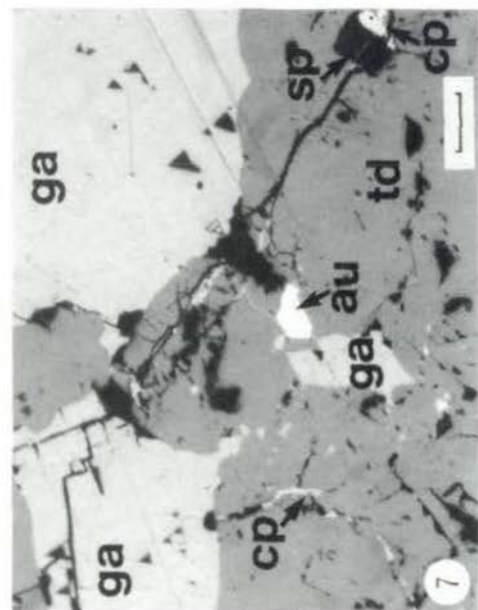
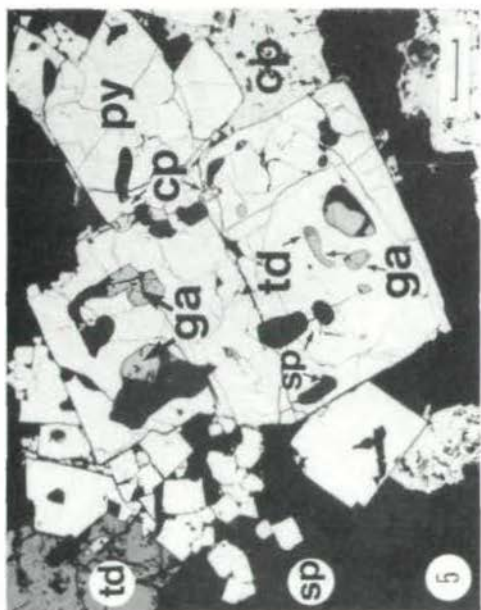
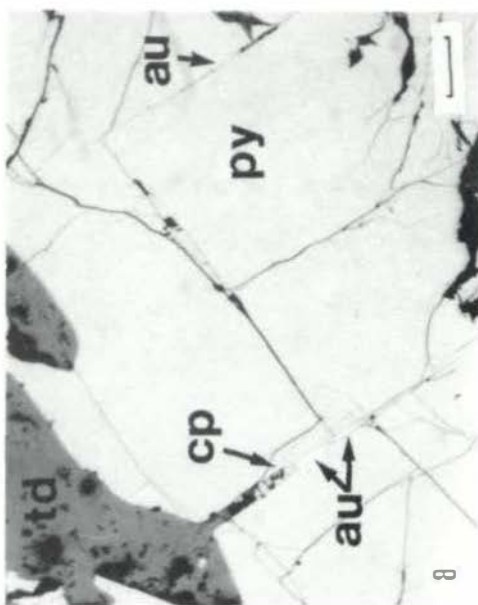
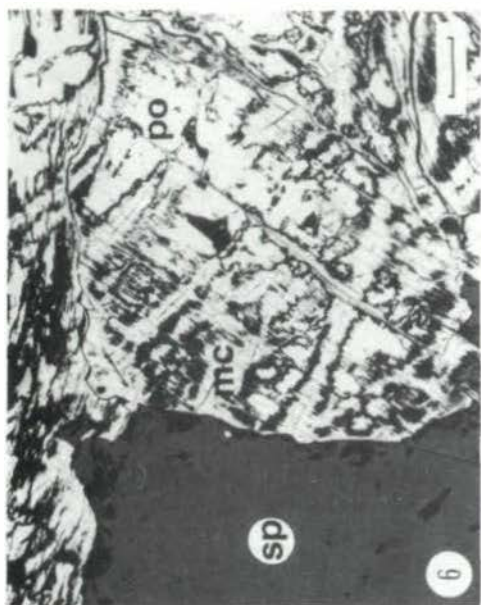
- BORODAEV, Yu.S., BORTNIKOV, N.S., MOZGOVA, N.N., OZEROVA, N.A., OIVANEN, P., YLETINEN, V. (1983): Associations of ore minerals in the deposits of Seinäjoki district and the discussion on the ore formation. - Bull. of the Geol. Soc. of Finland 55 (pt. 1), 3-23.
- BOYLE, R.W. (1979): The Geochemistry of Gold and its Deposits (Together with a Chapter on Geochemical Prospecting for the Element). - Bull. Geol. Surv., Canada, 280, Ottawa
- BRANDMAIER, P. (1983): Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. - Unveröff. Vorarbeit, Universität Salzburg, 50 S., 23 Abb., 3 Taf., 1 geol. Karte.
- CLARK, L.A. (1960): The Fe-As-S system: phase relations and applications. - Econ. Geol. 55, 1345-1381 und 1631-1652, New Haven
- DACHS, E. (1981): Geologie des Gebietes um Hachau (östlich Filzmoos, Salzburg). - unveröff. Vorarbeit, Universität Salzburg, 56 S., 29 Abb., 1 geol. Karte.
- DACHS, E., PAAR, W.H. (1984): Schichtgebundene goldführende Buntmetall-Mineralisationen der Grauwackenzone zwischen Filzmoos, Radstadt und Mandling (Salzburg, Steiermark). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 13 (5), 113-123.
- EALLES, H. (1967): Reflectivity of Gold and Gold-Silver Alloys. - Bull. Soc. Economic Geol., 62, Nr. 3, 412-420, 4 Fig., New Haven.
- EBERHARDT, N., MOSTLER H. (1966): Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). - Anz. Österr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1966, Nr. 1 (Sonderabdruck), 3-8, Wien.
- GAMYARIN, G.N., NEKRASOV, I. Ya., LESKOVA, N.V. & RYABOVA, E.G. (1981): Antimonian variety of arsenopyrite - a first occurrence. - Miner Journ. (Kiev) 3, 87-96.
- GANSS, O., KÜMEL, F., SPENGLER, E. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe (mit kleineren Beiträgen von A. MAIER und O. SCHAUBERGER). - Wiss. Alpenvereinshefte, H. 15, 1-82, 3 Abb., 1 geol. Karte, 3 Profiltafeln, 3 Taf., Innsbruck.

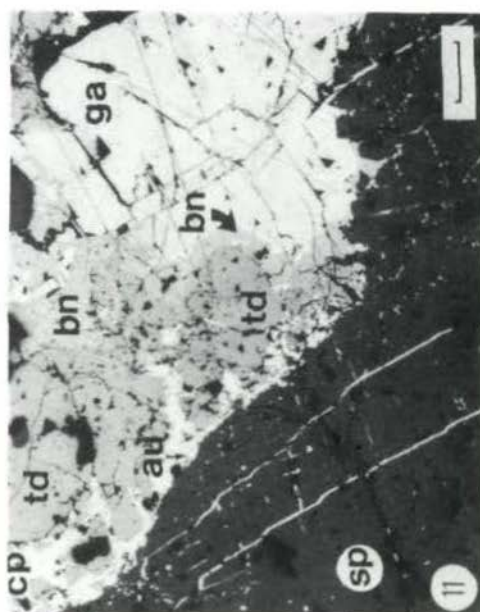
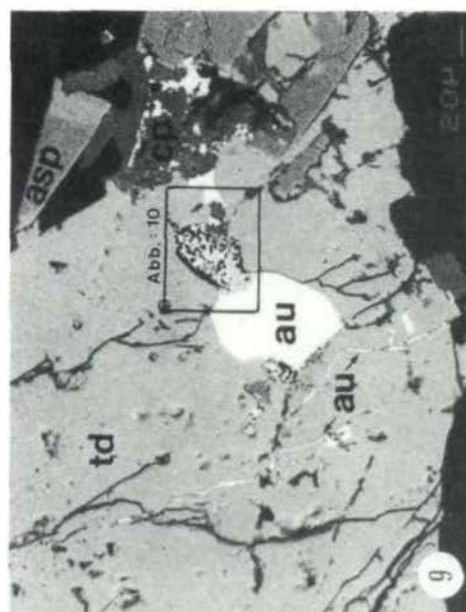
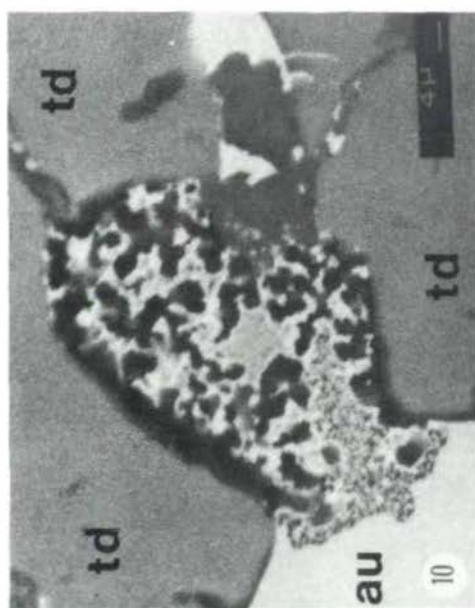
- HUTCHISON, M.N., SCOTT, S.D. (1981): Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. - *Econ. Geol.*, 76, 143-153, New Haven.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - *Etages tectonique*, Colloque à Neuchâtel, p 105-122, 12 Fig., Neuchatel.
- KUBLER, B. (1980): Deuxième partie: Zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les adsorbés. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.*, 46, 1-22, 7 Fig., Rhien-Basel.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol/Salzburg). - *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 18, 89-150, 41 Abb., Wien.
- RUCKLIDGE, J.C., GASPARRINI, E.L. (1969): Electron microprobe analytical data reduction (EMPADR VII). - *Dept. Geol. Univ. Toronto*.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M., STUMPF, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. *TMPM Tschermarks Min. Petr. Mitt.* 33, 287-296, Wien.
- STUMPF, E.F. (1980): Reply to P. Lattanzi's discussion. *Min. Deposita* 15, 247-249, Berlin.
- UNGER, H.J. (1971): Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone. - 2nd International Symposium of the mineral deposits of the Eastern Alps, Bled (4.10. - 8.10.1971), 166-178.
- WIGGINS, L.B., CRAIG, J.R. (1980): Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relationships. - *Econ. Geol.* 75, 742-752.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* - (5. Auflage), 348 S., mit Abb., New York/Heidelberg/Berlin.

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1 Topographische Übersichtsskizze (M 1:50000)
- Abb. 2 Geologische Karte
- Abb. 3 Blockbild (M 1:25000; 2-fach überhöht)
- Abb. 4 Modell zur Rekonstruktion des Schuppenbaues
- Abb. 5 Porphyroblasten von Pyrit (py) mit siebartigen Einschlüssen von Galenit (ga), Chalkopyrit (cp) und Tetraedrit (td). Die den Pyrit verdrängenden Phasen sind Tetraedrit und Chalkopyrit. Balkenlänge 10 µm.
- Abb. 6 Pyrrhotin (po) läßt in stark angewitterten Bereichen besonders deutlich die Spaltbarkeit nach {001} er-

- kennen; er wird bevorzugt entlang dieser durch Markasit (mc) verdrängt. Balkenlänge 10 μm .
- Abb. 7 Gediegenes Gold (au) als Einschluß in Tetraedrit (td), in letzterem Galenit (ga; Spaltausbrüche) und rißausfüllend Chalkopyrit (cp). Balkenlänge 5 μm .
- Abb. 8 Pyrit (py) wird entlang von Spaltrissen von Tetraedrit (td), Chalkopyrit (cp) oder Pyrrhotin (po) und ged. Gold (au) durchzogen. Balkenlänge 10 μm .
- Abb. 9 Ged. Gold (au) in einem hypidiomorphen Korn und in Äderchen in Tetraedrit (td) und Chalkopyrit (cp). Randlich idiomorphe Kristalle von Arsenopyrit (asp) mit Säumen von Sb-Arsenopyrit, die in diesem Bild nur dem bezeichneten Korn sichtbar sind. Bild rückgestreuter Elektronen.
- Abb. 10 Silberhältiges Gold (auI; vgl. Tab. 1) in randlicher Verwachsung mit einer stark porigen, goldhaltigen Phase (auII), die sehr starken Zonarbau aufweist. Semiquantitative MSA dieser Phase weisen auf folgenden Chemismus hin: Ag 0,6-0,7, Au 64,0-67,1, Cu 1,5-1,6, Si (!) 3,7, Fe 9,2-9,4 Gew. %. Bild rückgestreuter Elektronen.
- Abb. 11 Sphalerit (sp) mit darin orientiert eingelagertem Chalkopyrit, in Assoziation mit Galenit (ga) und Tetraedrit (td); zwischen diesen ein (?) Reaktionsraum von Bournonit (bn). Balkenlänge 10 μm .
- Abb. 12 Bournonit (bn) mit parkettartiger Zwillingslamellierung enthält nadelige Boulangerit-Einschlüsse (bl). Daneben in Quarz (qu) Längs- und Querschnitte von Jamesonit (ja). Balkenlänge 5 μm .
- Tab. 1 Elektronen-Mikrosonden-Analysen (Gew. %) von Erzen der Ochsenalm, Steiermark (Analytiker: T.T. CHEN)





ERSTER NACHWEIS VON JURA IN DER MELIATA-EINHEIT DER SÜDLICHEN WESTKARPATEN

von H. KOZUR und R. MOCK ⁺)

Zusammenfassung

In der Meliata-Einheit der Inneren Westkarpaten wurden erstmalig jurassische Radiolarien nachgewiesen. Die jurassische Abfolge der Meliata-Einheit wird durch mächtige dunkle Schiefer, Schluffsteine und Sandsteine charakterisiert. Ganz untergeordnet kommen auch dunkle Kieseliefer vor. Diese Abfolge ist identisch mit der jurassischen Abfolge der Südbükk-Schiefer-Einheit, die im südlichen und westlichen Bükk-Gebirge weit verbreitet ist und auch in einem tektonischen Fenster im nördlichen Bükk-Gebirge gefunden werden konnte. Auch die tektonische Position von Meliata-Einheit und Südbükk-Schiefer-Einheit ist identisch. Beide Einheiten gehören zum mobilen Tethys-Belt.

Die lithostratigraphische Untergliederung der Meliata-Einheit wird diskutiert.

Summary

Jurassic radiolarians are reported for the first time in the Meliata Unit of the Inner West Carpathians. Thick dark shales, siltstones and sandstones characterize the Jurassic sequence of

⁺) Anschriften der Verfasser:

Dr. sc. Heinz KOZUR, Hungarian Geological Institute,
Népstadion út 14, H-1143 Budapest/Hungary

Dr. Rudolf MOCK, Department of Geology and Paleontology
Faculty of Natural Sciences, Komenský University, Mlynská
dolina, 842 15 Bratislava/CSSR

the Meliata Unit. Cherts occur only subordinately. This sequence is identical with the Jurassic sequence in the South Bükk Shale Unit that is widely distributed in the southern and western Bükk Mts. and occurs also in a tectonic window in the northern Bükk Mts. Also the tectonic position of both the Meliata Unit and the South Bükk Shale Unit is identical. Both belong to the Tethyan Mobile Belt.

The lithostratigraphic subdivision of the Meliata Unit is discussed.

1. EINLEITUNG

Die Meliata-Einheit (Meliata-Serie nach ČEKALOVÁ, 1954) wurde lange Zeit als permisch bis tief-untertriassisch angesehen (ANDRUSOV, 1959; BYSTRICKÝ, 1964; ILAVSKÁ, 1965; BORZA, 1966; MAHEL et al., 1967) und für das normale Liegende der unmetamorphen Trias des Slowakischen Karstes gehalten. Erst KOZUR & MOCK (1973 a, b) konnten mittel- und obertriassische Conodonten in der Meliata-Einheit nachweisen, und sie erkannten, daß die tektonisch überlagernde unmetamorphe Trias des Slowakischen Karstes eine Deckenstruktur bildet (Silica-Decke).

Schon KOZUR & MOCK (1973) wiesen auf die großen Ähnlichkeiten der Abfolgen der Meliata-Einheit und des Bükk-Gebirges hin. KOZUR (1979) und MOCK (1980) sprachen sich aufgrund von damals für das jurassische Alter der mächtigen Schiefer-Schluffstein-Sandstein-(Kieselschiefer)-Abfolge im stratigraphisch höheren Teil der Meliata-Einheit aus. Diese Ansichten nahm BYSTRICKÝ (1981) zum Anlaß, die engen Zusammenhänge von Meliata-Einheit und eines Teiles der Schichtenfolge im Bükk-Gebirge zu negieren, wobei er besonders auf das Fehlen jurassischer Ablagerungen im Bükk-Gebirge hinwies. Der größte Teil der Südbükk-Schiefer-Einheit gehört jedoch zum Jura (KOZUR, 1984), wobei diese jurassischen Ablagerungen im südlichen und westlichen Bükk-Gebirge eine sehr weite Verbreitung aufweisen, während aus dem nördlichen Bükk-Gebirge nur ein kleineres Vorkommen in einem tektonischen Fenster (Kisfennsík) bekannt ist. Die Bearbeitung der reichen jurassischen Radiolarienfaunen des Bükk-Gebirges erfolgte bei KOZUR (1984 und in Druck).

Die weitgehend übereinstimmende Jura-Ausbildung im südlichen und westlichen Bükk-Gebirge und in der Meliata-Einheit betont die Ähnlichkeit in der Entwicklung dieser beiden Einheiten. Inzwischen wurde diese Auffassung durch den paläontologischen Nachweis von Mitteltrias in der Südbükk-Schiefer-Einheit vom Darnó-hegy (DE WEVER, in Druck; KOZUR, in Vorbereitung) weiter

untermauert. Die überwiegend roten Kieselschiefer und Schiefer mit einzelnen geringmächtigen Tuffiten können lateral in eine Wechsellagerung aus Kieselschiefern und Pillowlaven übergehen, wobei letztere mitunter die Kieselschiefer und roten Schiefer ganz zurückdrängen können (einige Aufschlüsse am Darnó-hegy zwischen dem Bükk- und Mátra-Gebirge; in anderen Aufschlüssen dieser Region treten wiederum ladinische bis cordevolische Kieselschiefer ohne Vulkanite auf).

Diese Ausbildung des Ladins ist auch für die Meliata-Einheit sehr charakteristisch, wobei auch hier die Kieselschiefer und roten Schiefer lokal weitgehend durch basische Vulkanite zurückgedrängt sein können (Jaklovce, Tornakápolna). Auch Gabbros und gelegentliche Serpentinite können auftreten.

Nach einer persönlichen Mitteilung von Dr. Z. BALLA, Budapest, handelt es sich bei den basischen Magmatiten vom Darnó-hegy um Riftbasalte, die nach ihrem Chemismus kontinentalen Riftbasalten ähneln, während die jurassischen Pillowlaven des Bükk-Gebirges (Szarvaskő) den Chemismus subozeanischer Basalte aufweisen.

Von der Mitteltrias bis zum Dogger ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung der Abfolgen in der Südbükk-Schiefer-Einheit und in der Meliata-Einheit. Diese Übereinstimmungen sind so groß, daß die hier und bei GAÁL (in Druck) für die Meliata-Einheit ausgeschiedenen lithographischen Einheiten z. T. auch für die Südbükk-Schiefer-Einheit übernommen werden können. Faziell stark abweichende lithostratigraphische Ausbildungen im Bükk-Gebirge, wie z.B. der ladinische Fehérkö-Kalk (massige Flachwasserkalke) gehören zum Fennsík-Deckensystem des Bükk-Gebirges, das tektonisch über der Südbükk-Schiefer-Einheit liegt (vgl. BALOGH, KOZUR & PELIKÁN, 1984).

DUMITRICĂ & MELLO (1982) konnten in der Meliata-Einheit nur mitteltriassische (ladinische) Radiolarien nachweisen. Mit Hilfe dieser Radiolarienfunde konnten sie die Einstufung der roten und bunten Kieselschiefer der Meliata-Einheit in das Ladin (KOZUR & MOCK, 1973 a, b) erstmalig auch paläontologisch belegen. Bisher konnte dieses Alter nur aus den Lagerungsverhältnissen geschlossen werden. So liegen die rotbunten Kieselschiefer in der Lokalität Meliata unterhalb Conodonten-belegter cordevolischer und oberhalb Conodonten-belegter anisischen Schichten, wobei der Kontakt gegen die anisischen Schichten tektonischer Natur ist.

Obwohl DUMITRICĂ & MELLO (1982) nur ladinische Kieselschiefer nachweisen konnten, schlossen sie das Vorkommen jurassischer Radiolarite in der Meliata-Einheit nicht aus. In der vorliegenden Arbeit werden nun erstmalig jurassische Radiolarien aus der Meliata-Einheit abgebildet. Eine ausführliche Bearbeitung dieser Radiolarienfaunen erfolgt in einer separaten Arbeit.

2. RADIOLARIEN AUS PROBE ME 37, ca. 6 m ÜBER SEVATISCHEN
CONODONTEN-KALKEN (Taf. 1)

In der klassischen Lokalität der Meliata-Einheit am linken Ufer des Murän-Flusses beim Dorf Meliata folgen über mächtigen hellen, bisher nicht fossilbelegten Flachwasserkalken pelagische Rotkalke mit reichen pelsonischen Conodontenfaunen. In Spaltenfüllungen reichen sie in die unterlagernden hellen Kalke hinein, welche sie andererseits konkordant überlagern.

Nach einer Störung (? lystrische Störung) folgen bunte, meist rote Kieselschiefer mit einzelnen Tuffit-, Eisenjaspillit- und höher auch Kalklagen. Nach oben geht diese Folge in eine graue Kalkstein-Kieselschiefer-Wechsellagerung über. Letztere wurde von KOZUR & MOCK (1973 a, b) in das obere Cordevol bzw. untere Jul eingestuft. Darüber folgt eine Schiefer-Plattenkalk-Wechsellagerung, deren unterer Teil noch zum Karn gehört, während in ihrem oberen Teil *Metapolygnathus mosheri*, eine sevatische Leitform, gefunden wurde.

Ca. 6 m über der Kalkbank mit *M. mosheri* folgen an der Basis einer mächtigen Schiefer-Schluffstein-Sandstein-Wechsellagerung geringmächtige schwarze Radiolarite, aus denen auch die Radiolarien-führende Probe ME 37 entnommen wurde. Es konnten darin folgende Radiolarien nachgewiesen werden:

Archaeospongoprunum imlayi PESSAGNO, 1977
Cinguloturris cf. *carpathica* DUMITRICA, 1982
Eucyrtis micropora (SQUINABOL, 1903)
Eucyrtis n. sp.
Hemicryptocapsa ? sp.
Paronaella sp. 1
Paronaella sp. 2
Podobursa cf. *triacantha* (FISCHLI)
Tetratrabs sp.
Tritrabs sp. 1
Tritrabs sp. 2
Urocyrtis sp.

Archaeospongoprunum imlayi ist eine jurassische Art, doch kommen ähnliche Arten schon in der Trias vor. *Cinguloturris* cf. *carpathica* ist ebenfalls eine jurassische Art, doch ist die Zuordnung des schlecht erhaltenen Materials fraglich. *Eucyrtis*-ähnliche Formen kommen in der Trias schon vor. Williriedellidae, wie *Hemicryptocapsa* werden zwar schon aus dem Nor verzeichnet (DE WEVER et al., 1979), doch diese Faunen scheinen triassisch-jurassische Mischfaunen zu sein. In eindeutig obertriassischen, selbst in sevatischen und rhätischen Ablagerungen, konnten in reichen Radiolarienfaunen bisher noch keine Williriedellidae nachgewiesen werden. *Paronaella* kommt bereits in der Trias häufig vor. Die Gattung *Podobursa* setzt im Lias ein. Typische Vertreter finden sich erst ab dem Dogger. Auch die Gattungen *Tetratrabs* und *Tritrabs* sind in der Trias unbekannt. *Urocyrtis* setzt in der höheren Obertrias ein.

Bewertet man die Radiolarienfauna in ihrer Gesamtheit, so kann ein triassisches Alter sicher ausgeschlossen werden. Die auftretenden Gattungen sind entweder aus der Obertrias und dem Jura (bzw. noch jüngeren Schichten) bekannt oder sie setzen erst im Jura ein. Keine einzige der auftretenden Gattungen ist auf die Trias beschränkt, während 3 der auftretenden Gattungen dort sicher und 2 der auftretenden Gattungen wahrscheinlich noch nicht vorkommen.

Innerhalb des Jura ist die Einstufung der Schichten noch nicht genauer zu fixieren, da eingehende Untersuchungen zur unter- und mitteljurassischen Radiolarienstratigraphie erst anlaufen. Pliensbachian und ältere liassische Schichten sowie Malm scheiden jedoch wegen des Entwicklungsstandes der Radiolarien wohl aus.

3. LITHOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER MELIATA-EINHEIT (Tab. 1)

Die früher meist als lithostratigraphische Gruppe aufgefaßte Meliata-Einheit ist eine tektonische Einheit (Teil der hochmobilen Tethys-Kruste in ähnlicher tektonischer Position wie das Penninikum (KOZUR, in Druck). Sie setzt sich aus altersmäßig und lithostratigraphisch sehr verschiedenen Schichten zusammen. Ein Teil der bisher zur Meliata-Einheit gestellten Schichtenfolge gehört zu anderen tektonischen Einheiten und weicht mitunter auch lithologisch deutlich ab (vgl. KOZUR & MOCK, in Druck). Die frühere Zuordnung dieser Schichten zur Meliata-Einheit basierte auf ihrer tektonischen Position unterhalb der Silica-Decke und der leichten metamorphen Überprägung der Schichten.

In der vorliegenden Arbeit wird erstmalig eine lithostratigraphische Untergliederung der bisher zur Meliata-Einheit gestellten Schichtenfolge vorgeschlagen. ¹⁾ Ein Teil der ausgeschiedenen Formationen konnte auch in der Südbükk-Schiefer-Einheit in übereinstimmender lithologischer Ausbildung und stratigraphischer Position nachgewiesen werden. Selbst in der Telekes-Decke des Rudabánya-Gebirges (KOZUR & MOCK, in Druck) gibt es

1) Mehr als ein halbes Jahr nach Fertigstellung der Arbeit, deren Drucklegung sich wegen längerer Abwesenheit von R. MOCK aus Bratislava um ca. ein halbes Jahr verzögerte, erhielten wir ein Manuskript von Dr. L. GAÁL, Lučenec, in dem ebenfalls eine lithostratigraphische Gliederung der Meliata-Einheit vorgelegt wurde. Nach Absprache mit Dr. L. GAÁL haben wir unsere ursprünglich verwendeten lithostratigraphischen Bezeichnungen zugunsten der Benennungen bei GAÁL (in Druck) aufgegeben, um Doppelbenennungen der gleichen Schichtenfolgen zu vermeiden. Entsprechend unserer Absprache haben wir den Umfang einiger dieser lithostratigraphischen Einheiten im Sinne unserer ursprünglichen Gliederung verändert. Sonst stimmten die lithostratigraphischen Gliederungen überein.

einige übereinstimmende lithostratigraphische Einheiten. Das Sedimentationsgebiet dieser Decke lag ursprünglich zwischen dem mobilen Tethys-Belt im Osten und dem südlichsten Teil der später über die Reste der subduzierten Tethyskruste überschobenen Westkarpaten als Teil des Schelfs von Apulia im Westen. Dadurch ergeben sich fazielle Ähnlichkeiten sowohl zur Meliata-Einheit und Südbükk-Schiefer-Einheit (mobiler Tethys-Belt) als auch zur Silica-Decke (Schelf von Apulia) und noch mehr zur Szőlösardó-Decke (Sedimentationsgebiet zwischen der Telekes-Decke und der Silica-Decke).

Perkupa-Formation

Graue und bunte Schiefer, Schluffsteine, z.T. sandig, untergeordnet auch Sandstein, reichlich Gips bzw. Anhydrit. Basische und ultrabasische Gesteine können auftreten (spätere subvulkanische Intrusionen oder frühestes Riften?).

Diese Formation wurde sowohl in Nordungarn (hier von BALOGH, 1981, erstmalig als Perkupa-Formation bezeichnet) als auch in der südlichen Slowakei mehrfach erbohrt. Im allgemeinen ist unsicher, ob diese Schichten zur Meliata-Einheit, zur Telekes-Decke, zur Szőlösardó-Decke oder zur Silica-Decke gehören. Für diese 4 tektonischen Einheiten kann man eine ähnliche lagunäre Ausbildung des Oberperm annehmen. Alter: Nach Sporomorphen ist oberpermisches Alter anzunehmen.

Jelšava-Formation

Graue Mergel, Kalke und mergelige Schiefer (grau, gelbbraun, grünlich).

Typuslokalität: Jelsava

Weitere Vorkommen: Turnianska kotlina, Honce

Alter: Es liegen keine direkten paläontologischen Beweise vor. Das Vorkommen unterhalb der Honce-Formation (metamorphe Steinalmkalke) und die lithologische Ausbildung sprechen für ein oberskythisches Alter (Olenekian), analog zu den "Campiler Schichten" der Westkarpaten (oberskythische post-Campiler Schichten der Südalpen!).

Bemerkungen: Die Jelšava-Formation wurde zuerst bei MELLO (1979) und MELLO, MOCK et al. (1983) als Jelšava-Schichten bezeichnet und wird hier als Formation ausgehalten. Die Vorkommen von Jelšava sind in ihrer tektonischen Position nicht völlig klar. Die Vorkommen von Honce und in der Turnianska kotlina gehören wahrscheinlich zu einer anderen tektonischen Einheit als die Meliata-Einheit (vgl. KOZUR & MOCK, in Druck). Da die Jelšava-Formation wie die Perkupa-Formation und die Honce-Formation zur prä-Rift-Ausbildung der Meliata-Einheit gehören, kann man annehmen, daß die Jelšava-Formation selbst dann in gleicher Ausbildung auch in der Meliata-Einheit auftritt, wenn die Vorkommen von Jelšava wie jene von Honce und aus der Turnianska kotlina zu einer anderen tektonischen Einheit gehören als die Meliata-Einheit.

Die nachfolgend beschriebenen Formationen sind alle im Profil Meliata in Abfolge aufgeschlossen. Lediglich innerhalb der unteren Držkovce-Formation fallen an einer Störung Schichten aus.

Honce-Formation

Die Honce-Formation wurde erstmalig von GAÁL (in Druck) ausgetrennt. Es handelt sich um helle, massige rekristallisierte Kalke, im tieferen Teil z. T. auch um Dolomite. Hier treten öfters auch brekziöse Strukturen auf.

Typuslokalität: Honce

Weitere Vorkommen: Meliata, Držkovce, Čoltovo, Striežovce, Turnianska kotlina, Nordhang von Slovenská Skala bei Jelšava, Jaklovce.

Mächtigkeit: mindestens 50-200 m

Alter: Unteranis. Bisher wurden weder Makro- noch Mikrofaunen aus dieser Formation publiziert. Die konkordante Überlagerung durch pelsonische Rotkalken ergibt für den höheren Teil dieser Formation eine Einstufung in das höchste Unteranis bis basale Pelson.

Bemerkungen: In mehreren Vorkommen (Honce, Turnianska kotlina, vielleicht auch Striežovce) ist die Zugehörigkeit der Honce-Formation zur Meliata-Einheit wenig wahrscheinlich (siehe unter Coltovo-Formation). Als oberste prä-Rift-Formation ist die Honce-Formation, die wir für leicht metamorphe Steinalkkalke halten, auch in der Meliata-Formation vorhanden (z.B. in der Lokalität Meliata).

Žarnov-Kalke

Meist rosafarbige bis rote, bankige pelagische Kalke ohne Kieselknollen und ohne Kieselschieferzwischenlagerungen.

Typuslokalität: Žarnov (Turnianska kotlina)

Weitere Vorkommen: Meliata, Jaklovce, Držkovce.

Mächtigkeit: 3-10 m

Alter: In allen Lokalitäten wurden pelsonische und illyrische bzw. nur pelsonische und nur illyrische Conodonten gefunden.

Bemerkungen: Die Bezeichnung Žarnov-Kalke wurde bei MELLO & MOCK (1977) eingeführt. Sie markieren das beginnende Rifting. Von diesem Zeitpunkt an wurde die Meliata-Einheit in den mobilen Tethys-Belt einbezogen, später als das Transsylvanische Deckensystem im SE (hier bereits pelagische Sedimentation im tiefen Unteranis, vgl. MIRÁUTA & GHEORGHIAN, 1978), aber wesentlich früher als das Penninikum am NW-Ende des mobilen Tethys-Belt (oberster Lias bis basaler Dogger, zeitgleich mit dem Haupttriften in der Meliata-Einheit und in der Südbükk-Schiefer-Einheit).

In allen Vorkommen folgen die Žarnov-Kalke ohne Übergangsbildungen abrupt über Flachwasserkalken der Honce-Formation bzw. über Steinalkkalken. Das Niederbrechen der Karbonatplattform erfolgte also sehr rasch. Die Dehnung des

Sedimentationsraumes wird u.a. dadurch angezeigt, daß in allen Vorkommen die Žarnov-Kalke in Spaltenfüllungen in die unterlagernden Plattformkalke eingreifen. Das gilt auch für die Vorkommen außerhalb der Meliata-Einheit.

Die Zugehörigkeit des Vorkommens von Žarnov (Turnianska kotlina) zur Meliata-Einheit ist wenig wahrscheinlich (siehe auch unter Čoltovo-Formation). Da aber in der Meliata-Einheit in der gleichen stratigraphischen Position lithologisch übereinstimmende Kalke auftreten, kann die Bezeichnung Žarnov-Kalke auch für die Meliata-Einheit verwendet werden. Die Žarnov-Kalke finden sich auch in Vorkommen außerhalb der Slowakei. In der Telekes-Decke des Rudabánya-Gebirges folgen sie ebenso unvermittelt über Plattformkarbonaten (Steinalmkalk). Auch hier greifen sie in Spaltenfüllungen in die unterlagernden Flachwasserkalke ein. In der Südbükk-Schiefer-Einheit wurden die Žarnov-Kalke noch nicht nachgewiesen, da Schichten entsprechenden Alters bisher unbekannt sind. Es ist jedoch zu erwarten, daß die Žarnov-Kalke in der Südbükk-Schiefer-Einheit in gleicher Ausbildung auftreten wie in der Meliata-Einheit, zumal Äquivalente der Honce-Formation (?) und der Držkovce-Formation sowie der Jaklovce-Formation (z.B. Darnó-hegy) von dort bekannt sind.

Bei GAÁL (in Druck) sind die Žarnov-Kalke in der Držkovce-Formation s.l. enthalten. Wir sehen sie als selbständiges Member an.

Držkovce-Formation

Rote und bunte Kieselschiefer (frühdiagenetisch verkieselte, primär SiO₂-reiche Mergel und Schiefer; vielfach treten Filamente auf), Radiolarite, rote, seltener grüne Schiefer, gelegentlich dünne Tuffitlagen und dünnbankige, meist rote Kalke mit Kieselknauern, vereinzelt Eisenjaspillite. Mitunter werden die roten Kieselschiefer weitgehend durch rote oder bunte Schiefer mit einzelnen Kieselschieferlagen und dünnen Kalklagen vertreten. Es treten laterale Verzahnungen mit basischen Vulkaniten der Jaklovce-Formation auf.

Typuslokalität: Držkovce (vgl. DUMITRIČÁ & MELLO, 1982)

Weitere Vorkommen: Meliata, Čoltovo, Jaklovce

Mächtigkeit: 7-12 m

Alter: Es wurden unter- und oberladinische Radiolarien und Conodonten nachgewiesen. Möglicherweise reicht die Držkovce-Formation noch bis ins Cordevol.

Bemerkungen: Die Držkovce-Formation ist in gleicher Ausbildung und bei völliger Gleichaltrigkeit auch vom Darnó-hegy (Südbükk-Schiefer-Einheit) bekannt.

GAÁL (in Druck) faßte die Držkovce-Formation unter Einbeziehung der unten beschriebenen Jaklovce-Formation weiter. Auch er nimmt eine laterale Verzahnung mit den basischen Vulkaniten (Jaklovce-Formation) an. Lithostratigraphisch handelt es sich um zwei Formationen mit lateraler Verzahnung. Der Verzahnungsbereich ist stets sehr wenig

verbreitet. Meist treten entweder die Držkovce-Formation ohne basische Vulkanite oder nur basische Vulkanite ohne oder mit ganz untergeordneten Sedimenten (rote Schiefer, vereinzelt Kiesel-schiefer) auf.

Jaklovce-Formation

Mächtige basische Vulkanite, z.T. in tektonischem Kontakt mit Gabbros und Serpentin. Die basischen Vulkanite (z.T. Pillow-laven) enthalten z.T. Einschaltungen von roten Schiefern und Kiesel-schiefern, von denen die letzteren stratigraphisch bedeutsame Radiolarien lieferten. Durch Zunahme der Kiesel-schiefer und schließliches Ausbleiben der basischen Vulkanite geht die Jaklovce-Formation lateral sehr rasch in die Držkovce-Formation über.

Typuslokalität: Jaklovce

Weitere Vorkommen: Tornakápolna, Darnó-hegy

Mächtigkeit: minimal 30-60 m

Alter: Nur die basischen Vulkanite können altersmäßig eingestuft werden. Am Darnó-hegy treten in dünnen Zwischenlagen von roten Schiefern und Kiesel-schiefern ladinische Radiolarien auf (DE WEVER, in Druck; KOZUR, in Vorbereitung). In der Bohrung Tornakápolna konnten KOZUR & RETI (in Druck) in einer Einlagerung aus roten Schiefern und Kiesel-schiefern in mächtigen Basalten Radiolarien des mittleren Unterladin nachweisen.

Bemerkungen: Die Jaklovce-Formation tritt auch am Darnó-hegy (Südbükk-Schiefer-Einheit) in weiter Verbreitung auf. Sie verzahnt sich dort auf sehr kurze Distanz mit rotbunten Kiesel-schiefern und roten Schiefern der Držkovce-Formation. Auch vom Darnó-hegy konnten aus Kiesel-schiefer-Einlagerungen ladinische Radiolarien und z.T. auch Conodonten gewonnen werden, die meist zum Oberladin, z.T. aber auch zum Unterladin gehören (DE WEVER, in Druck; KOZUR, in Vorbereitung).

Entsprechend ihrer Bindung an den mobilen Tethys-Belt fehlt die Jaklovce-Formation im Ladin der Telekes-Decke (Übergangsbereich zwischen dem mobilen Tethys-Belt und dem Schelf von Apulia), wo die sedimentäre Ausbildung der Mitteltrias große Ähnlichkeiten mit der sedimentären Ausbildung der Mitteltrias in der Meliata-Einheit aufweist. Dagegen findet sich die vulkanogene Ausbildung der Jaklovce-Formation auch in anderen Gebieten, die zum mobilen Tethys-Belt gehören (Transssylvanische Decken, vgl. PATRULIUS et al., 1979). Auch hier verzahnt sie sich mit rötlichen Kiesel-schiefern. Diese beiden lithologischen Ausbildungen haben daher im Ladin (und Cordevol) des mobilen Tethys-Belt eine sehr weite Verbreitung.

Die Hačava-Formation (REICHWALDER, 1973) des östlichen Slowakischen Karstes ist durch Kalke, Diabase und dunkle Schiefer gekennzeichnet. Bisher konnten aus den Kalken nur karnische Conodonten nachgewiesen werden. Die tektonische Position dieser Formation ist unsicher. Von der Jaklovce-Formation ist sie lithologisch deutlich unterschieden und auch das Alter weicht ab.

Čoltovo-Formation (emendierte Fassung)

Die Čoltovo-Formation wurde von GAÁL (in Druck) für dunkle Schiefer mit einzelnen Plattenkalken, Kalksteinolistolithen und geringmächtigen basischen Vulkaniten und Tuffiten sowie ganz untergeordnet Kieselschiefern eingeführt, die norische Conodonten führen. Auch die jurassischen Schiefer, Sandsteine und untergeordnet Kieselschiefer, die im Čoltovo fehlen, aber in der Lokalität Meliata in großer Mächtigkeit anzutreffen sind, zählte er zu dieser Formation. Diese jurassischen Schichten weichen aber lithologisch deutlich ab (keine Kalkalgen, Auftreten von Sandsteinen) und werden hier als selbständige Formation abgetrennt. Diese Änderung im Umfang der Čoltovo-Formation ist nicht sehr einschneidend, da diese jurassischen Schichten (hier als Meliata-Formation ausgeschieden) in Čoltovo nicht in die Čoltovo-Formation enthalten sind.

Zur Čoltovo-Formation zählen wir aber auch die dünnplattigen dunklen Kalke, Kieselkalke mit dünnen Zwischenlagerungen von dunklen Schiefen, die von GAÁL (in Druck) zum unteren Teil der Striežovce-Formation gestellt wurden, von der sie lithologisch aber deutlich abweichen. Die Striežovce-Formation ist überdies in ihrer typischen Ausbildung (Pötschenkalke) in der typischen Ausbildung der Meliata-Einheit (z.B. Meliata, Čoltovo) gar nicht vorhanden und gehört zu einer anderen Decken-Einheit (KOZUR & MOCK, in Druck).

In der Meliata-Einheit s. str. (z.B. Meliata, Čoltovo) folgt über dünnbankigen, dunklen Kalken und Hornsteinkalken mit geringmächtigen dunklen Schieferzwischenlagen, welche die Držkovce-Formation überlagern (hier als Member I der Čoltovo-Formation bezeichnet), unter stetiger Zunahme des Anteils der dunklen Schiefer und Abnahme der dünnbankigen Plattenkalke die typische Ausbildung der Čoltovo-Formation (dunkle Schiefer, einzelne Plattenkalke und Kalkstein-Olistolithe, gelegentlich auch basische Vulkanite und Tuffite, ganz vereinzelt Kieselschiefer), die hier als Member II der Čoltovo-Formation bezeichnet wird. Der Übergang zwischen beiden Member ist fließend, eine kartierungsmäßige Aushaltung in zwei Formationen ist nicht möglich.

Typuslokalität: Čoltovo

Weitere Vorkommen: Meliata

Alter: In den Plattenkalken des Member I wurden Conodonten des Jul nachgewiesen. Die obersten Plattenkalke des Member II führen sevatische Conodonten. Ein rhätisches Alter für die höchsten Teile der Čoltovo-Formation kann nicht ausgeschlossen werden.

Bemerkungen: Schichten dieses Alters (Jul bis Sevat, ? Rhät) sind aus der Südbükk-Schiefer-Einheit nur wenig bekannt. In Olistolithen aus jurassischen Schiefen wurden dunkle Kalke nachgewiesen, die Conodonten des Jul führen. Am Darnó-hegy treten sevatische Conodonten (*G. steinbergensis*) in einer Folge auf, die aus roten und grauen Schiefen, Kalken, vereinzelt Kieselschiefern und reichlich basischen Vulkaniten besteht. Es treten hier also sowohl übereinstimmende Merkmale zur Čoltovo-Formation auf (dunkle Schiefer, dunkle Kalke, basische Vulkanität), als

sich auch deutliche Abweichungen erkennen lassen (rote Schiefer und rote Kieselschiefer, wesentlich höherer Anteil an Vulkaniten).

In der Szőlösardó-Decke treten dunkle Mergel des Jul auf (Szőlösardó-Mergel, vgl. BALOGH & KOVÁCS, 1981). Dunkle Schiefer, Mergel und einzelne Kalkeinlagerungen finden sich auch im Jul der Lokalität Honce und in der Turnianska kotlina. Da in diesen beiden Gebieten die unter- und vor allem die überlagernden Schichten ebenfalls sehr der Ausbildung in der Szőlösardó-Decke ähneln bzw. ihr z.T. auch ganz entsprechen (Striežovce-Formation = anchimetamorphe Pötschenkalke), gehört die Ausbildung der Turnianska kotlina und der Lokalität Honce wahrscheinlich nicht zur Meliata-Einheit, sondern zur Szőlösardó-Decke oder einer anderen Decken-Einheit aus dem gleichen Herkunftsgebiet.

Die dunklen Schiefer, Mergel und Kalke des Jul aus der Turnianska kotlina und der Lokalität Honce (mit ? obercordevolischen und julischen Conodonten) werden hier als anchimetamorphe Äquivalente der Szőlösardó Mergel-Formation aufgefaßt und nicht zu dem gleichalten Member I der Coltovo-Formation gestellt.

Meliata-Formation

Mächtige dunkle Schiefer, Schluffsteine, z.T. Sandsteine, vereinzelt dunkle Kieselschiefer. Zum Teil wurden auch basische Vulkanite angegeben, die wir jedoch nicht wiederfinden konnten. Vielfach tritt gradierte Schichtung auf (Südbükk-Schiefer-Einheit).

Typuslokalität: Meliata

Weitere Vorkommen: Weit verbreitet in der Südbükk-Schiefer-Einheit.

Alter: Radiolarite aus der Meliata-Formation von Meliata liefern die eingangs erwähnten jurassischen Radiolarien. Ein großer Teil der Meliata-Formation dürfte, analog zu den lithologisch weitgehend übereinstimmenden Südbükk-Schiefern, zum Dogger gehören. Auch liassische Anteile sind zu erwarten.

Die nachfolgend beschriebene Formation tritt wahrscheinlich in der Meliata-Einheit s. str. nicht auf, wurde von GAÁL (in Druck) aber für Schichten ausgeschieden, die bisher durchwegs zur Meliata-Einheit gestellt wurden. An ihrer Typuslokalität ist ihre tektonische Position unklar.

Striežovce-Formation

Graue plattige bis massige graue Kalke mit Hornstein (Pötschenkalke).

Typuslokalität: Striežovce

Weitere Vorkommen: Honce, Turnianska kotlina (Strážne)

Alter: An mehreren Lokalitäten, vor allem in der Turnianska kotlina sowie in Honce, wurden oberkarnische bis unter-

norische Conodonten nachgewiesen.

Bemerkungen: Wie schon unter der Čoltovo-Formation ausgeführt wurde, gehört die "Meliata-Einheit" der Turnianska kotlina und von Honce wahrscheinlich zur Szőlösardó-Decke oder einer ähnlichen Decken-Einheit, nicht jedoch zur Meliata-Einheit. Das wird durch die Ausbildung der Striežovce-Formation unterstrichen, die als anchi-metamorphes Äquivalent der Pötschenkalke der Szőlösardó-Decke aufgefaßt wird.

Wie bei der Honce-Formation ergibt sich hier allerdings die Frage, ob man die anchimetamorphen Äquivalente einer bekannten Ausbildung neu benennen soll oder nicht. Die Neubenennung verdeckt unseres Erachtens die Ähnlichkeiten zur Ausbildung in unmetamorphen Einheiten. So gesehen wäre es vielleicht besser, bei der Honce-Formation von anchimetamorphen Steinalmkalken und bei der Striežovce-Formation von anchimetamorphen Pötschenkalken zu sprechen.

Danksagung

Für wertvolle Diskussionen und Hinweise danken wir Akad. M. MAHEL, Bratislava, und Dr. L. GAÁL, Lučenec.

Literaturverzeichnis

- ANDRUSOV, D. (1959): Geológia Československých Karpát. Teil II.1 Auflage, 188 S., Bratislava.
- BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. - Acta. Geol. Sci. Hung., 24(1), 3-48, Budapest.
- BALOGH, K. & KOVÁCS, S. (1981): A Szőlösardó l.sz. Fúrás. - MÁFI Évi Jel., Jg. 1979, 39-63, Budapest.
- BALOGH, K.; KOZUR, H. & PELIKÁN, P. (1984): Die Deckenstruktur des Bükk-Gebirges. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 3 89-96, Innsbruck.
- BORZA, K. (1966): Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. - Geol. práce, Správy, 40, 93-98, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. (1964): Slovenský kras. 304 S., Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. (1981): On the recent stage of stratigraphy in "typical profile of the Meliata group". - Mineralia slov., 13(5), 457-463, Bratislava.
- ČEKALOVÁ, V. (1954): Geologicke pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. - Geol. práce, Správy, 1, 48-49, Bratislava.
- DE WEVER, P.; SANFILIPPO, A. et al. (1979): Triassic radiolarian from Greece, Sicily and Turkey. - Micropaleontology, 25(1), 75-110, New York.

- DUMITRICĂ, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). - Geol. práce, Správy, 77, 17-28, Bratislava.
- GAÁL, L. (in Druck): Súčasn^é otázky stratigrafie meliatskej skupiny. - Geol. práce, Správy, Bratislava.
- ILAVSKA, Ž. (1965): Kotázke veku meliatskej série. - Správy geol. výsk. 1964 (2), 31-32, Bratislava.
- 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. (1984): New radiolariata taxa from the Triassic and Jurassic. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 2, 49-88, Innsbruck.
- KOZUR, H. (in Druck): New biostratigraphical data from the Bükk Mts., Uppony Mts. and Mecsek Mts., and their tectonical implications. - Acta Geol. Hungarica, Budapest.
- 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. zborník, 24(2), 365-374, Bratislava.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (in Druck): Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haeckel, 1862, Hexastylacea Haeckel, 1862 emend. Petrusovskaja, 1979, Sponguracea Haeckel, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband, I-208, Innsbruck.
- KOZUR, H. & RÉTI, ZS. (in Druck): Triassic radiolarians from sedimentary intercalations in ophiolites of Tornakápolna (Northern Hungary). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck.
- MAHEĽ, M. et al. (1967): Regionáln^á geologie ČSSR, Teil II, Západní Karpaty, 496 S., Praha.
- MELLO, J. (1979): Meliatska série v turnanskom tektonickom okne. - Geol. práce, Správy, 72, 61-76, Bratislava.
- MELLO, J. & MOCK, R. (1977): Nové poznatky o triase čs. časti Rudabanského pohoria. - Geol. práce, Správy, 68, 7-20, Bratislava.
- MIRĂUTA, E. & GHEORGHIAN, M. (1978): Étude microfaunique des formations triasiques (Transylvaines, Bucoviniennes et Gétiques) des Carpates Orientales. - Dărie seamă sed., 44, Jg. 1976-1977, 109-162, Bucuresti.
- MOCK, R. (1980): Triassic of the West Carpathians. - Abh. Geol. B.-A., (Guidebook), 35, 129-144, Wien.
- PATRULIUS, D. et al. (1979): The Triassic formations of the Bihor Autochthon and Codru nappe-system (Apuseny Mountains). - Guidebook to Field Trips III d. Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association, 2.-7. October, 1979, Bucharest.
- REICHWALDER, P. (1973): Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. - Záp. Karpaty, 18, 99-139, Bratislava

Tafelerläuterungen

Alle abgebildeten jurassischen Radiolarien stammen aus der Meliata-Formation der Lokalität Meliata, wo sie aus schwarzen Radiolariten 6 m über letzten Kalken mit obersevatischen Conodontenfaunen gewonnen wurden.

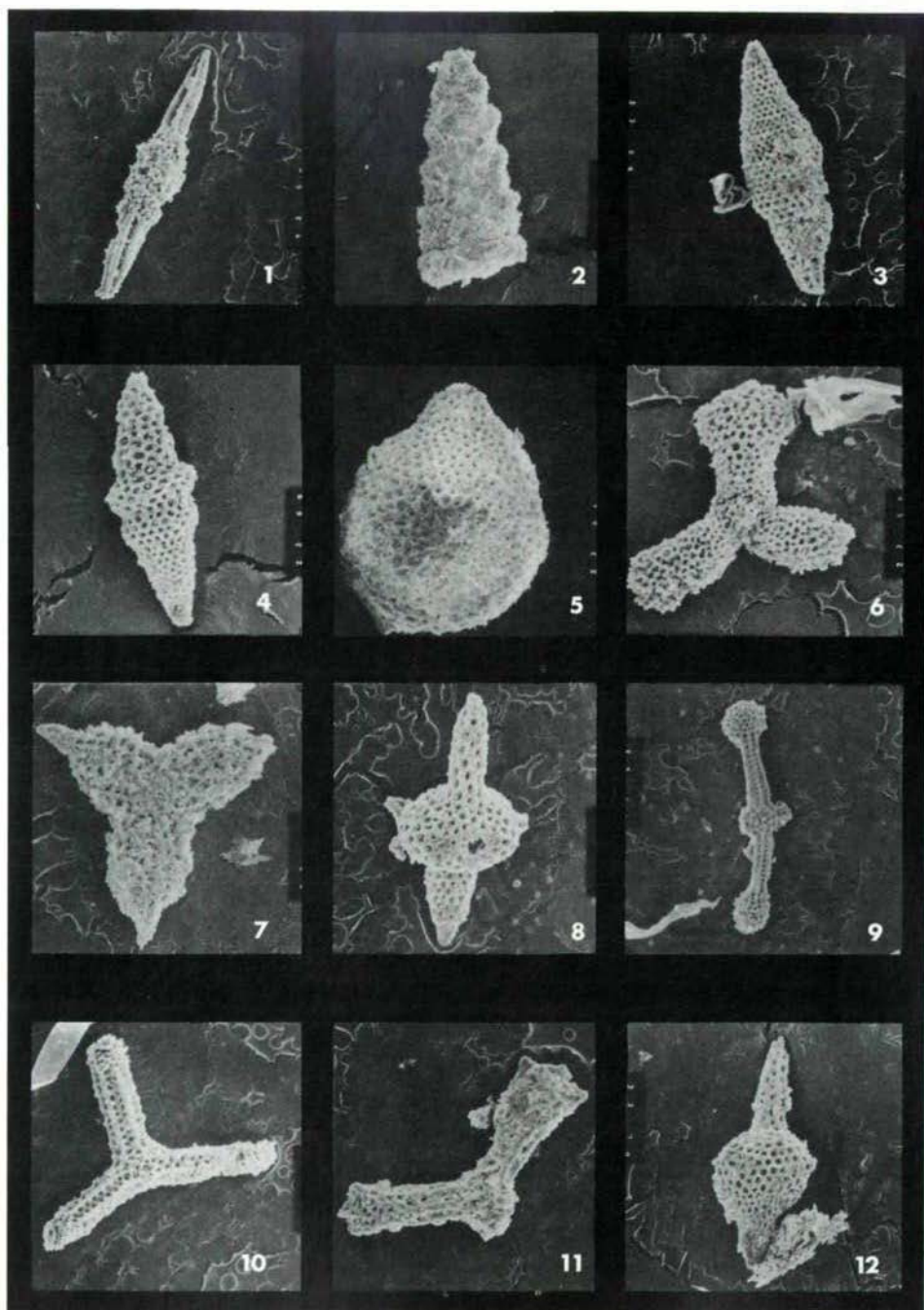
Tafel 1

- Fig. 1: *Archaeospongoprunum imlayi* PESSAGNO, 1977, x 130
Fig. 2: ? *Cinguloturris* cf. *carpathica* DUMITRICA, 1982, x 160
Fig. 3: *Eucyrtis micropora* (SQUINABOL, 1903), x 140
Fig. 4: *Eucyrtis* n. sp., x 170
Fig. 5: *Hemicryptocapsa* ? sp., x 200
Fig. 6: *Paronaella* sp. 1, x 150
Fig. 7: *Paronaella* sp. 2, x 175
Fig. 8: *Podobursa* cf. *triacantha* (FISCHLI, 1916), x 125
Fig. 9: *Tetratrabs* sp., x 75
Fig. 10: *Tritrabs* sp. 1, x 110
Fig. 11: *Tritrabs* sp. 2, x 140
Fig. 12: *Urocyrtis* sp. (= *Syringocapsa* sp.), x 100

Tabelle 1: Lithostratigraphische Gliederung der Meliata-Einheit s.str.
 von der oberen Untertrias bis zum Dogger

Alter			
Dogger		Meliata-Formation	
		Mächtige dunkle Schiefer, Schluffsteine, z.T. Sandsteine,	
<hr/>			
Lias			
<hr/>			
Rhät			
	Ober-		
Nor	Mittel-	Member II: Dunkle Schiefer mit einzelnen Plattenkalcken, vereinzelt basische Vulkanite	
		▼ Coltovo-Formation:	
	Unter-	Member I: Dunkle dünnplattige Kalke, Knollenkalke, Hornsteinkalke, dünne dunkle Schieferzwischenlagen	
	Ober-		
Karn	Mittel-		
	Unter-		
<hr/>			
Ladin		Držkovce-Formation: rote und bunte Kieselschiefer, meist rote Schiefer, dünnbankige, meist rote, kieselige Kalke	Jaklovce-Formation: Pillowlaven, Gabbros, Serpentinite, untergeordnet rote Schiefer, Kieselschiefer
	Ober-	▼ Žarnov-Kalke: rosa oder rote, bankige pelagische Kalke ohne	
Anis	Mittel-	Hornsteinknollen oder Kieselschieferlagen	
	Unter-	Honca-Formation: Helle, rekristallisierte massige Kalke, tiefer auch Dolomite	
<hr/>			
		▼ Jelšava-Formation:	
Obere Untertrias		graue, gelblichbraune und grünliche mergelige Schiefer, graue Mergel und Kalke	
<hr/>			

Tafel 1



THE FIRST EVIDENCE OF THE UNUMA ECHINATUS RADIOLARIAN ZONE IN THE RUDABÁNYA MTS (NORTHERN HUNGARY)

by J. GRILL & H. KOZUR¹⁾

Zusammenfassung

Die *Unuma echinatus* Radiolarien-Zone wurde nun auch im Rudabánya-Gebirge nachgewiesen. Diese Zone war längere Zeit nur aus Tiefwasserablagerungen in der Umrandung des Pazifik bekannt (die Index-Art war sogar nur in Japan gefunden worden). Später wurde die *Unuma echinatus*-Zone in Tiefwasserablagerungen des Aalenian bis Mittelbajocian des Bükk-Gebirges nachgewiesen (KOZUR, 1984). Diese Ablagerungen wurden unterhalb des CCD sedimentiert. Sie führen reichlich *Unuma echinatus*. Im Rudabánya-Gebirge wurden die Sedimente mit vereinzelt *Unuma echinatus* ebenfalls in größeren Wassertiefen, jedoch nahe der CCD abgelagert

Die *Unuma echinatus*-Zone konnte in zwei Subzonen untergliedert werden, die *Lupherium officerense*-Subzone (Aalenian bis basales Mittelbajocian) und die *Yaocapsa mastoidea*-Subzone (höheres Mittelbajocian).

Im taxonomischen Teil werden mehrere neue Arten der Gattungen *Foremanina*, *Canoptum*, *Pseudoeucyrtis*, *Hsuum* und der neuen Gattung *Pseudodictyomitrella* beschrieben. In einem Anhang (KOZUR & MOSTLER) werden 5 neue Arten von *Archaeodictyomitra* beschrieben.

Summary

The *Unuma echinatus* radiolarian zone could now also be found in the Rudabánya Mts. For a longer time this zone was only known from deep water sediments of the Pacific margin (the index species was even unknown outside Japan). The *Unuma echinatus* zone (with rich occurrences of the index species) was later recognized also in deep water sediments of Aalenian to Middle Bajocian age of the Bükk Mts. (KOZUR, 1984) deposited below the CCD. In the Rudabánya Mts. sediments with only few specimens of *Unuma echinatus* were deposited also in greater water depth, but near the CCD.

1) authors' addresses: Dipl. Geol. József Grill and Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest/Hungary

Two subzones of the Unuma echinatus zone could be discriminated. The lower Unuma echinatus zone (Lupherium officerense subzone) was correlated with the Aalenian to lowermost Middle Bajocian. The upper Unuma echinatus zone (Yaocapsa mastoidea subzone) was placed into the higher part of Middle Bajocian.

In the taxonomic part several new species of the genera *Foremanina*, *Canoptum*, *Pseudoeocyrtis*, *Hsuum* and of the new genus *Pseudodictyomitrella* n. gen. are described. In an appendix by KOZUR & MOSTLER 5 species of *Archaeodictyomitra* are described.

1. Introduction

The Unuma echinatus radiolarian zone is typical for Aalenian to Middle Bajocian deep water sediments, often sedimented below the CCD. Therefore for a long time this radiolarian fauna was only known from eugeosynclinal sequences in Japan with shales, manganese shales, black cherts, that are often connected with basic lavas.

KOZUR (1984) found this fauna also in the South Bükk Shale Unit of Southern and Western Bükk Mts. that consists of the Aalenian and Middle Bajocian of dark shales with some black or grey cherts, manganese nodules and in some places (e. g. Szarvaskő) huge amounts of pillow lavas.

The Unuma echinatus zone should be found in all sequences of the Tethyan Mobile Belt (KOZUR, in press, KOZUR & MOCK, in press). But this Middle Jurassic to Lower Cretaceous suboceanic to oceanic belt was later mostly subducted or metamorphosed (e.g. Penninicum).

The Unuma echinatus fauna can be expected also in those sedimentary areas primarily located between the Tethyan Mobile Belt and the shelf of Apulia or Europe. These sequences were sedimentated partly below, partly above the CCD and have in general no basic volcanics. The presence of the Unuma echinatus fauna could be therefore expected for the Jurassic sequence of the Rudabánya Mts. Well preserved radiolarians of the Unuma echinatus zone could be found now in the Rudabánya Mts. Some of these radiolarians are described here.

2. Stratigraphy

Jurassic sediments cover about 4 km² in the studied area in the middle part of the Rudabánya Mts. SW of Szalonna. The location of the studied area is shown in figs. 1 and 2.

The Jurassic sequence overlies Upper Triassic pelagic limestones, often with tectonic contact. It consists mainly of monotonous black to dark grey shales, marls, siliceous shales and manganese shales, with some rhyolitic volcanics or subvolcanics, Middle-Upper Triassic limestone olistoliths and sometimes sandstone olistoliths. This Jurassic sequence can be subdivided into three members.

The Lower Member is about 300 m thick and consists of black, partly siliceous and manganese shales and marls.

The lower part of the Lower Member consists of black to dark grey marls with 9-55 % carbonate, 14-43 % quartz, 3-10 % chlorite, 4-20 % clay minerals, 2-14 % plagioclase. Some interbedded dark limy marls to marly limestones as well as limestone olistoliths are present. The marls are mostly unbedded, sometimes a lamination can be observed. These beds were deposited in a basinal deep water facies, but above the CCD.

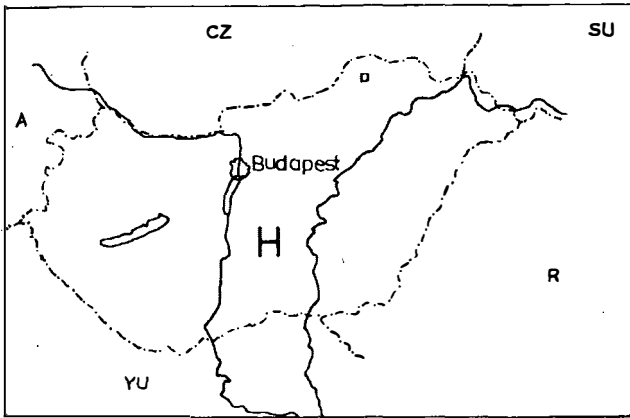


Fig. 1: Location of the Rudabánya Mts. in northern Hungary (open square)

The middle part of the Lower Member consists of black shales, siliceous shales, manganese shales, subordinately also lenses and thin beds of black or dark-grey cherts. The shales consist of 30-60 % quartz, 38-63 % clay minerals + chlorite and 2-7 % plagioklase. Pyrite (about 1 %) is always present. Some samples have a very low primary carbonate content. Therefore the deposition of the sediments in the middle part of the Lower Member seems to be near to the CCD, a little above it for sediments with very low primary carbonate content and somewhat below the CCD for carbonate-free sediments.

All described radiolarians of the *Unuma echinatus* zone from the Rudabánya Mts. derive from the middle part of the Lower Member. This supports the above given facial data. The *Unuma echinatus* zone is until now only known from deep water sediments of Japan and the Bükk Mts., deposited well below the CCD. Interesting that this radiolarian fauna was found always in a sequence of black shales, mudstones, siliceous shales, manganese shales and dark cherts. Siliceous limestones and cherty nodules of the same age from the Balaton Highland have never yielded *Unuma echinatus*. In the Rudabánya Mts. this species is very rare inspite of an otherwise very rich radiolarian fauna. In the Bükk Mts. and in Japan *Unuma echinatus* is rather requent. Therefore, *Unuma echinatus* seems to be restricted to sediments deposited below the CCD. In sediments, deposited near or a little above the CCD, *Unuma echinatus* is already very rare.

The upper part of the Lower Member consists of marls, limy marls and some beds of allodapical limestones. Limestone olistoliths (maximum size 1 m³) and slightly altered rhyolitic clasts and some bodies of slightly altered rhyolites are also present.

The marls are well laminated and the allodapical limestones are usually graded. Slumping structures are locally present.

The mineral composition of the marls in the upper part of the Lower Member is similar to that of the marls in the lower part of the Lower Member. The slightly altered rhyolitic clasts indicate that rhyolites have already been eroded during the deposition of the upper part of the Lower Member. The slightly altered rhyolitic bodies always have tectoni-

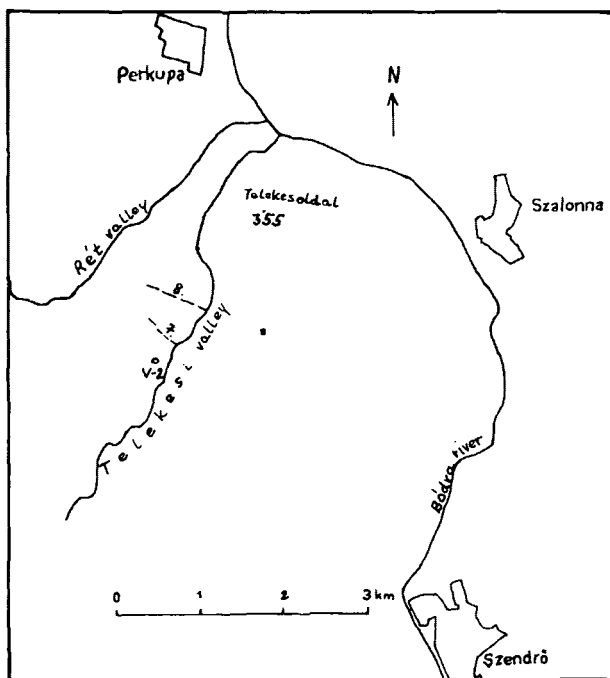


Fig. 2: Studied area in the middle part of the Rudabánya Mts. The filled square indicates the sampling place of the sample GRILL 80 (Csehi-hegy). Circle: borehole Várboç-2. Dashed lines: Telekes side-valleys no. 7 and 8

cal contact with the marls. In spite of this tectonic contact we think that the rhyolitic bodies are probably contemporaneous or almost contemporaneous with the surrounding marls, because the soft marls and the big hard rhyolitic bodies surely reacted with different relative movements to the lateral pressure during the strong tectonization of the whole sequence. Moreover, also the fact that the lower and middle parts of the Lower Member are quite free of rhyolitic bodies and rhyolitic clasts is a further indication for a nearly contemporaneous volcanism during the sedimentation of the upper part of the Lower Member.

The Middle Member is about 100 m thick and consists of dark grey marls with wavy bedding planes. Numerous small sandstone olistoliths (max. size 1 m³) are present. These sandstones are cross-bedded and consist of 40-70 % quartz, 1-10 % feldspar, 0-5 % mica and small pieces of rock fragments. The intergrain matrix (10-30 %) consists of quartz, chlorite and sericite.

The marls contain 10-30 % carbonate. Therefore this sequence is deposited above the CCD.

The Upper Member is about 300 m thick and consists of black laminated marls with big olistoliths of Triassic limestones and conglomeratic olistoliths with pebbles of limestones and rhyolites.

The marls consist of 10-20 % carbonate, 30-40 % quartz, 5 % plagioclase, 10-25 % clay minerals and 20-30 % chlorite. They contain also

less than 10 % quartz and mica clasts. Rhyolitic tuffs are locally present (Bódva valley).

A Middle and Upper Triassic sequence can be reconstructed from the limestone olistoliths. This Triassic development is quite different from the Triassic sequence that underlies the Jurassic beds (see figs. 4, 5).

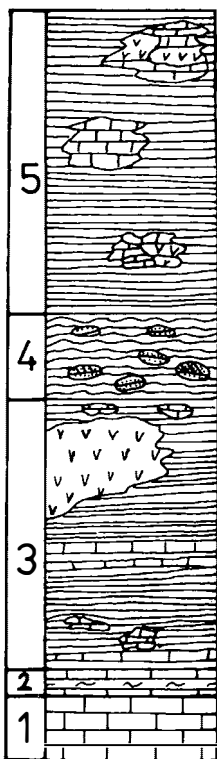


Fig. 3: Stratigraphic column of the investigated area.

- 1 - Hallstatt Limestone Formation
- 2 - Zlambach Marl Formation
- 3 - Lower Member of the Jurassic sequence
- 4 - Middle Member of the Jurassic sequence
- 5 - Upper Member of the Jurassic sequence

The Jurassic sequence looks like a schistes lystré type (Caucasian subtype), but we don't know basic magmas yet, unlike the otherwise similar (but carbonate-free) South Bükk Shale Unit of the southern and western Bükk Mts. and the Jurassic sequence of the Meliata Unit. Above all in parts of the South Bükk Shale Unit thick pillow lavas are present (e.g. near Szarvaskő in the western Bükk Mts.). According to KOZUR (in press) and KOZUR & MOCK (in press) both the South Bükk Shale Unit and the Meliata Unit have in the Jurassic a Penninic development (as part of the Tethyan Mobile Belt).

The Middle and Upper Members of the investigated Jurassic sequence show a very low grade metamorphism (anchimetamorphic) and a slight cleavage oblique to the bedding plane can be observed. The Lower Member is either quite unmetamorphic or its upper part shows the same very low grade metamorphism like the Middle and Upper Members.

All investigated radiolarian faunas of the Rudabánya Mts. (Çsehi-hegy SW of Szalonna, borehole Várboç-2, Telekes side-valleys number 7 and 8) belong to the Unuma echinatus zone. According to the newest

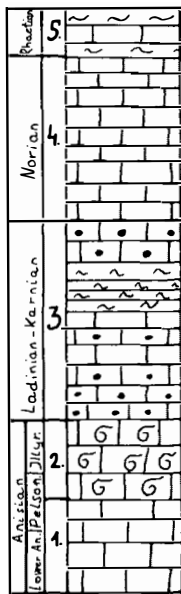


Fig. 4: Middle and Upper Triassic Formation below the Jurassic sequence in the investigated area.

- 1 - Steinalm Limestone Formation
- 2 - Dunateto Limestone Formation: red or pink limestones with crinoids, brachiopods
- 3 - Bódvalenke Limestone Formation: red thin-bedded limestones with cherts, marls
- 4 - Hallstatt Limestone Formation
- 5 - Zlambach Marl Formation

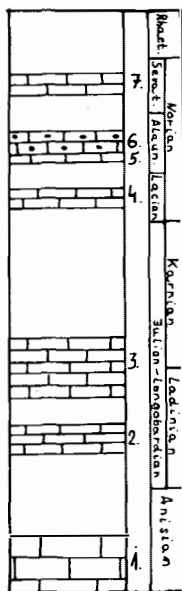


Fig. 5: Triassic sequence reconstructed from olistoliths in the Jurassic sequence of the investigated area.

- 1 - Steinalm Limestone
- 2 - Blue-grey limestones (from conglomerate olistoliths)
- 3 - middle-grey limestone
- 4 - light grey limestone
- 5 - light grey limestone
- 6 - grey limestone with cherts
- 7 - light grey limestone

data this radiolarian zone covers the time interval from the basal Aalenian to the Middle Bajocian. Typical representatives of *Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO with long spines occur only in the lower *Unuma echinatus* zone (Aalenian - basal Middle Bajocian) that is well represented in the Rudabánya Mts. A new subspecies with short spines is present in the upper *Unuma echinatus* zone. This subspecies ranges up to the Bathonian.

Here we give a short description of the two subzones within the *Unuma echinatus* zone.

Lupherium officerence subzone

Definition: Range of *Lupherium officerence* PESSAGNO & WHALEN, *L. snowshoense* PESSAGNO & WHALEN together with *Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO.

Lower boundary (=lower boundary of the *Unuma echinatus* zone): First appearance of *L. officerence*, *L. snowshoense* and *U. echinatus*. Most probably also *Archaeodictyomitra prisca* KOZUR & MOSTLER n. sp. and *Striatojaponocapsa plicarum* (YAO) begin at or near the lower boundary of the *Unuma echinatus* zone.

Upper boundary: Disappearance of *Lupherium officerence*, *L. snowshoense* and first appearance of *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR & MOSTLER n. sp., *Eoxitus hungaricus* KOZUR (in press), *Japonocapsa fusiformis* (YAO) and *Yaocapsa mastoidea* (YAO).

Age: *Lupherium officerence* and *L. snowshoense* range from the Aalenian up to the basal part of the Middle Bajocian (lower Otoites sauze zone). *Hsuum rosebudense* PESSAGNO & WHALEN, also a member of the lower *Unuma echinatus* zone occurs in the Aalenian and Lower Bajocian. According to the definition of the *Lupherium officerence* subzone its upper boundary lies in the basal part of the Middle Bajocian. Most probably its lower boundary coincides with the base of the Aalenian.

Distribution: Japan (*L. officerence* is here not yet known, but all other species of the lower *Unuma echinatus* zone are present), California (*Unuma echinatus* is here unknown, but *L. officerence*, *L. snowshoense* and *H. rosebudense* were first described from there), Bükk Mts. (localities Tarkany orom, Csipés-tető, Csohany-tető, all southern Bükk Mts.) and Rudabánya Mts. (Csehi-hegy SW of Szalonna, borehole Várboc-2, Telekes side-valleys numbers 7, 8). Both in the Bükk Mts. and in the Rudabánya Mts. *Unuma echinatus*, *Lupherium officerence*, *L. snowshoense* and *Hsuum rosebudense* are present.

Yaocapsa mastoidea subzone

Definition: Joint occurrence of *Yaocapsa mastoidea* (YAO), *Japonocapsa fusiformis* (YAO), *Hsuum robustum* PESSAGNO & WHALEN, *H. parasolense* PESSAGNO & WHALEN, *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR & MOSTLER n. sp., *Unuma echinatus* n. subsp. (with small spines).

Lower boundary: See upper boundary of the *Lupherium officerence* subzone.

Upper boundary (= upper boundary of the *Unuma echinatus* zone): Disappearance of *Yaocapsa mastoidea* (YAO) and *Hsuum parasolense* PESSAGNO & WHALEN.

Age: *Stephanoceras humphresianum* zone of higher Middle Bajocian. *Hsuum parasolense* PESSAGNO & WHALEN is according to PESSAGNO & WHALEN restricted to this ammonoid zone. *Hsuum robustum* PESSAGNO & WHALEN is here also frequent, but still occurs in the *Strenoceras subfurcatum* zone of the deeper part of Upper Bajocian. *Unuma echinatus* n. subsp. ranges up to the Bathonian. This subspecies is in Japan also present in the next higher radiolarian zone. Therefore the *Unuma echinatus* zone (assemblage zone) ends within the higher Bajocian.

Distribution: Japan, California (here *Unuma echinatus* is not known yet), Bükk Mts. (localities Varga-tető in the western Bükk Mts. as well as from the northern slope of Kisfennsík in the northern Bükk Mts.), Rudabánya Mts. (uppermost part of the Jurassic sequence in the borehole Várbc-2 = higher part of manganese and siliceous shales in the middle part of the Lower Member).

Remarks: Many species, characteristic of the *Yaocapsa mastoidea* subzone occur also in the deeper part or even the whole overlying *Striatojaponocapsa convexa* A.Z. (sensu MATSUOKA, 1983), but a lot of species, frequent in the whole *Unuma echinatus* zone or only in its upper part disappear at the top of the *Unuma echinatus* zone. *Unuma echinatus* n. subsp. (perhaps even a new species) ranges up to the Bathonian, where it is already rare. If this taxon is a new species, then the *Unuma echinatus* zone had to be restricted to the lower and middle subzone of the *Unuma echinatus* zone as used in this paper. In this case the *Yaocapsa mastoidea* zone had to be elevated into zonal rank. The taxonomic investigation of the *Unuma echinatus* group is not finished yet.

Maybe that between the *Lupherium officerense* and *Yaocapsa mastoidea* subzones there is still a middle subzone of the *Unuma echinatus* zone. In these faunas, the genus *Lupherium* PESSAGNO & WHALEN seems to be already absent, but the *Archaeodictyomitra* species are still very primitive. Most of the species characteristic of the *Yaocapsa mastoidea* subzone (including the index species) are still absent. In the future whole sections of the Jurassic in the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. will be studied, this third middle subzone of the *Unuma echinatus* zone can perhaps be exactly separated from the two other subzones.

3. Taxonomic part

Suborder Nassellaria EHRENBERG, 1875
Superfamily Eucyrtidioidea EHRENBERG, 1847 emend.

Remarks: This superfamily includes multicyrtyd Nassellaria, in which the segments (with exception of the cephalis and thorax) have about the same height. Horizontal ring structures are often present in the outer sculpture, but never vertical ribs that run over more than one segment. Feet are never present.

An apical horn may be present. Other outer prolongations of the spicular system are only very rarely present (almost exclusively in the most primitive Triassic representatives). Likewise a skirt is only present in some of the most primitive representatives.

Family Stichocapsidae HAECKEL, 1882

Remarks: PETRUŠEVSKAJA (1981) regarded *Parvicingula* PESSAGNO, 1977 as younger synonym of *Stichocapsa* HAECKEL, 1882. *Stichocapsa jaspidea* RÜST, 1885 (type species of *Stichocapsa* HAECKEL, 1882) from the Upper Jurassic is based on a thin section. The outer sculpture is not visible on this specimen for preservation reasons or not present.

We agree with PETRUŠEVSKAJA (1981) that *Stichocapsa jaspidea* RÜST 1885 is near related to *Parvicingula* PESSAGNO, 1977. Like all *Parvicingula* species it is multicyrtyd with poreless circumferential rings and three rings of pores between two circumferential rings. The spindle-shaped outline is also frequent in *Parvicingula*. But the type species of *Parvicingula*, *P. santabarbaraensis* PESSAGNO, 1977 has a long apical spine.

Foremanina EMPSON-MORIN, 1981 (= *Ristola* PESSAGNO & WHALEN, 1982) has no apical spine and instead of smooth circumferential rings rather rings of closely spaced nodes. Otherwise it is identical with *Parvicingula*, above all the characteristic three rings of pores between two circumferential rings are present. *Stichocapsa jaspidea* RÜST that has no apical horn, but the characteristic three rings of pores between two circumferential rings, can be compared only with this genus. There are two species groups with *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981: One group, to which also the holotype belongs, is slender-conical, the other group with *Dictyomitra boeseii* PARONA, 1890 is spindle-shaped, broader and shorter. *Stichocapsa jaspidea* RÜST is surely a thin section of a representative of the *Dictyomitra boeseii* group. The shell and shell morphology is very frequent not visible in thin sections. The genus *Stichocapsa* HAECKEL, 1882 with the type species *Stichocapsa jaspidea* RÜST, 1885 is here restricted to the *Dictyomitra boeseii* group and similar spindle-shaped species.

The near relation of *Stichocapsa* HAECKEL, 1882 with *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981 (= *Ristola* PESSAGNO & WHALEN, 1982) suggests that the Parvicingulidae PESSAGNO, 1977 are a younger synonym of the Stichocapsidae HAECKEL, 1882 as shown by PETRUŠEVSKAJA, 1981.

Until now, spindle-shaped multicyrtilid Nassellaria without outer sculpture and outside invisible segmentation were placed into *Stichocapsa*. These species have the same outline as *Stichocapsa jaspidea* RÜST, but the pores are never arranged as in *Stichocapsa jaspidea* RÜST, where three rings of pores are separated by a poreless circumferential ring from the next three rings of pores. These species are similar to *Pseudoecyrtis* PESSAGNO, 1977, but not so slender and the pore rings are more irregularly. PESSAGNO, 1977 placed these forms into *Pseudoecyrtis* (*P. paskentaensis* PESSAGNO, 1977) and we follow him in his original scope of the genus *Pseudoecyrtis* PESSAGNO, 1977. These forms do not belong to the Stichocapsidae HAECKEL, 1882.

Genus *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981

Type species: *Foremanina schona* EMPSON-MORIN, 1981

Synonym: *Ristola* PESSAGNO & WHALEN, 1982

Foremanina transita n. sp. (pl. 2, fig. 3)

Derivatio nominis:

According to the transitional position between the genera *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981 and *Eoxitus* KOZUR, in press.

Holotypus:

"*Dictyomitra*" sp. B figured by ICHIKAWA & YAO, 1973, pl. 2, fig. 1, rep.-no. Sc (OCU IN 7-S5)

Locus typicus:

Inuyama area, locality 7 according to YAO, 1972

Stratum typicum:

Cherts of Unuma echinatus zone (Aalenian to Middle Bajocian).

Material: 17 specimens.

Diagnosis: Test conical, width of segments increases moderately fast and quite continuously. Cephalis poreless, subconical to subcylindrical, apically rounded. Collar stricture indistinct, with few pores. Thorax and following chambers trapezoidal in cross section. Thorax with pores that are often closed. Other segments with three rings of round pores and a ring of small spines or spiny nodes at the junction of the segments.

These small spines or spiny nodes are close to each other, but not or only indistinctly joined with a circumferential ring.

Measurements:

l = 188 - 257 μ m

Maximum width of segments: 95 - 127 μ m

Distribution:

Unuma echinatus zone of Japan. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to basal Middle Bajocian) of Bükk Mts. and Rudabánya Mts.

Remarks: The material from the Bükk Mts. and the Rudabánya Mts. shows all characteristics of the species, but is not well preserved. Therefore the well preserved specimen figured by ICHIKAWA & YAO (1973) has been chosen as holotype.

Foremanina transita n. sp. has not more typical nodose circumferential rings like in the most *Foremanina* species. But on the other hand the nodes or small spines are not so widely separated as in *Eoxitus* KOZUR (in press), where pores are present between the nodes.

Foremanina varbocensis n. sp.

(pl. 2, fig. 4)

Derivatio nominis:

According to the occurrence in the borehole Várbc 2/1

Holotype:

The specimen on pl. 2, fig. 4; rep.-no. J 10415

Locus typicus:

Borehole Várbc 2/1, Rudabánya Mts., northern Hungary

Stratum typicum:

Black, siliceous manganese shales at 64,1 m. Higher part of lower Unuma echinatus zone. Higher Aalenian or Lower Bajocian.

Material: 4 specimens.

Diagnosis: Test multicyrtyd, conical. Width of the segments increases moderately and continuously. Cephalis small, rounded conical, poreless. Thorax with some irregularly scattered pores. Abdomen and first abdominal segment with pores that are proximally more irregularly distributed, and distally arranged in irregular rings. A ring of relatively large, but closely spaced nodes is present in the second postabdominal segment and all following ones. Three rings of pores are present between two nodose rings. These pores are rather small in the proximal segments and moderately large in the distal segments.

Measurements:

l = 191 - 220 μ m

Distribution:

Until now only known from the locus typicus.

Remarks: Together with *Foremanina transita* n. sp. this species belongs to the transitional field between the genera *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981 and *Eoxitus* KOZUR, in press. The nodes are still so closely spaced within the rings that also this species should be placed into *Foremanina* EMPSON-MORIN, 1981.

Foremanina veghae n. sp.

(pl. 3, fig. 1)

Derivatio nominis:

In honour of Prof. Dr. E. VÉGH, Budapest.

Holotypus: The specimen on pl. 3, fig. 1 ; rep.-no. J 10333

Locus typicus:

Csehi-hegy (Rudabánya Mts.), SW of Szalonna.

Stratum typicum:

Sample GRILL 80, lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material: 7 specimens.

Diagnosis: Test conical. Cephalis small, conical, without apical horn, unsculpturated and poreless. Thorax a little longer than cephalis, also unsculpturated and poreless or with very few, irregularly scattered pores. Abdomen considerably larger, with mostly closed pores and strongly nodose circumferential ring. The width of the following segments increases moderately and continuously. All these segments have three rings of pores between slightly nodose circumferential rings.

Measurements:

l = 200 - 219 μm

Maximum width of the segments: 80 - 100 μm

Distribution:

Lower Unuma echinatus zone of the Rudabánya Mts. and Bükk Mts.

Remarks: Similar species are unknown until now.

Family Canoptidae PESSAGNO, 1979

Genus *Canoptum* PESSAGNO, 1979

Type species: *Canoptum poissoni* PESSAGNO, 1979

Canoptum hungaricum n. sp. (pl. 6, figs. 5,6)

Derivatio nominis:

According to the occurrence in Hungary

Holotypus:

The specimen on pl. 6, fig. 5 ; rep.-no. J 10317

Locus typicus:

Telekes side-valley no. 8, Rudabánya Mts.

Stratum typicum:

Sample TV 8/47 A, lower to Middle Unuma echinatus zone (Aalenian to deeper part of Middle Bajocian). Black, siliceous manganese shales.

Material: 32 specimens.

1982 *Canoptum* (?) sp. A - PESSAGNO & WHALEN, p. 125, pl. 7, figs. 14,16.

Diagnosis: Test slender conical. Cephalis small, rounded conical, smooth, poreless. Thorax with small pores, closed by a layer of microgranular silica. Abdomen with irregularly spaced pores, closed by a layer of microgranular silica. The width of the postabdominal segments increases continuously, but only slowly to very slowly. To the second postabdominal segments the circumferential rings are always distinct, but low. On the lower and upper side of each circumferential ring a ring of open pores is present. Between two circumferential rings there are moreover two irregular rings of pores, most of them closed by a layer of microgranular silica. The pore frame vertices bear small nodes.

Measurements:

l = 195 - 226 μm

Maximum width of the segments: 73 - 96 μm

Distribution:

Higher part of the lower Unuma echinatus zone.

Remarks:

Canoptum kamoensis (MIZUTANI & KIDO, 1983) from the upper Unuma echinatus zone and the next younger zone is distinguished by more prominent circumferential rings. Moreover, the width of the segments increases

in general faster. *Canoptum hungaricum* n. sp., seems to be the forerunner of *C. kamoensis* (MIZUTANI & KIDO). Transitional forms are present in stratigraphic order.

In *Canoptum rudabanyaense* n. sp. only after the third or fourth postabdominal segment very low, rather indistinct circumferential rings are present. In the whole proximal part of the test of *C. rudabanyaense* n. sp., at least to the third postabdominal segment, no strictures are visible on the outer side of the shell.

Canoptum latiannulatum n. sp.
(pl. 7, figs. 4,5)

Derivatio nominis:

According to the broad hoop-like segments.

Holotypus:

The specimen on pl. 7, fig. 4; rep.-no. J 10321.

Locus typicus:

Tárkány orom (southern Bükk Mts.).

Stratum typicum:

Grey cherts within black shales. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

? 1982 *Canoptum* sp. C - WAKITA (pl. 2, fig. 8)

? 1982 *Canoptum* sp. - KIDO et al. (pl. 2, fig. 7)

Diagnosis:

Test conical. Width of segments increases rather fast and then remains constant in the distal parts of the test. Cephalis small, conical, poreless. Thorax a little larger, also poreless. Collar stricture indistinct. Abdomen and postabdominal segments strongly convex, hoop-like. Stricture broad, deep. Whole surface covered with a layer of microgranular silica, in which small, mostly closed pores are present.

Measurements:

l = 169 - 204 μ m

Maximum width of segments: 82 - 101 μ m

Distribution:

Lower Unuma echinatus zone of the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. Aalenian to Lower Bajocian.

Remarks:

Canoptum latiannulatum n. sp. is closely related to *Cinguloturris carpatica* DUMITRICĂ, 1982. The only major difference is the upwelling within the central part of strictures between the distal segments in *Cinguloturris carpatica* DUMITRICĂ. In some specimens of *C. latiannulatus* n. sp. a beginning upwelling in the strictures between the distal segments can be observed. Therefore *Canoptum latiannulatum* n. sp. seems to be the forerunner of *Cinguloturris* DUMITRICĂ, 1982.

Canoptum rudabanyaense n. sp.
(pl. 4, figs. 1,3)

Derivatio nominis:

According to the occurrence in the Rudabánya Mts., Northern Hungary.

Holotypus:

The specimen on pl. 4, fig. 1; rep.-no. J 10318.

Locus typicus:

Csehi-hegy SW of Szalonna.

Stratum typicum:

Black chert within black shales, sample GRILL 80. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

23 specimens.

Diagnosis:

Test slender, conical. Cephalis small, rounded conical. Thorax larger, conical. Both segments are smooth, poreless. Collar stricture at the outer side not or very indistinctly visible. Abdomen considerably larger, smooth, poreless or with irregularly sattered indistinct pores, closed by a layer of microgranular silica. The width of the postabdominal segments increases continuously, but very slowly. The low, nodose circumferential rings are visible only after the third or fourth postabdominal segments. Above and below every circumferential ring there is a ring of open pores. These pore rings are sometimes also more proximally present, where no circumferential rings are visible. All other pores of the segments closed by a layer of microgranular silica. In the very shallow strictures there are 1 - 2 irregular rings of closed pores.

Measurements:

l = 203 - 234 μm

Maximum width of the test: 84 - 99 μm

Distribution:

Lower Unuma echinatus zone. Aalenian to Lower Bajocian.

Remarks:

Canoptum rudabanyaense n. sp. is perhaps the forerunner of *C. hungaricum* n. sp. This species is similarly slender, but the circumferential rings begin more proximally.

Superfamily Eucyrtidioidea EHRENBERG, 1847, family inc.

Genus *Pseudoeucyrtis* PESSAGNO, 1977

Type species: *Eucyrtis* (?) *zhamoidai* FOREMAN, 1973

Pseudoeucyrtis buekkensis n. sp.
(pl. 6, fig. 4)

Derivatio nominis:

According to the occurrence in the Bükk Mts.

Holotypus:

The specimen on pl. 6, fig. 4; rep.-no. J 10335

Locus typicus:

Gyöngyvirágberc (western Bükk Mts.)

Stratum typicum:

Sample K 431/16. Black chert within black shales of middle part of Unuma echinatus zone.

Material:

4 specimens.

Diagnosis:

Multicyrtid, broadly spindle-shaped. Cephalis small, broadly conical, poreless or with some irregularly scattered small pores. Thorax and following segments with large, irregular pentagonal to hexagonal pores that are arranged in indistinct rings. Circumferential rings not visible outside. The width of the segments increases continuously and rather fast to the third postabdominal segment. After this segment the width decreases continuously. All present specimens have a distal aperture, but the last segment seems to be broken away.

Measurements:

l = 158 - 171 μm

Maximum width of the segments: 82 - 88 μm

Distribution:

Until now only known from the stratum typicum at the type locality.

Remarks:

In spite of the fact that this species is only known from the Bükk. Mts. and unknown from the Rudabánya Mts., it is described here for comparison with *Pseudoeucyrtis elongata* n. sp. (from the Rudabánya Mts.) which is similar, but more slender.

Pseudoeucyrtis elongata n. sp.
(pl. 3, fig. 2)

Derivatio nominis:

According to the slender test.

Holotypus:

The specimen on pl. 3, fig. 2; rep.-no. J 10336

Locus typicus:

Csehi-hegy SW Szalonna (Rudabánya Mts.)

Stratum typicum:

Black chert within black shales. Sample GRILL 80. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

3 specimens.

Diagnosis:

Multicyrtid, slender. Segments on the outer surface not visible. The width of the segments increases to the mid-length and decreases again after the mid-length. Whole surface with large pentagonal to hexagonal pores. In the last segment the pores are still larger than in the other ones.

Measurements:

l = 155 - 169 μm

Maximum width of the segments: 71 - 78 μm

Distribution:

Until now only known from the stratum typicum of the type locality.

Remarks:

The outline reminds of *Eucyrtis* HAECKEL, 1882, but no strictures are visible between the segments and above all the segments do not have 3 regular rings of pores, like in the type species of *Eucyrtis*.

Genus *Pseudodictyomitrella* n. gen.

Type species: *Pseudodictyomitrella spinosa*

Derivatio nominis:

According to the similarity to *Dictyomitrella* HAECKEL, 1887.

Diagnosis:

Multicyrtid, test conical. Segments not visible outside or only shallow, indistinct strictures between the segments are visible. Cephalis small, smooth, poreless or with mostly closed pores, with or without apical horn. Other segments with large pores. 2 - 4 pore rings are present in every segment.

Distribution:

Unuma echinatus zone of Japan. Lower Unuma echinatus zone of Rudabánya and (?) Bükk Mts.

Assigned species:

Pseudodictyomitrella spinosa n. gen. n. sp.

Cyrtocalpis hexagonata HEITZER, 1930

Pseudodictyomitrella wallacheri n. sp.

? *Dictyomitra* sp. A sensu ISHIDA, 1983

Remarks:

The species, here united in one genus, seems to be very different. There are specimens of *P. wallacheri* n. sp. with well developed strictures. These specimens are almost indistinguishable from *Dictyomitrella* HAECKEL, 1887. But the intraspecific variability in this species is high. Many specimens of *P. wallacheri* n. sp. have almost no strictures. These specimens are clearly different from *Dictyomitrella* HAECKEL, 1887 and they are, in turn, very similar to *P. hexagonata* (HEITZER) without any strictures on the outer test surface. The latter species is again very similar to *P. spinosa* n. sp. and only distinguished from this species by the absence of an apical horn. Therefore all the three species are closely related to each other and should be placed into one genus.

Pseudodictyomitrella spinosa n. gen. n. sp.
(pl. 7, figs. 1 - 3)

Derivatio nominis:

According to the presence of an apical horn.

Holotypus:

The specimen on pl. 7, fig. 1; rep.-no. J 10337

Locus typicus:

Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.).

Stratum typicum:

Black cherts within black shales. Sample GRILL 80. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

29 specimens.

1982 Nassellaria ? fam., gen. et spec. indet - TAKEMURA & NAKASEKO,
pl. 5, fig. 2

Diagnosis:

Test conical, with apical horn. The width of segments increases rather fast and continuously. The cephalis is pointed conical and bears some vertical ribs that run downwards from the apical horn. All other parts of the test with large pores, that are not arranged in vertical rows or horizontal rings. No strictures between the segments are visible on the outer surface of the test.

Measurements:

l = 175 - 203 μ m

Maximum width of the segments: 93 - 103 μ m

Distribution:

Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian) of the Rudabánya Mts. and (?) Bükk Mts. Unuma echinatus zone of Japan.

Remarks:

Pseudodictyomitrella hexagonata (HEITZER, 1930) has no apical horn, the pores are larger, in its distal parts more cylindrical.

Pseudodictyomitrella wallacheri n. sp.
(pl. 4, figs. 5 - 7)

Derivatio nominis: In honour of Dr. L. WALLACHER, Miskolc.

Holotypus:

The specimen on pl. 4, fig. 5; rep.-no. J 10349

Locus typicus:

Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.)

Stratum typicum:

Black cherts within black shales. Sample GRILL 80. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

Diagnosis:

Test broadly conical with shallow distinct to indistinct strictures. Cephalis small, conical, poreless with exception of some scattered pores in its distal part. The width of the segments increases rather fast and continuously. With exception of the cephalis all segments have large pores arranged in distinct to indistinct rings. The pores in the strictures are mostly a little larger than the other ones.

Measurements:

l = 140 - 155 μ m

Maximum width of the test: 78 - 95 μ m

Distribution:

Frequent in the Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian) of the Rudabánya Mts.

Remarks:

Pseudodictyomitrella hexagonata (HEITZER, 1930) has no strictures.

Superfamily Archaeodictyomitracea PESSAGNO, 1976

Remarks:

The Archaeodictyomitracea PESSAGNO, 1976 developed from primitive Eucyrtidiodioidea EHRENBERG, 1847. Vertical ribs are always present in this superfamily. The most primitive Archaeodictyomitracea PESSAGNO, 1976 are the Hsuidae PESSAGNO & WHALEN, 1982. In some Hsuidae the vertical ribs are sometimes still short (not longer than one segment) but in the most Hsuidae, like in all other families of the Archaeodictyomitracea the vertical ribs are longer than one segment.

Whether we regard the Archaeodictyomitracea PESSAGNO, 1976 as independent superfamily or only as an independent stock within the Eucyrtidiodioidea EHRENBERG, 1847 is a matter of choice. We prefer the first variant.

Family Hsuidae PESSAGNO & WHALEN, 1982

Genus *Hsuum* PESSAGNO, 1977

Type species: *Hsuum cuestaense* PESSAGNO, 1977

Hsuum baloghi n. sp.
(pl. 3, figs. 3 - 6)

Derivatio nominis:

In honour of Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest.

Holotypus:

The specimen on pl. 3, fig. 3; rep.-no. J 10438.

Locus typicus:

Borehole Várbo - 2/1 (Rudabánya Mts.).

Stratum typicum:

Lower part of the siliceous manganese shales at 64,1 m. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian - Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

1982 *Hsuum* sp. B - SHASHIDA et al. (pl. 2, fig. 4)

1982 *Hsuum* sp. - TAKEMURA & NAKASEKO (pl. 2, fig. 2)

Diagnosis:

Test conical. Cephalis poreless, smooth or with very weak ribs. Remaining test with long ribs that run over several segments, some even over all postabdominal segments. 1 - 2 vertical rows of small pores are present between the ribs.

Measurements:

l = 160 - 283 μ m

Maximum width of the test: 95 - 138 μ m

Distribution:

Lower Unuma echinatus zone of the Rudabánya Mts. and Bükk Mts. (Aalenian to Lower Bajocian). Unuma echinatus zone of Japan.

Remarks:

Hsuum rosebudense PESSAGNO & WHALEN, 1982 has a short apical horn and larger pores. The sculpture is identical.

Hsuum fuchsi n. sp.
(pl. 6, figs. 1 - 3)

Derivatio nominis:

In honour of Dr. P. FUCHS, Miskolc.

Holotypus:

The specimen on pl. 6, fig. 1; rep.-no. J 10420

Locus typicus:

Borehole Várboç-2/1 (Rudabánya Mts.).

Stratum typicum:

Deeper part of the siliceous manganese shales at 64,1 m. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian - Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

? 1982 *Hsuum* sp. B - HATTORI & YOSHIMURA (pl. 3, fig. 7)

1982 *Hsuum* sp. G, pars - KISHIDA & SUGANO (pl. 8, fig. 15)

Diagnosis:

Test conical, multicyrtid. Cephalothorax conical, with few strong ribs that continue to the abdomen that has already pores. 1 - 2 postabdominal segments bear weak to moderately strong ribs of different length. The following segments have short, regular, sharp and high ribs that are always restricted to one segment. Pores between the ribs small, mostly arranged in two vertical rows. Constriction between the segments with one indistinct ring of pores or here the pores are irregularly scattered.

Measurements:

l = 262 - 373 μ m

Maximum width of the test: 120 - 150 μ m

Distribution:

Unuma echinatus zone of Japan. Lower Unuma echinatus zone of Rudabánya Mts. and Bükk Mts.

Remarks:

Hsuum parasolense PESSAGNO & WHALEN, 1982 has a short apical horn and the regular short ribs begin immediately after the apical part with few strong and long ribs.

Hsuum bipartitum n. sp.
(pl. 5, figs. 1 - 6; pl. 7, fig. 6)

Derivatio nominis:

According to the quite different sculpture on the proximal and apical parts.

Holotypus:

The specimen on pl. 5, fig. 1; rep.-no. J 10425

Locus typicus:

Telekes side-valley number 7 (Rudabánya Mts.).

Stratum typicum:

Black siliceous manganese shales, sample Tv 7 Mn G, lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens

1982 *Hsuum* spp., pars - KIDO et al. (pl. 2, fig. 3)

1982 *Hsuum* sp. G, pars - KISHIDA & SUGANO (pl. 8, figs. 13, 14).

Diagnosis:

Test long, slender, subconical, distal subcylindrical. Cephalothorax poreless, with few ribs to nearly smooth. Proximal half (or a bit less) of the test with long, low vertical ribs, separated by a row of large pores. Distal half of the test with high short ribs, restricted to one segment or sometimes connected by very low ribs with the high short ribs of the adjacent segment. Mostly two vertical rows of small pores are present between two adjacent ribs in the distal part of the test. One or two rings of pores can be observed in the constrictions.

Measurements:

l = 189 - 363 μ m

Maximum width of the test: 81 - 132 μ m

Distribution:

Unuma echinatus zone of Japan. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian) of the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. Very frequent and characteristic.

Remarks:

The distal part of *Hsuum fuchsi* n. sp., is almost identical, but the proximal part of the test has quite a different sculpture.

Sculpture and above all pore arrangement in the distal half of the test are characteristic of the genus *Hsuum*, but the sculpture and pore arrangement of the proximal part of the test rather remind of *Parahsuum* YAO, 1982.

Appendix

EARLIEST ARCHAEODICTYOMITRA SPECIES FROM THE UNUMA ECHINATUS ZONE
OF NORTHERN HUNGARY

H. KOZUR & H. MOSTLER¹⁾

Family Archaeodictyomitridae PESSAGNO, 1976

Genus *Archaeodictyomitra* PESSAGNO, 1976

Type species: *Archaeodictyomitra squinaboli* PESSAGNO, 1976

Archaeodictyomitra annulata KOZUR & MOSTLER, n. sp.
(pl. 10, fig. 2)

Derivatio nominis:

According to the hoop-like distal segments.

Holotypus:

The specimen on pl. 10, fig. 2; rep.-no. J 10395

Locus typicus:

Varga-tető (western Bükk Mts.).

Stratum typicum:

Black cherts within black shales. Upper Unuma echinatus zone (higher part of Middle Bajocian).

Material:

2 specimens.

Diagnosis:

Test multicyrtyd, conical. Segments get wider continuously and moderately fast, but the next one to the last segment is elevated hoop-like.

The last segment is separated by a stricture and smaller than the penultimate one. Vertical ribs numerous (up to 14 on one side). The small round pores are widely separated in the space between the ribs.

Measurements:

l = 164 - 170 µm

Distribution:

Until now only known from the stratum typicum of the type locality.

Remarks:

This species can be clearly distinguished from all other *Archaeodictyomitra* species by the hoop-like elevation of the penultimate segment.

Archaeodictyomitra praeprimigena KOZUR & MOSTLER n. sp.
(pl. 8, figs. 1,2)

Derivatio nominis:

Forerunner of the Upper Bathonian *Archaeodictyomitra primigena* PESSAGNO & WHALEN, 1982

1) addresses: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest/Hungary; Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, A-6020 Innsbruck/Österreich, Innrain 52.

Holotypus:

The specimen on pl. 8, fig. 2; rep.-no. J 10396

Locus typicus:

Varga-tető (western Bükk Mts.).

Stratum typicum:

Black cherts within black shales. Upper Unuma echinatus zone (higher part of Middle Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

1982 *Archaeodictyomitra* sp. - WAKITA (pl. 1, fig. 1)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. A - AITA (pl. 3, fig. 14)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. G - KISHIDA & SUGANO (pl. 11, fig. 9)

Diagnosis:

Test multicyrtyd, conical. The width of the segments increases moderately and continuously until the penultimate segment. The last segment is separated by a stricture and again smaller. In the remaining test no strictures are visible. Pores small, widely spaced. The pore ring of the above mentioned stricture mostly has a little larger pores.

Measurements:

l = 160 - 190 μ m

Maximum width of the test: 75 - 90 μ m

Distribution:

Upper Unuma echinatus zone and next younger radiolarian zone of Japan and of the Bükk Mts. Upper part of Middle Bajocian to Upper Bajocian, (?)

Lower Bathonian.

Remarks:

In *Archaeodictyomitra whalenae* n. sp. there is no stricture that separates the last segment.

In *Archaeodictyomitra primigena* PESSAGNO & WHALEN, 1982 from the Upper Bathonian there is also a stricture that separates the last segment. But this large segment is by far larger than the other ones.

Archaeodictyomitra prisca KOZUR & MOSTLER n. sp.
(pl. 8, figs. 3 - 6; pl. 9, fig. 1)

Derivatio nominis:

Oldest known typical *Archaeodictyomitra* species.

Holotypus:

The specimen on pl. 8, fig. 4; rep.-no. J 10388.

Locus typicus:

Tárkány orom (southern Bükk Mts.).

Stratum typicum:

Black cherts within black shales of Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

More than 100 specimens.

Diagnosis:

1982 *Archaeodictyomitra* sp. A - SASHIDA; IGO et al. (pl. 2, fig. 9)

? 1982 *Archaeodictyomitra* sp., pars - OWADA & SAKA (pl. 1, fig. 9)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. - IMOTO; TAMAKI et al. (pl. 3, fig. 8)

Diagnosis:

Test multicyrtyd, long, proximally slender-subconical, distally cylindrical. Strictures in general indistinctly visible or at least indicated by a ring of pores. Vertical ribs closely spaced. Pores relatively large, arranged in rings, mostly only visible in the strictures in other places closed by a layer of microgranular silica. Often almost all pores are closed with the exception of one or two rings in the last two strictures.

Measurements:

l = 170 - 227 μ m

Maximum width of the test: 58 - 83 μ m

Distribution:

Unuma echinatus zone of Japan. Lower and middle Unuma echinatus zone of Bükk Mts. and Rudabánya Mts. (Aalenian to deeper part of Middle Bajocian).

Remarks:

This species is the oldest representative of the genus *Archaeodictyomitra* PESSAGNO, 1976. In spite of the fact that the pores are still relatively large, there are not more connecting elevated bars between the vertical ribs separating the pores.

Other slender representatives of *Archaeodictyomitra* have smaller pores.

Archaeodictyomitra transita KOZUR & MOSTLER n. sp.

(pl. 10, . fig. 1)

Derivatio nominis:

According to the transitional position between the genera *Lupherium* PESSAGNO & WHALEN, 1982 and *Archaeodictyomitra* PESSAGNO, 1976.

Holotypus:

The specimen on pl. 10, fig. 1; rep.-no. J 10387.

Locus typicus:

Csehi-hegy (Rudabánya Mts.)

Stratum typicum:

Black cherts within black shales. Sample GRILL 80. Lower Unuma echinatus zone (Aalenian to Lower Bajocian).

Material:

2 specimens.

? 1982 *Archaeodictyomitra* sp. C - HATTORI & YOSHIMURA (pl. 3, fig. 1)

Diagnosis:

Multicyrtid, slender-subconical. The width of the segments increases only very slowly. Strictures between the segments almost invisible. Proximal half of the test with *Lupherium* structures. Connecting transversal bars between the vertical ribs here well developed. Pores in this part of the test small, round, situated in the centre of a rectangular to quadratic field built up by two adjacent transversal bars and two vertical ribs. Distal half of the test with *Archaeodictyomitra* structure. No connecting bars are present here between the vertical ribs (14 - 15 on one side). Pores between the vertical ribs here partly closed by micro-granular silica.

Measurements:

l = 217 - 234 μ m

Maximum width of the test: 97 - 100 μ m

Distribution:

Until now only know from the stratum typicum at the type locality.

Remarks:

In spite of the fact that only two slightly damaged specimens are present, this species is described here, because it is a perfect transitional form between the genera *Lupherium* PESSAGNO & WHALEN, 1982 and *Archaeodictyomitra* PESSAGNO, 1976.

Archaeodictyomitra whalenae KOZUR & MOSTLER n. sp.
(pl. 9, figs. 2 - 5)

Derivatio nominis:

In honour of Prof. Dr. P.A. WHALEN, Texas

Holotypus:

The specimen on pl. 9, fig. 3; rep.-no. J 10401.

Locus typicus:

Gyöngyvirágbérc (western Bükk Mts.).

Stratum typicum:

Dark cherts within black shales of the Unuma echinatus zone. Sample K 431/16.

Material:

More than 100 specimens.

1973 "*Lithomitra*" sp. A - ICHIKAWA & YAO (pl. 6, fig. 3)

1982 *Archaeodictyomitra* cfr. *rigida* PESSAGNO - SASHIDA; IGO et al.
(pl. 2, fig. 5)

1982 *Archaeodictyomitra* sp., pars - OWADA & SAKA (pl. 1, fig. 8)

1982 *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO group, pars - KIDO; KAWAGUCHI
et al. (pl. 1, figs. 7, 9)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. B - KISHIDA & SUGANO (pl. 9, fig. 8)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. C - KISHIDA & SUGANO (pl. 9, figs. 9, 10)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. J - KISHIDA & SUGANO (pl. 12, fig. 11)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. L - KISHIDA & SUGANO (pl. 12, fig. 15)

1982 *Archaeodictyomitra* sp. A - PESSAGNO & WHALEN (p. 117, pl. 8, fig. 10)

Diagnosis:

Test multicyrtyrid, conical. The width of the segments increases rather fast and continuously. Only the last segment is not larger than the penultimate one or even a little smaller. Strictures shallow, but always visible. Pores small, mostly closed. Only in the strictures a ring of pores is always open.

Measurements:

l = 137 - 150 μ m

Maximum width of the test: 70 - 80 μ m

Distribution:

Frequent in the Unuma echinatus zone of Japan, the Bükk Mts. and the Rudabánya Mts. Upper part of Middle Bajocian of eastern Central Oregon, U.S.A.

Remarks:

Very similar to *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO, 1977. In this species the strictures are not visible on the outer surface.

In *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR & MOSTLER n. sp. the last segment is separated by a distinct stricture and considerably smaller than the penultimate segment.

Acknowledgements

We thank Prof. Dr. K. BALOGH and Dipl. Geol. P. PELIKÁN for important data about the geology of the Bükk Mts. and for samples and support in sampling of the Jurassic in the Bükk Mts. We also thank Dr. S. KOVACS for giving us samples and data from the Rudabánya Mts.

References

- DUMITRICĂ, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, CSSR).-Geol. práce, Správy, 77, 17-28, 4 pls., 3 figs., Bratislava.
- EHRENBERG C.G. (1848): Über die mikroskopischen kieselschaligen Polycystinen als mächtige Gebirgsmasse von Barbados und über das Verhältniß der aus mehr als 300 neuen Arten bestehenden ganz eigenthümlichen Formengruppe jener Felsmasse zu den jetzt lebenden Thieren und zur Kreidebildung. Eine neue Anregung zur Erforschung des Erdlebens. Monatsber. preuß. Akad. Wiss. Berlin, Jg. 1847, 40-61, 1 pl., Berlin.
- EHRENBERG, C.G. (1875): Fortsetzung der mikrogeologischen Studien als Gesamt-Übersicht der mikroskopischen Paläontologie gleichartig analysirter Gebirgsarten der Erde, mit specieller Rücksicht auf den Polycystinen-Mergel von Barbados.-Abh. preuß. Akad. Wiss. Berlin, Jg. 1875, 1-126, Berlin.
- EMPSON-MORIN, K. (1981): Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains.-Micropaleontology, 27/3, 249-292, 13 pls., 6 figs., New York.
- GRILL, J., LESS, GY. et al. (1984): Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai hegység földtani térképéhez 25 000-es sorozat.-Perkupa. Manuscript, MÁFI, Budapest.
- HAECKEL, E. (1882): Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien.-Jena. Zeitschr. Naturwiss., 15 (n.F. 8), 418-472, Jena.
- HAECKEL, E. (1887): Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876.-Rep. Sci. Res. Voyage H.M.S. Challenger, Zool., 18, 1-1893, 140 pls., London.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge.-Jahrb. geol. L.A. Wien, 80, 381-406, 3 pls., Wien.
- ICHIKAWA, K. & YAO, A. (1973): Scanning electron microscope studies of pores of some cyrtoid radiolarians.-Journ. Geosci., Osaka City Univ., 16(7), 125-144, 7 pls., 1 tab., Osaka.
- ICHIKAWA, K. & YAO, A. (1976): Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. In: TAKAYANAGI, Y. & SAITO, T. (eds.): Progress in Micropaleontology, 110-117, 2 pls., New York.
- ISHIDA, K. (1983): Stratigraphy and radiolarian assemblages of the Triassic and Jurassic siliceous sedimentary rocks in Konose Valley, Tokushima Prefecture, Southwest Japan.-J. Sci., Univ. Tokushima, 16, 111-141, 12 pls., 2 figs., 1 tab., Tokushima.
- KOZUR, H. (1984): New radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13/2, 49-88, 7 pls., Innsbruck.
- KOZUR, H. (in press): New biostratigraphical data from the Bükk Mts., Uppony Mts. and Mecsek Mts. and their tectonical implications.-Acta Geol. Hung.
- KOZUR, H. (in press): The radiolarian genus *Eoxitus* n. gen. from the Unuma echinatus zone/Bajocian/of northern Hungary.-Proc. Acad. Wetensch.
- KOZUR, H. & MOCK (in press): Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten.-Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck.
- MATSUCKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan.-J. Geosci., Osaka City Univ., 26/1, 1-48, 9 pl., 10 figs., Osaka.
- MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kaniaso, Gifu Prefecture, Central Japan.-Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., 132, 253-262, 3 pls., Tokyo.

- NAKASEKO, K. (ed.): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, JRS 81 Osaka.—News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., 5, 485 pp., Osaka. This volume contains numerous Japanese radiolarian papers, quoted mostly in the synonymy lists.
- PARONA, C.F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del Calcare Giurese di Cittiglio presso Laveno.—Boll. Soc. Geol. Italiana, 9, 132-175, 6 pls., Roma.
- PESSAGNO, E.A. (1976): Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence, California Coast Ranges.—Micropaleont. Press, Spec. Publ., 2, 1-95, 14 pls.
- PESSAGNO, E.A. (1977a): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges.—Micropaleontology, 23/1, 56-113, 12 pls., 4 figs., New York.
- PESSAGNO, E.A. (1977b): Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan complex, California Coast Ranges.—Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ., 15, 87 pp., 12 pls., 7 tabs., Menlo Park.
- PESSAGNO, E.A.; FINCH, W. & ABBOTT, P.L. (1979): Upper Triassic Radiolaria from the San Hipólito Formation, Baja California.—Micropaleontology, 25/2, 160-197, 9 pls., 6 figs., New York.
- PESSAGNO, E.A. & WHALEN, P.A. (1982): Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B.C.—Micropaleontology, 28/2, 111-169, 13 pls., 5 figs., New York.
- PETRUŠEVSKAJA, M.G. (1981): Radioljarii otrjada Nassellaria mirogo okeana. In: Opredeliteli po faune SSSR, 128, 406 pp., Leningrad (izd. ZIN AN SSSR).
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura.—Palaeontographica, 31, 273-321, 20 pls., Stuttgart.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama area, Central Japan. Part II: Nassellaria 1.—J. Geosci., Osaka City Univ., 22/2, 21-72, 12 pls., 1 fig., 21 tabs., Osaka.

Explanation of plates

Plate 1

Radiolarians of the lower *Unuma echinatus* zone (*Lupherium officerense* subzone) of Rudabánya and Bükk Mts. Aalenian to basal Middle Bajocian.

- Fig. 1: *Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO, 1976, typical form with long spines; characteristic for the lower *Unuma echinatus* zone, Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80, V = 400 x, rep.-no. J 10447, film-no. 5138.
- Fig. 2: *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO, 1976, V = 480 x, rep.-no. J 10448, film-no. 5173 (other data as for fig. 1).
- Fig. 3: *Praewilliriedellum cephalospinosum* KOZUR, 1984, Csipkés-tető (southern Bükk Mts.), V = 400 x, rep.-no. J 10302, film-no. 0556.
- Figs. 4, 5: *Lupherium officerense* PESSAGNO & WHALEN, 1982; fig. 4: Tárkány orom (southern Bükk Mts.), V = 300 x, rep.-no. J 10410, film-no. 7524; fig. 5: Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80, V = 360 x, rep.-no. J 10409, film-no. 5202.

Plate 2

- Fig. 1: *Hsuum robustum* PESSAGNO & WHALEN, 1982, Varga-tető (western Bükk Mts.), upper Unuma echinatus zone (Yaocapsa mastoidea subzone), higher Middle Bajocian, V = 400 x, rep.-no. J 10449, film-no. 9063.
- Fig. 2: *Japonocapsa fusiformis* (YAO, 1979), borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.) at 3,1 m, upper Unuma echinatus zone (Yaocapsa mastoidea subzone), higher Middle Bajocian, V = 720 x, rep.-no. J 10452, film-no. 6454.
- Fig. 3: *Foremanina transita* n. sp., Csipkés-tető (southern Bükk Mts.), higher part of lower Unuma echinatus zone (higher Aalenian to basal Middle Bajocian), V = 400 x, rep.-no. J 10382, film-no. 0542.
- Fig. 4: *Foremanina varbocensis* n. sp., holotype, borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.) at 64,1 m, higher part of lower Unuma echinatus zone (higher Aalenian to basal Middle Bajocian), V = 340 x, rep.-no. J 10415, film-no. 6614.
- Fig. 5: *Hexasaturnalis hexagonus* (YAO, 1972), broken specimen, Csehi-hegy SW Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80, lower Unuma echinatus zone (Lupherium officerense subzone), Aalenian to Lower Bajocian, V = 240 x, rep.-no. J 10453, film-no. 5143.
- Fig. 6: *Yaocapsa macroporata* KOZUR, Varga-tető (western Bükk Mts.), upper Unuma echinatus zone (Yaocapsa mastoidea subzone), higher Middle Bajocian, V = 400 x, rep.-no. J 10306, film-no. 9060.

Plate 3

All figured specimens are from the sample GRILL 80, Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), lower Unuma echinatus zone (Lupherium officerense subzone), Aalenian to Lower Bajocian.

- Fig. 1: *Foremanina veghae* n. sp., holotype, V = 400 x, rep.-no. J 10333, film-no. 5231.
- Fig. 2: *Pseudoeucyrtis elongata* n. sp., holotype, V = 400 x, rep.-no. J 10336, film-no. 5112.
- Figs. 3-6: *Hsuum baloghi* n. sp., fig. 3: holotype, V = 400 x, rep.-no. J 10438, film-no. 5209; fig. 4: V = 400 x, rep.-no. 10439, film-no. 5184; fig. 5: V = 260 x, rep.-no. J 10442, film-no. 6620; fig. 6: V = 480 x, rep.-no. J 10441, film-no. 5132.

Plate 4

All figured specimens are from the sample GRILL 80, Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), lower Unuma echinaus zone (Lupherium officerense subzone), Aalenian to Lower Bajocian.

- Figs. 1, 3: *Canoptum rudabanyaense* n. sp., V = 320 x; fig. 1: holotype, rep.-no. J 10318, film-no. 5169; fig. 3: rep.-no. J 10319, film-no. 5196.
- Figs. 2, 4: *Pseudodictyomitrella hexagonata* (HEITZER, 1930); fig. 2: V = 540 x, rep.-no. J 10341, film-no. 5537; fig. 4: V = 440 x, rep.-no. J 10343, film-no. 5200.
- Figs. 5-7: *Pseudodictyomitrella wallacheri* n. sp.; fig. 5: holotype, V = 480 x, rep.-no. J 10349, film-no. 5164; fig. 6: V = 320 x, rep.-no. J 10348, film-no. 5227; fig. 7: V = 400 x, rep.-no. J 10347, film-no. 5232.

Plate 5

All figured specimens are from the lower *Unuma echinatus* zone (*Lupherium officerense* subzone) of Aalenian to basal Middle Bajocian age.

Figs. 1-6; *Hsuum bipartitum* n. sp., fig. 1: holotype, Telekes side-valley no. 7 (Rudabánya Mts.), sample Mn G, V = 320 x, rep.-no. J 10425, film-no. 6482; fig. 2, Tárkány orom (southern Bükk Mts.), rep.-no. J 10428, a) V = 240 x, film-no. 7519, b) detail, V = 400 x, film-no. 7520; fig. 3: borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.) at 64,1 m, V = 320 x, rep.-no. J 10427, film-no. 6525; fig. 4: V = 240 x, rep.-no. J 10429, film-no. 6598 (other data as for fig. 1); fig. 5: V = 220 x, rep.-no. J 10426, film-no. 6615 (other data as for fig. 3); fig. 6: V = 200 x, rep.-no. J 10430, film-no. 7550 (other data as for fig. 2).

Plate 6

Figs. 1-3; *Hsuum fuchsi* n. sp., lower *Unuma echinatus* zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to basal Middle Bajocian; fig. 1; holotype, borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.) at 64,1 m, V = 220 x, rep.-no. J 10420, film-no. 6613; fig. 2: Telekes side-valley no. 7 (Rudabánya Mts.), sample Mn G, V = 300 x, rep.-no. J 10422, film-no. 6469; fig. 3: Telekes side-valley no. 8 (Rudabánya Mts.), sample Tv 8-47 A, V = 260 x, rep.-no. J 10421, film-no. 9944.

Fig. 4: *Pseudoeucyrtis buekkensis* n. sp., holotype, Gyöngyvirágbérc (western Bükk Mts.), sample K 431=16, (?) middle part of *Unuma echinatus* zone (Middle Bajocian), V = 440 x, rep.-no. J 10335, film-no. 5122.

Figs. 5, 6: *Canoptum hungaricum* n. sp., lower *Unuma echinatus* zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to basal Middle Bajocian; fig. 5: holotype, Telekes side-valley no. 8 (Rudabánya Mts.), sample Tv 8 - 47A, V = 320 x, rep.-no. J 10317, film-no. 9956; fig. 6: transitional form to *Canoptum kamoensis* (MIZUTANI & KIDO, 1983), Telekes side-valley no. 7 (Rudabánya Mts.), sample Mn G, V = 320 x, rep.-no. J 10414, film-no. 6593.

Plate 7

All figured specimens are from the lower *Unuma echinatus* zone (*Lupherium officerense* zone) of Aalenian to basal Middle Bajocian age.

Figs. 1-3: *Pseudodictyomitrella spinosa* n. sp.; figs. 1, 2: Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80; fig. 1: holotype, V = 320 x, rep.-no. J 10337, film-no. 5158; fig. 2: V = 400 x, rep.-no. J 10338, film-no. 5194; fig. 3: Csapkés-tető (southern Bükk Mts.), V = 400 x, rep.-no. J 10339, film-no. 0550.

Figs. 4, 5: *Canoptum latiannulatum* n. sp., Tárkány orom (southern Bükk Mts.), fig. 4: holotype, V = 440 x, rep.-no. J 10321, film-no. 7501; fig. 5: V = 400 x, rep.-no. J 10323, film-no. 7500.

Fig. 6: *Hsuum bipartitum* n. sp., Tárkány orom (southern Bükk Mts.), V = 260 x, rep.-no. 10435, film-no. 5150.

Plate 8

Figs. 1, 2: *Archaeodictyomitra praepirimigena* KOZUR & MOSTLER n. sp., Varga-tető (western Bükk Mts.), upper *Unuma echinatus* zone (*Yaocapsa masoidea* subzone), higher Middle Bajocian, V = 400 x; fig. 1: transitional form to *Archaeodictyomitra* sp. F sensu KISHIDA & SUGANO, 1982 and to *A. whalenae* KOZUR & MOSTLER, n. sp., rep.-no. J 10398, film-no. 9062; fig. 2: holotype, rep.-no. J 10398, film-no. 9062.

Figs. 3-6: *Archaeodictyomitra prisca* KOZUR & MOSTLER, n. sp., lower Unuma echinatus zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to basal Middle Bajocian; figs. 3, 6: Csehi-hegy SW Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80, V = 400 x; fig. 3: rep.-no. J 10413, film-no. 5224; fig. 6: rep.-no. J 10389, film-no. 5162; fig. 4: holotype, Tárkány orom (southern Bükk Mts.), V = 360 x, rep.-no. J 10388, film-no. 7531; fig. 5: borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.), V = 480 x, rep.-no. J 10418, film-no. 6453.

Plate 9

Fig. 1: *Archaeodictyomitra prisca* KOZUR & MOSTLER, n. sp., Tárkány orom (southern Bükk Mts.), lower Unuma echinatus zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to Lower Bajocian, V = 400 x, rep.-no. J 10391, film-no. 7528.

Figs. 2-5: *Archaeodictyomitra whalenae* KOZUR & MOSTLER, n. sp.;
fig. 2: Varga-tető (western Bükk Mts.), upper Unuma echinatus zone (*Yaocapsa mastoidea* subzone), higher Middle Bajocian, V = 540 x, rep.-no. J 10403, film-no. 9642; fig. 3: holotype, Gyöngyviráberc (western Bükk Mts.) sample K 431/16, (?) middle part of the Unuma echinatus zone, V = 600 x, rep.-no. J 10401, film-no. 5147;
fig. 4: borehole Várboc-2/1 (Rudabánya Mts.) at 3,1 m, upper Unuma echinatus zone (*Yaocapsa mastoidea* subzone), higher Middle Bajocian, V = 480 x, rep.-no. J 10419, film-no. 6449; fig. 5: Tárkány orom (southern Bükk Mts.), lower Unuma echinatus zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to Lower Bajocian, V = 400 x, rep.-no. J 10402, film-no. 5209.

Fig. 6: *Archaeodictyomitra* sp. aff. *rigida* PESSAGNO, 1977, Varga-tető (western Bükk Mts.), upper Unuma echinatus zone (*Yaocapsa mastoidea* subzone), higher Middle Bajocian, V = 480 x, rep.-no. J 10407, film-no. 8996.

Plate 10

Fig. 1: *Archaeodictyomitra transita* KOZUR & MOSTLER, n. sp., holotype, Csehi-hegy SW of Szalonna (Rudabánya Mts.), sample GRILL 80, lower Unuma echinatus zone (*Lupherium officerense* subzone), Aalenian to Lower Bajocian, rep.-no. J 10387, a) V = 320 x, film-no. 5144, b) detail of the proximal part of the test, V = 860 x, film-no. 5145, c) detail of the distal part of the test, V = 720 x, film-no. 5146.

Fig. 2: *Archaeodictyomitra annulata* KOZUR & MOSTLER, n. sp., holotype, Varga-tető (western Bükk Mts.) upper Unuma echinatus zone (*Yaocapsa mastoidea* subzone), higher Middle Bajocian, V = 480 x, rep.-no. J 10395, film-no. 5272.

Plate 1

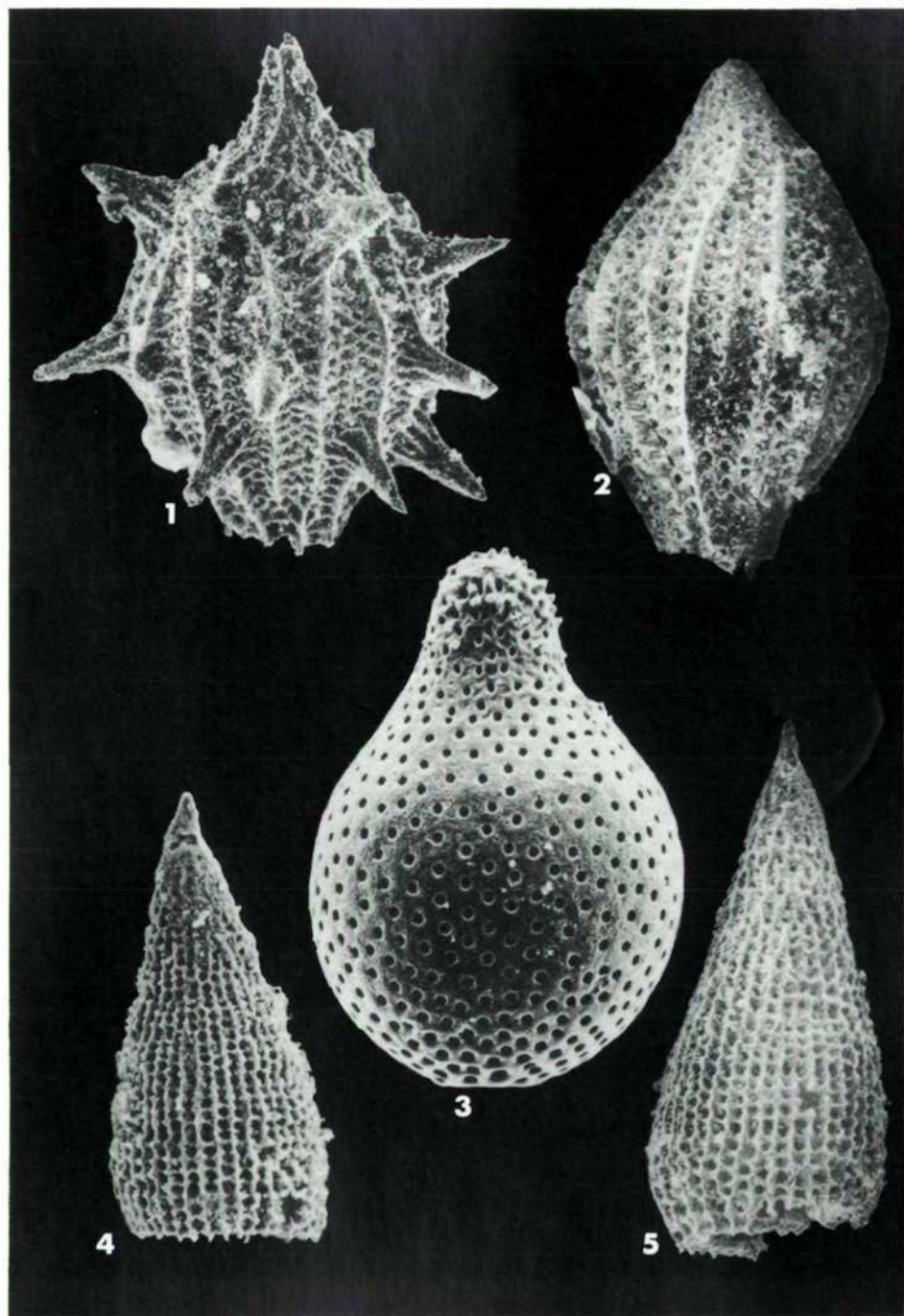


Plate 2

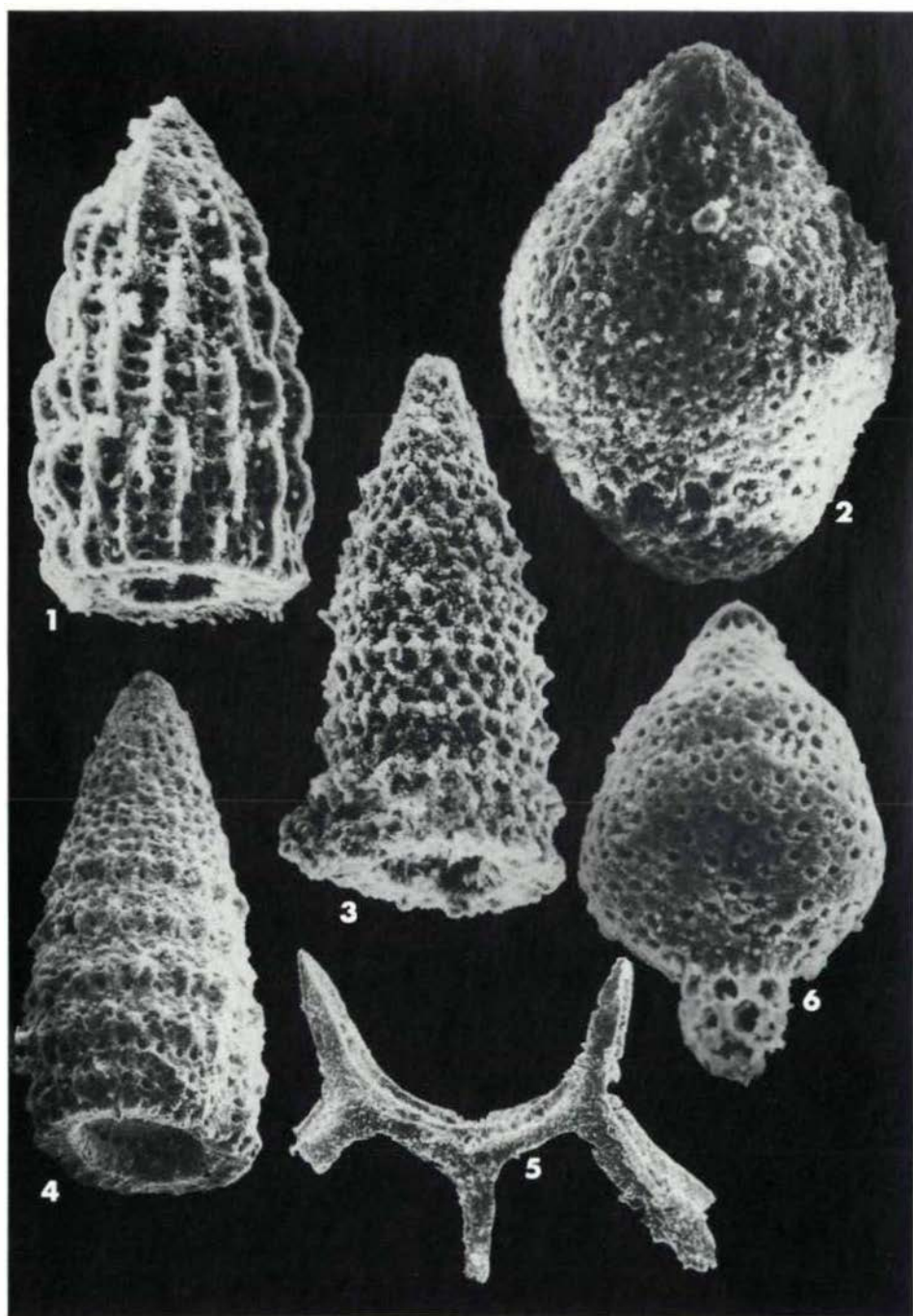


Plate 3

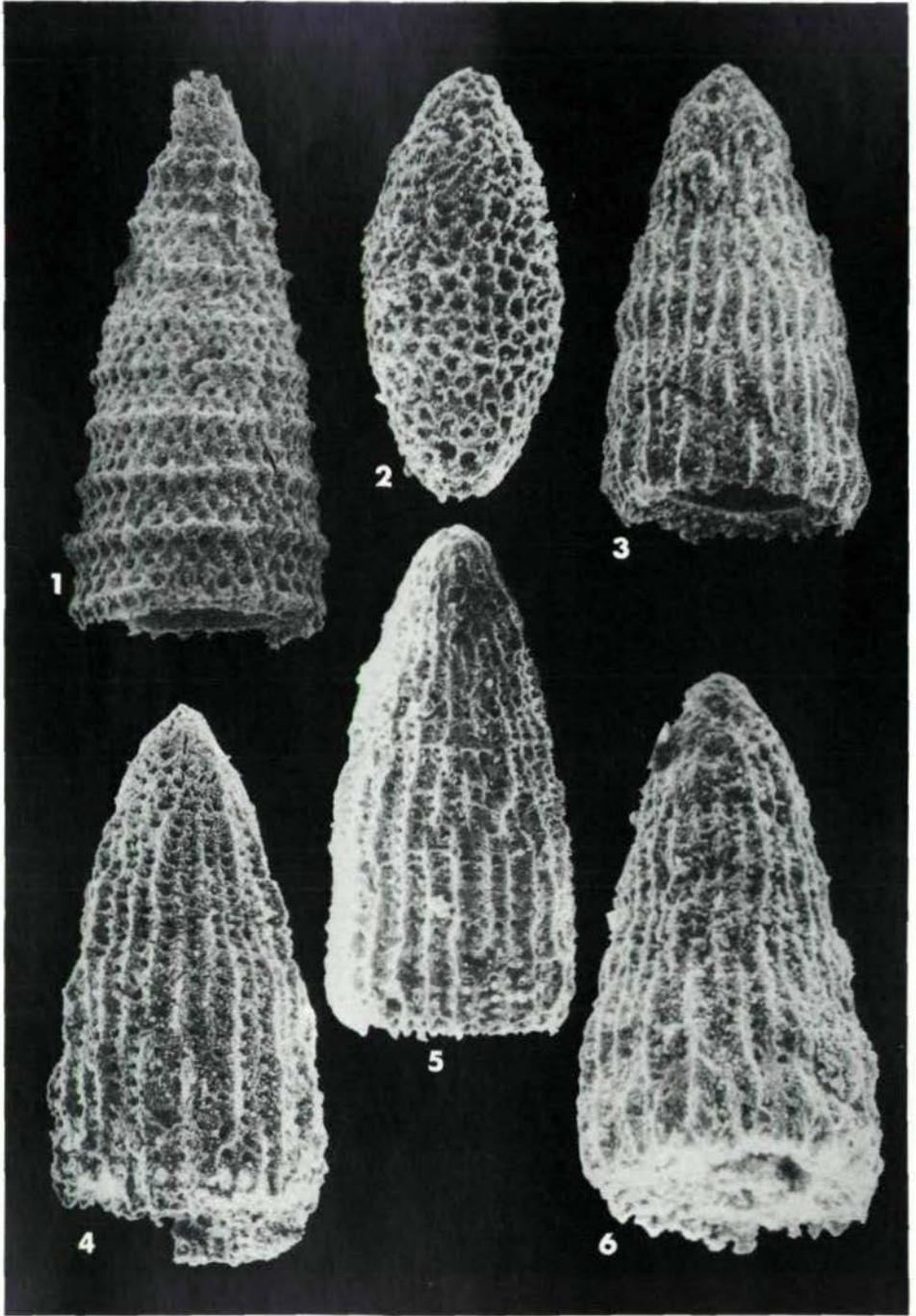


Plate 4

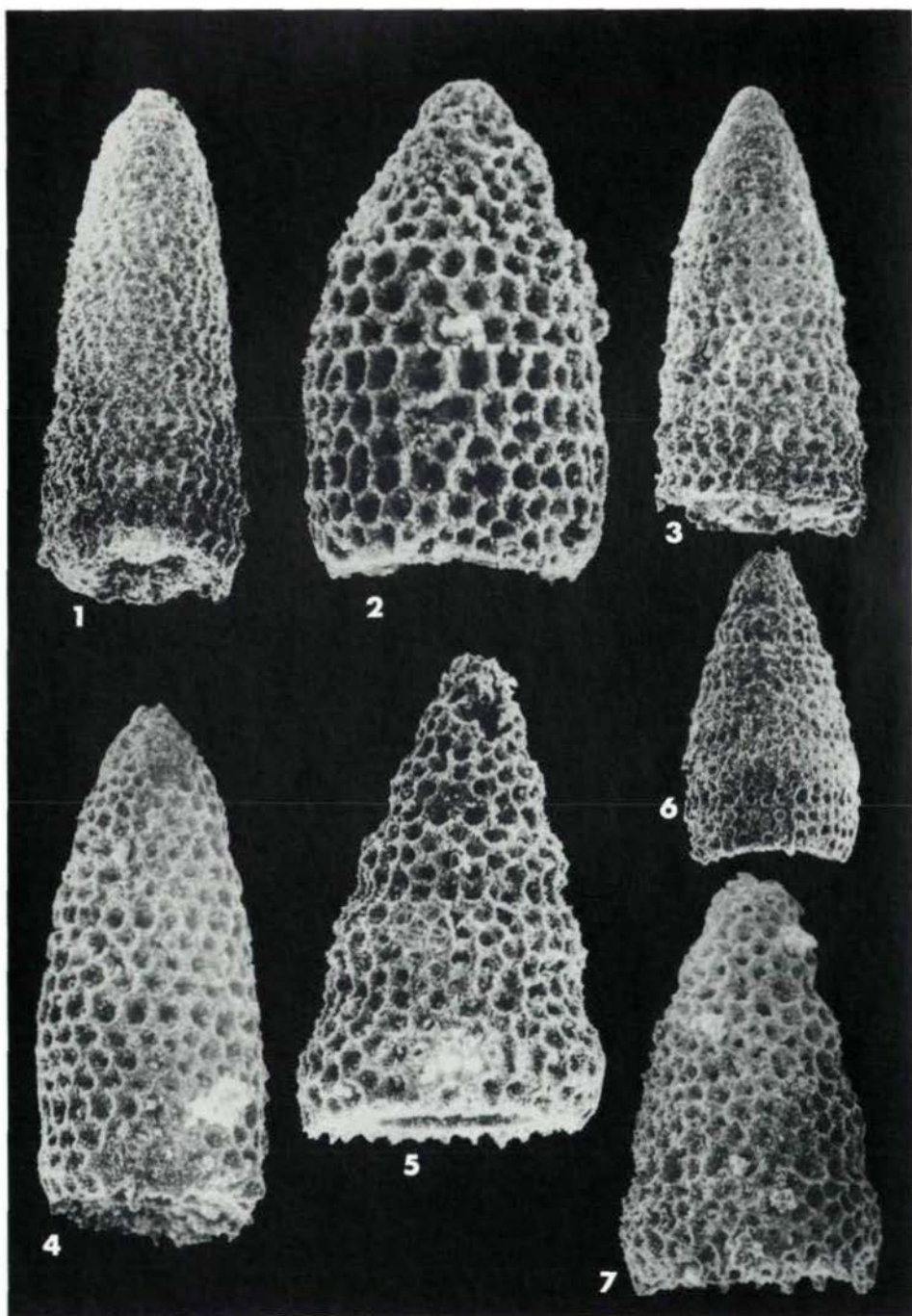


Plate 5

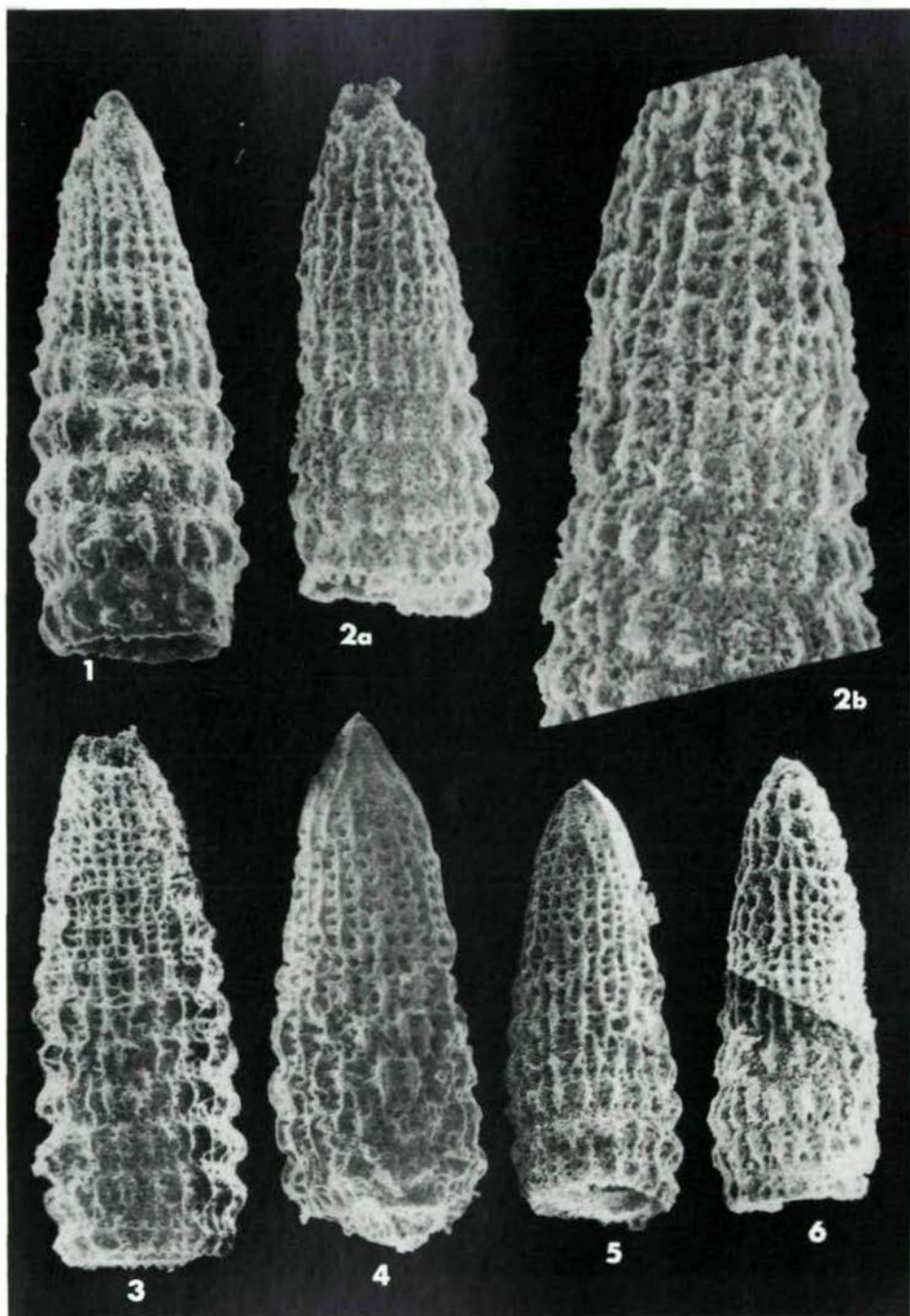


Plate 6

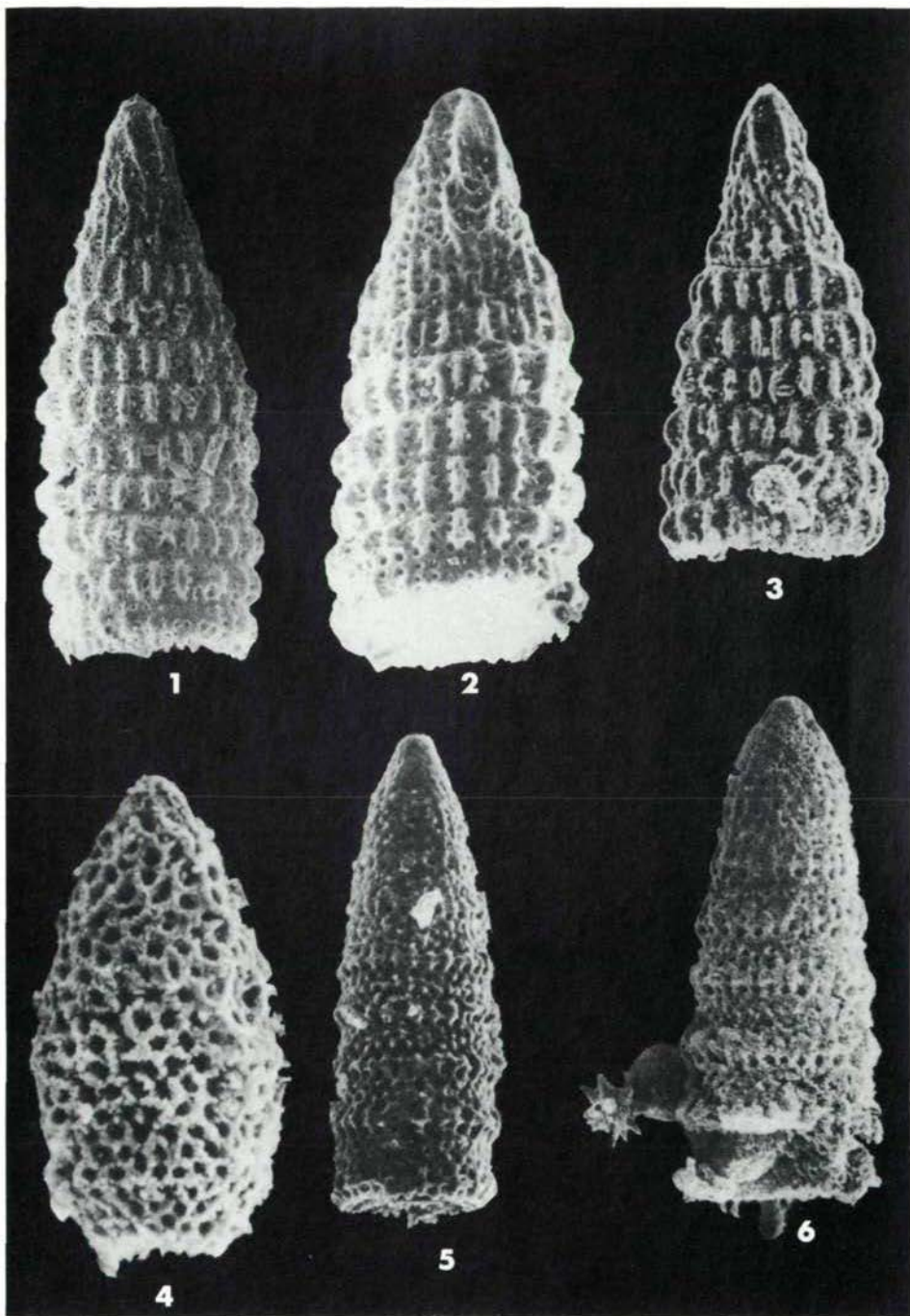


Plate 7

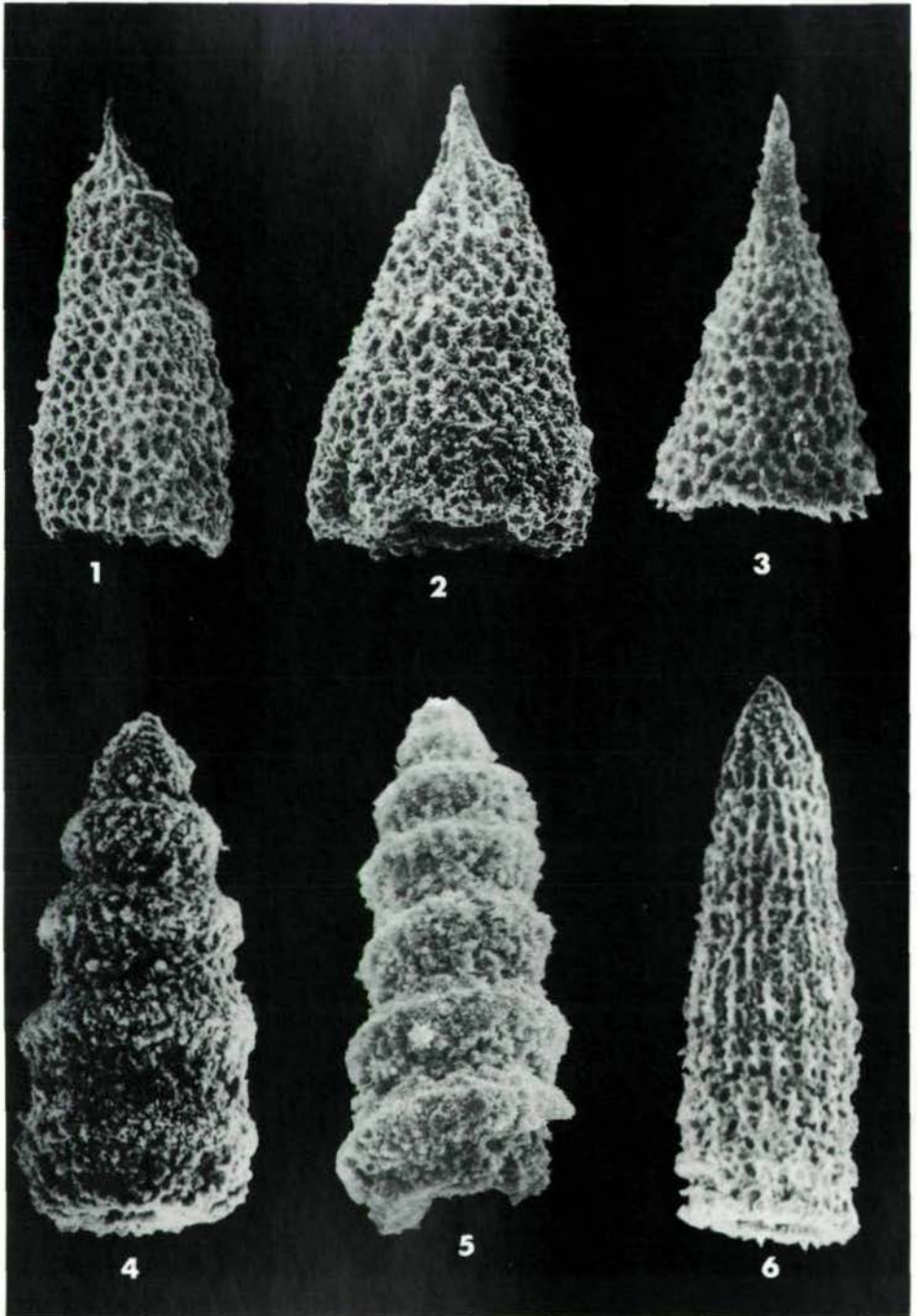


Plate 8

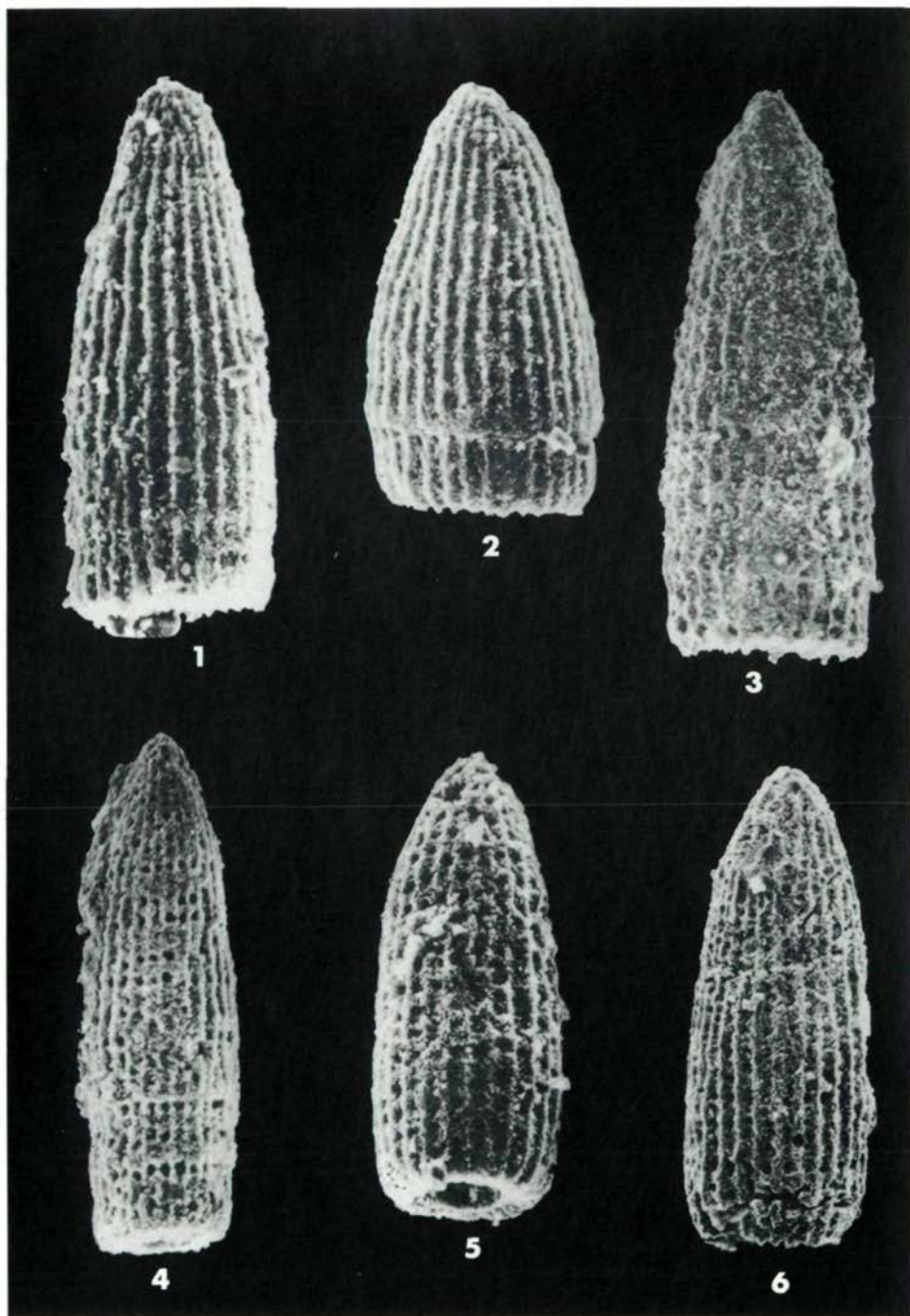


Plate 9

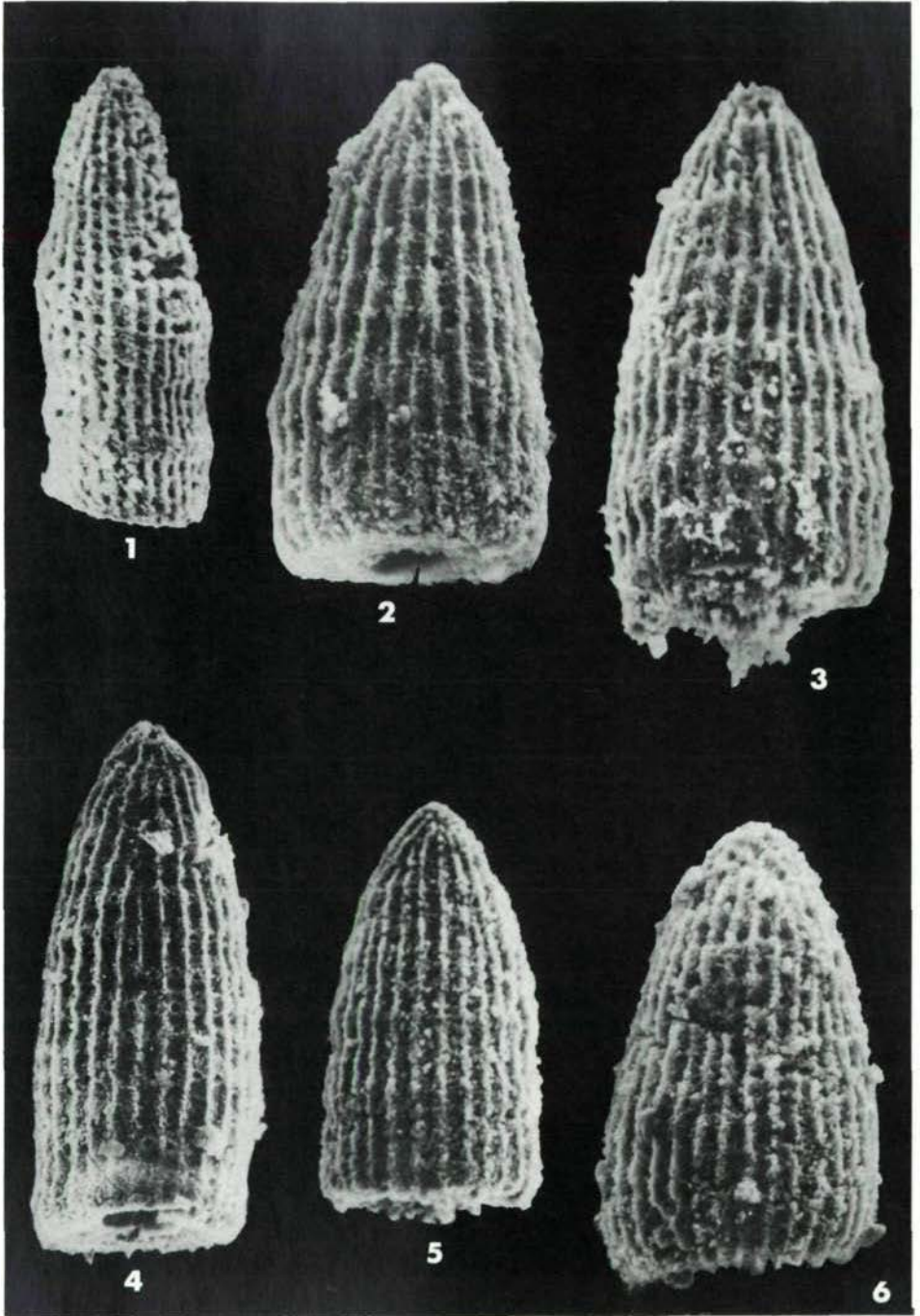
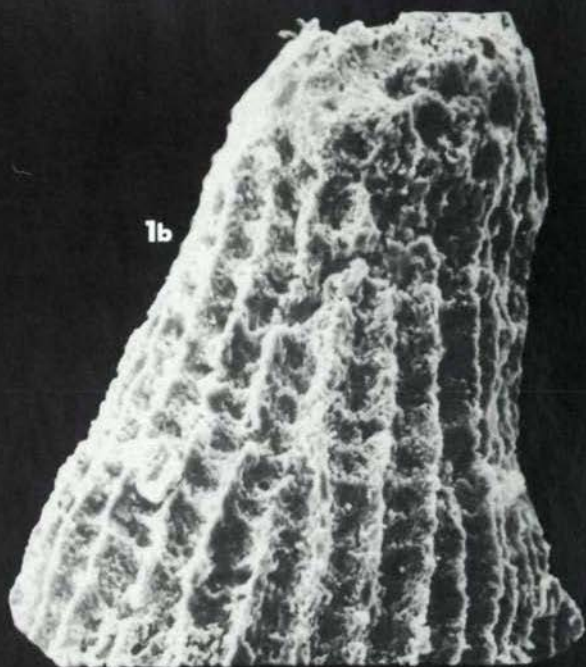


Plate 10



JUNGALPIDISCHE KUPFERVERERZUNGEN IM MONTAFON (VORARLBERG)

von J.G. HADITSCH, Graz, & H. MOSTLER, Innsbruck

Zusammenfassung

Die Vererzungen des Montafons sind keineswegs, wie bisher angenommen, nur an die spätalpidischen Deckenbewegungen gebunden, sondern reichen teilweise bis in das Unterperm zurück. Teils sind die Montafoner Mineralisationen an den unterpermischen Vulkanismus gebunden, teils an oberskythische Quarzite, teils an jungalpidische tektonische Flächen.

Die jungalpidischen Cu-Ag-(Pb-Zn-) Gangvererzungen werden durch Flächen verschiedenster Größenordnung (Klüfte, Brüche, Schuppengrenzen, Aufschiebungsflächen) kontrolliert. Ihr Metallinhalt kann nicht von den bekannteren älteren Metallisationen abgeleitet werden. Die erzbringenden Lösungen sind magmatischen oder sekundär-hydrothermalen Ursprungs (im zuletzt genannten Fall wäre die primäre Vererzung noch nicht bekannt).

Summary

By no means the Montafon mineralizations are just bound to the late Alpidic movements, as it was supposed until now. On the contrary, these mineralizations partly reach back to lower Permian rocks. To some extent they are bound to quartzites of Upper Scythian age, and partly they are connected with young Alpidic tectonic planes.

The young Alpidic Cu-Ag-(Pb-Zn-) vein mineralizations are controlled by most different faulting planes, such as ruptures, faults, imbrication boundaries, overthrusting faults etc. The metal content of these veins does not originate in the pre-existing metallizations. The hydrothermal solutions are of magmatic or of remobilized-hydrothermal origin. In the latter case the primary mineralization could not be proved until now.

1. Einleitung und Problemstellung

Die seit langem in der wissenschaftlichen Literatur bekannten und seit dem Mittelalter (mit Unterbrechungen) bebauten Lagerstätten des Montafoner Raumes wurden - angeregt durch den Fund eines im Zuge des Straßenbaus von Schruns nach Bartholomäberg aufgeschlossenen Kupferkiesganges (von 1 m Mächtigkeit) - einer neuerlichen Bearbeitung unterzogen. Im Rahmen dieser Arbeiten konnte eine Reihe bisher unbekannter Vererzungen nachgewiesen werden, deren Genese und zeitliche Einordnung bereits in einigen Arbeiten (ANGERER et al. 1976; HADITSCH et al. 1978; HADITSCH et al. 1979) dargelegt wurden.

Mit Ausnahme der neugefundenen wurden bisher die Erzmineralisationen dieses Raumes ausschließlich in Verbindung mit einem tektonischen Großereignis, nämlich der spätalpidischen Deckenbewegung, gesehen (z. B. MATTHIAS, 1961). Wie die nachstehenden Ausführungen noch zeigen werden, handelt es sich aber bei den in Rede stehenden Metallisationen nur z.T. um tektonisch kontrollierte.

Durch die auf einem relativ engen Gebiet nachgewiesenen komplexen Mineralisationen unterschiedlicher Genese und verschiedenen Alters wurde es notwendig, die bisherigen Anschauungen über die Metallogenese dieses Raumes neu zu überdenken, die Bindung der Vererzung an magmatische Ereignisse bzw. deren Unabhängigkeit von diesen klarzustellen.

Ein weiteres Ziel dieser Studie war es, nachzuweisen, inwieweit die jungen Gangvererzungen als Produkte lateralsekretionärer Vorgänge anzusehen sind, oder auf primär- oder sekundär-hydrothermale Prozesse zurückgeführt werden müssen.

2. Kurzer Beitrag zur Bergbaugeschichte

Die ältesten Urkunden über einen Bergbau in Vorarlberg und damit die ältesten historisch beglaubigten Belege für einen Erzabbau in den Nordalpen finden sich für die Jahre 814 und 820 im Kloster St. Gallen und im rhätischen Reichsurbar aus dem Jahre 842. Die Hinweise betreffen Eisenerzabbau bei Bürs (Purie) und Rankweil (Vinomna), einen Eisenbezirk ("ministerium ferraires") zwischen Bürs und dem Arlberg.

Auf frühe bergbauliche Tätigkeiten in Vorarlberg, speziell im Montafon, und die dortige Besiedlung im 12. Jahrhundert weisen auch einige Orts- und Flurnamen hin, so z.B. Vens (vielleicht auf "ad venas", d.h. "bei den Gängen" zurückgehend), die Venser Flur "Bleiboden" und die Flur Ferrara bei St. Agatha-Kristberg. Für das 12. Jahrhundert ist jedenfalls auch eine Kirche in Bartholomäberg verbürgt.

Vom 13.10.1319 stammt eine Urkunde, nach der Graf Albrecht von Werdenberg im Falle seines Ablebens seinem Bruder Hugo "argentifodinam seu montem dictum Montafune", d.h. die Silbergrube oder den Berg genannt Montafune = Montafon, vermache. Damit taucht zum ersten Mal der Name auf, der früher nur das Gebiet des Kristberges, heute das obere Illtal bezeichnet. Über die etymologische Herleitung des Namens Montafon herrscht Uneinigkeit. Er könnte von der rhätoromanischen Bezeichnung "munt davon" (= Berg dahinten, d. h. hinter den letzten Siedlungen) oder vom gleichfalls rhätoromanischen "munt tovun" (= durchlöcherter Berg, Grubenberg) herrühren.

Auf die relativ frühe und starke Besiedlung der an und für sich abgelegenen Talschaften und damit auf eine beachtliche Bedeutung bergbaulicher Aktivitäten in diesem Raum deuten auch die Kirchenbauten hin. So ist beispielsweise schon für das Jahr 1332 die Kirche St. Nikolaus in dem Tal (auch "im Silberberg" genannt; heute Silbertal) belegt, welche auch bereits 1375 zur Pfarrei erhoben wurde.

Vom Mai 1355 stammen Nachrichten über "Silberer" (Knappen) und den Eisenberg zu Bürs. Es ist auch bekannt, daß die zugezogenen Walser um 1300 im Bergbau einen Nebenverdienst suchten.

Welche Bedeutung der (Ag-Cu-Pb-) Bergbau damals gehabt haben muß, geht aus der Tatsache hervor, daß schon 1382 der Grundherr Graf Albrecht III. von Werdenberg alle Hörigen aus der Leibeigenschaft entließ, und auch daraus, daß schon am 29.9.1383 die älteste Siedlung des Montafons (Bartholomäberg), für die eine Seelsorge schon für die Zeit um 1100 verbürgt ist, zur Pfarre erhoben wurde. Diese Kirche birgt übrigens auch beachtliche Kunstschatze, so neben dem um 1525 geschaffenen Knappenaltar (mit den Bergbaueiligen Anna, Barbara und Eligius und dem Walserheiligen Theodul) vor allem auch ein romanisches (um ca. 1150 geschaffenes) Vortragekreuz aus Limoges.

Aus der Zeit der Blüte des Silberbergbaues im Montafon, d. h. zwischen 1402 und 1569, gibt es mehrere Bestätigungen der besonderen Freiheiten der Silberer. Auf die damaligen Aktivitäten weisen auch ein Gehöft "zum Schmelzhof" in Schaanwald (1413), die Belehnung des Hans Ulrich von Enns mit einem Ag-Pb-Bergwerk bei Ems (bei der Alpe Schönemann bei Ebnit ?) vom 7.11.1430, die Erwähnungen eines Kupferhammerwerkes in Feldkirch (1470) und der "Kupferleite" in Bartholomäberg (1473) und die Arbeiten in Alpgnoß (Alpguß, Alpgueß, Alkuß), d. h. zwischen Fresch und dem Dorf Silbertal, im Jahre 1489 hin. Rund 1200 Knappen aus dem Montafon (und aus Tirol) nahmen auch an der verlustreichen Schlacht von Frastanz am 20.4.1499 (gegen die Schweizer) teil.

Hatte zwar schon im Jahre 1405 auf dem Kristberg eine Kirche gestanden, so wurde 1507 von aus einem Verbruch geretteten Bergleuten das Kirchlein St. Agatha erbaut, das älteste derzeit noch stehende Gotteshaus des Montafons. Seine Altarflügel zieren die Patroninnen Agatha und Barbara.

Am 31.3.1516 wurde einem Gewerken die Fron erleichtert und der Wechsel erlassen, was auf die damals bereits bestehende schwierige wirtschaftliche Lage des Montafoner Bergbaues schließen läßt. Die Bergwerksordnung Karls V. vom 18.10.1522, zu der 1530 Erläuterungen erschienen, teilte die Montafoner Bergwerke in hohe und niedere ein (Kristberg, Alpe Fresch, Alpe Alpgueß bzw. Bartholomäberg) und legte damit deren unterschiedliche Rechte fest.

Um 1530 war in Bludenz noch eine Kupferhütte in Betrieb, aber schon bald darauf, zwischen 1545 und 1570, führten neben den früher schon angedeuteten Schwierigkeiten noch Religionsstreitigkeiten unter den Knappen zu einem starken Niedergang des Bergbaues. Für die folgende Zeit gibt es nur mehr spärliche Nachrichten: so etwa findet man 1567 nur die

Unsere Frauen-Grube im Valfamanka-Tobel am Bartholomäberg erwähnt, oder daß es 1589 nur mehr einen Bau im Montafon gegeben habe. Schon 1610 lag auch der Silberbergbau im Lobinger (Loburger) unweit des Kristbergsattels im Dalaaser Wald still. Der Dreißigjährige Krieg bedeutete das Ende jeglicher bergbaulichen Tätigkeit.

Erst um 1730 kam es am Bartholomäberg zu einer Wiederbelebung. Für die Jahre 1748 und 1751 sind von dort Arbeiten belegt. 1744 wurde auf der Freschalpe ("Frescha" oder "Fräsch") im hintersten Silbertal (unter dem Muttberg und Gaflunakopf) nach Kupfererzen geschürft. Alle diese Arbeiten scheinen aber nur von kurzer Dauer und geringer Bedeutung gewesen zu sein. Es besagt nämlich schon eine Handschrift aus dem Jahre 1792, daß es in Vorarlberg keinen Bergbau mehr gäbe.

Zwischen 1806 und 1814 soll das Schmelzwerk Bäumle bei Lochau auch mit Eisenerzen aus dem Montafon versorgt worden sein, was auf einen Abbau der dortigen jungen Eisenspat- (Ag-Cu-) Gänge hinweisen könnte.

Vom 14.12.1815 stammt ein Ansuchen um die Belehnung für den Ag-Cu-Schurf von Alpgueß. Aus unserem Jahrhundert rühren verschiedene auf Veranlassung der Vorarlberger Landesregierung zwischen 1920 und 1926 durchgeführte Schurfarbeiten her und ein zwischen 1934 und 1938 durch den Obersteiger E. Hundertpfund im Fritzentobel (Bartholomäberg) auf 220 m Länge vorgetriebener Stollen.

3. Überblick über den Metallisationsablauf im Montafon und in angrenzenden Gebieten

Die Erzmineralisation des Montafoner Raumes setzt zeitgleich mit dem permischen Vulkanismus ein. Ältere Vererzungen sind bisher unbekannt. In unterpermischen Ignimbriten treten disseminierte Kupfervererzungen auf, wobei die Erzminerale entweder Zwickelfüller zwischen den einzelnen Glasscherben darstellen oder diese Scherben z.T. sogar verdrängen. Die Kupfer-Molybdän-Gehalte entsprechen völlig denen typischer porphyrischer Kupferlagerstätten. Diese Kupfererze gehen auf eine intrapermische mehrphasige Protoerzbildung (Vergrünung der Pyroklastite und erste Pyritbildung, darauffolgende Kupfervererzung unter Anhalten der Pyritauscheidung bzw. eine etwas zeitverschobene Bornitbildung usw.) zurück, nach der es mit einer deutlichen zeitlichen Verschiebung, d. h. in alpidischer Zeit, zu einer starken Kataklyse und einer Metallanreicherung infolge der Umsetzung des Protoerzes kam (ANGERER et al., 1976).

In Verbindung mit einem Subvulkan unterpermischen Alters konnte auch eine Bariummineralisation nachgewiesen werden, bei der es sich nicht um eine syndimentäre, sondern um eine lagergangartige in Tonsteinen handelt. Das unterpermische Alter des Baryts ist, da er noch vor der Förderung des dritten Quarzporphyrs gebildet wurde, gesichert. Die Bindung des Baryts an einen Subvulkan läßt an der hydrothermalen Entstehung keinen Zweifel. Nach dem Ba/Sr-Verhältnis muß der Schwespat im mittleren Bereich der hydrothermalen Abfolge gebildet worden sein (HADITSCH et al., 1979).

Intraskythisch gibt es in Arkosen eine eindeutig auf eine Aufarbeitung vererzter permischer Quarzporphyre zurückführbare Cu-Mineralisation. Durch das Auftreten von vererzten Schachbrettalbiten gelang der Nachweis, daß diese Vererzung aus dem mittleren Quarzporphyrorizont herrührt.

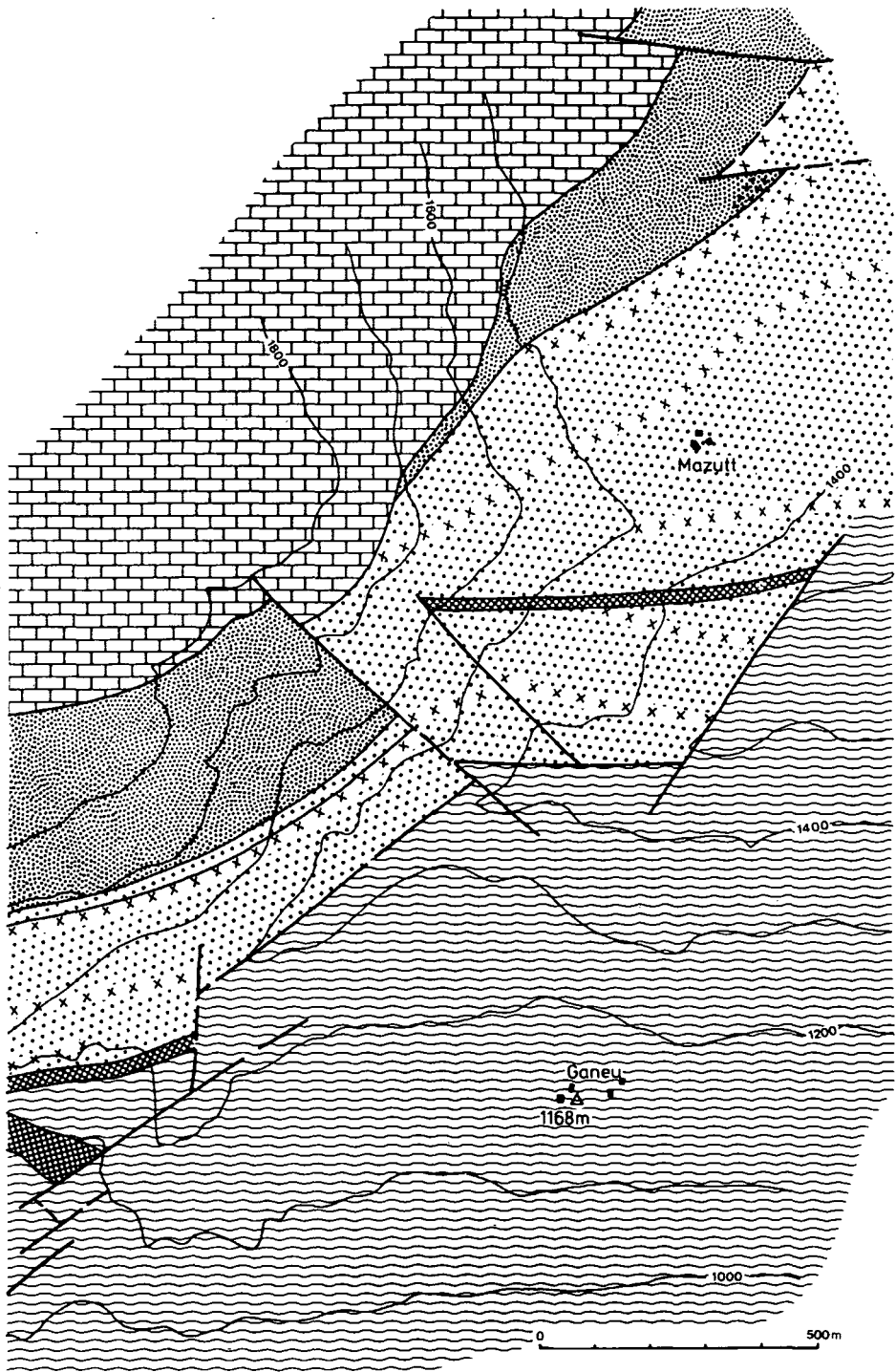


Abb. 1

Diese exogen-sedimentär vererzten Arkosen treten innerhalb der ober-skythischen Hangendquarzite auf, die aufgrund sedimentologischer Untersuchungen als Flachschiefsedimente angesehen werden müssen, die durch eine Aufarbeitung in einem strand- oder küstennahen Milieu entstanden sind. Die vererzten Arkosen stellen dabei Rinnensedimente dar, sind also als episodische Bildungen in mariner Umgebung zu betrachten (HADITSCH et al., 1978).

Zeitgleich mit den zuvor genannten Vererzungen in den Arkosen treten im Stanzertal (Arlberggebiet) disseminierte Fahlerzmineralisationen in Quarziten auf, die als Deltasedimente im Übergangsbereich zwischen fluviatil-terrestrischer und mariner Sedimentation aufzufassen sind. Die Erzminerale füllen intergranulare Porenräume, verdrängen aber auch randlich die detritären Komponenten. Es wurde versucht, diese Vererzung als eine syn-diagenetische bis epigenetische Ausfällung aus zirkulierenden, relativ tief-temperierten hydrothermalen Lösungen zu erklären (MOSTLER et al., 1982).

Als jüngste Bildung treten Gangvererzungen auf, auf die sich seinerzeit hauptsächlich die Bergbauaktivitäten konzentrierten.

4. Jungalpidische Gangvererzungen

Die Mineralisationen dieser Art treten in drei verschiedenen Bereichen auf, nämlich:

- a) Filifau, Ganeu und Golmerbach (im Rellstal)
- b) Bartholomäberg
- c) Kristbergsattel

Die Vererzung von Filifau liegt im Altkristallin und besteht aus Siderit, dem ein eisenarmes Karbonat, Quarz, Fahlerz und Pyrit folgen.

In Ganeu werden Schiefer des Altkristallins von quergreifenden Klüften (mit Quarz und wenig Kupferkies) und Sideritgängen durchschlagen. Jünger als die Eisenspatgänge sind Rupturen mit einem grobspätigen hellen Karbonat, dem ein feinkörniges mit Quarz folgt.

In der unmittelbaren Nachbarschaft von Ganeu lassen sich zwei kupferreiche Gänge bis in den Golmerbach und sogar über ihn hinweg verfolgen. Die hauptsächlich aus Quarz, verschiedenen Karbonatphasen, Kupferkies und Pyrit aufgebauten Gänge durchschlagen den hangendsten Bereich des Kristallins und die Liegendanteile der (karbonischen) Kristbergschichten (van AMEROM et al., 1982) (Abb. 1).

Am Bartholomäberg treten mehrere an Störungen und Schuppengrenzen gebundene Gänge auf, von denen die wichtigsten im Fritzentobel und nord-östlich der Ortschaft Bartholomäberg liegen. Die meisten dieser Vererzungen wurden bergmännisch aufgeschlossen (Abb. 2).

Im Fritzentobel durchschlagen Erzgänge unterschiedlicher Mächtigkeit nur randlich das Altkristallin der Phyllitgneiszone (Abb. 3), folgen aber hauptsächlich der Aufschiebung des Altkristallins auf die oberkarbonischen Sedimente. Diese Gänge führen Ankerit, Siderit und Calcit, einen jüngeren Quarz, Pyrit, Kupferkies und Fahlerz, und sind manchmal zonar aufgebaut.

Nordöstlich der Ortschaft Bartholomäberg wurden die Einbauten zwar durchwegs im Kristallin angeschlagen, sie verfolgten jedoch die Vererzungen längs der quergreifenden Störungen über die Kristbergschichten bis in die unterrotliegenden Ablagerungen hinein. Die Haldenfunde geben leider nur

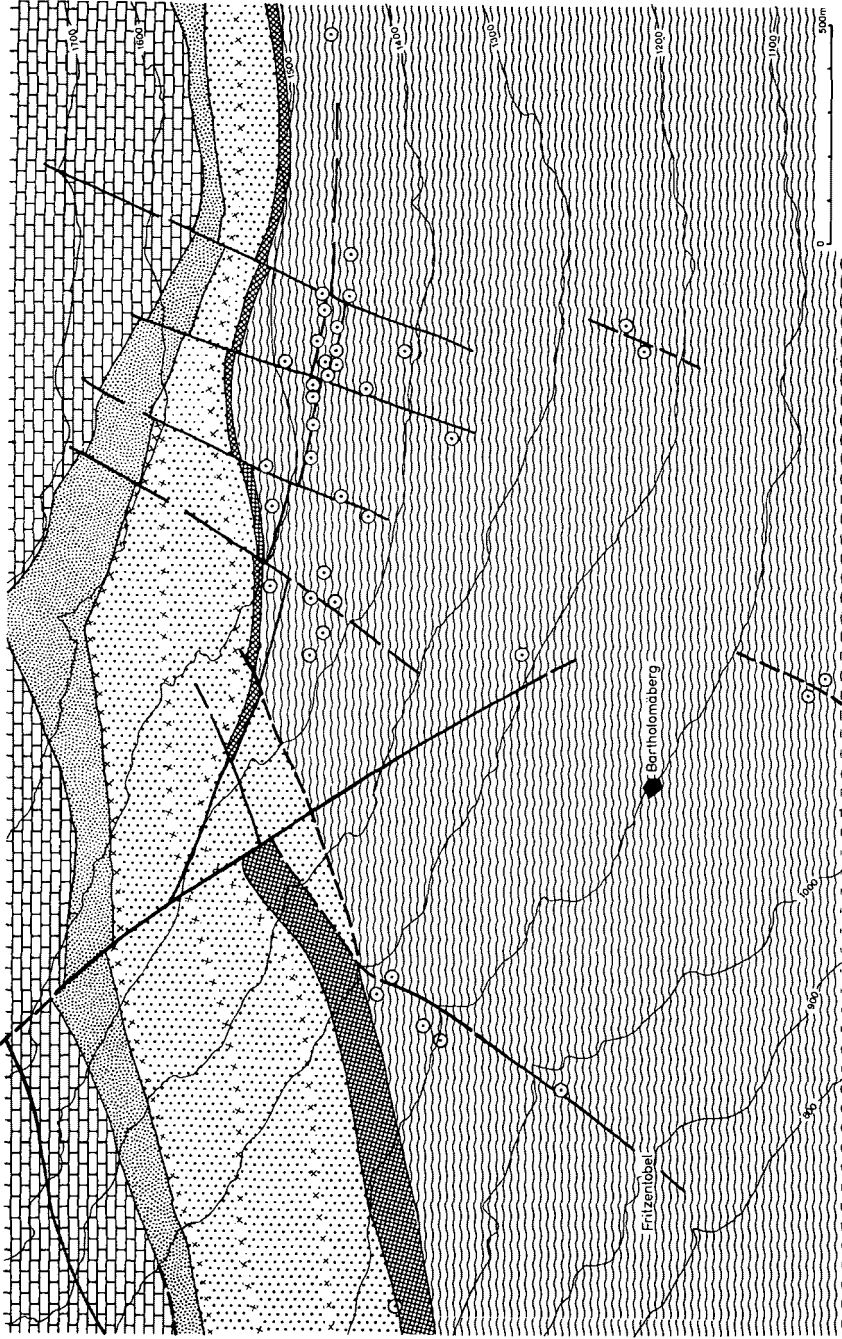










Abb. 2

-  Kalkalpine Trias
-  Alpiner Buntsandstein
-  Quarzporphyr
-  Kristbergsschichten
-  Permische Rotsedimente
-  Altkristallin
-  Störungen
-  Einbaue und Halden

Legende zu den Abbildungen

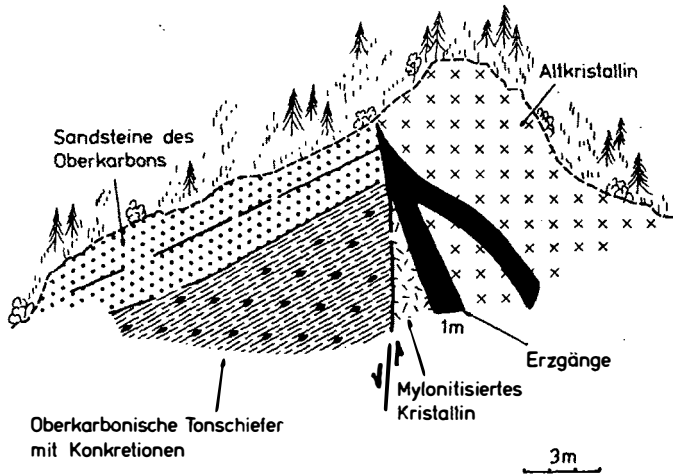


Abb. 3

ein sehr unvollkommenes Bild über die Verteilung, die Zusammensetzung und die Abfolge der Vererzung wieder. So gelingen heute nur mehr selten Funde silberreicher Fahlerze und von Zinkblende. Beispielsweise wurde beim Aushub einer Baugrube in der Nähe der Kirche eine alte, stark überwachsene Halde angeschnitten, die derbe Fahlerzbrocken (mit feinstem Bleiglanz und etwas Kupferkies) enthielt. Die Gangarten waren hier Quarz und Karbonat.

Von einem Stollen in rund 1400 m SH, oberhalb der Ortschaft Bartholomäberg, beschrieb MATTHIAS (1960: 31) aus der Phyllitgneiszone Zinkblende (mit einer Kupferkiesentmischung), Magnetkies und Fahlerz, und als Gangarten Karbonate und Quarz.

Erzstücke aus dieser Gegend enthielten 8.2 % Cu, 0.01-0.29 % Zn und 25-747 g Ag/t.

Aufgrund der oben erwähnten Schwierigkeit, die Metallogene umfassend darzustellen, und um vor allem die Pb- und Zn-Verteilung besser zu erfassen, wurden Boden- und Bachsedimentproben untersucht. Diese Arbeiten ergaben im Bereich des in der Einleitung erwähnten Kupferkiesganges im vermuteten Gangstreichen relativ hohe Zinkwerte (bis über 1000 ppm), wogegen die Pb-Werte, mit wenigen Ausnahmen, unter 100 ppm liegen (Abb. 4). Dieser Befund kann so interpretiert werden, daß im Gegensatz zum Zink, von dem einige Minerale bekannt sind, beim Blei offensichtlich, mit Ausnahme der vorhin erwähnten seltenen Bleiglanztröpfchen, keine weitere eigene Pb-Mineralisation auftritt. Andererseits beweist die weite Dispersion des Bleis, daß dieses Element diskret in anderen Mineralen enthalten ist.

Der schon mehrfach erwähnte Kupferkiesgang wurde seinerzeit (1966) an der Straße von Bartholomäberg nach Schruns, nahe der Abzweigung zum Haus Ganahl, aufgeschlossen. Er durchschneidet hier spitzwinklig die Schiefergneise, war rund 1 m mächtig und bestand megaskopisch nahezu ausschließlich aus Kupferkies. Die Salbänder waren durch einen zellig angewitterten limonitischen Bereich charakterisiert. Anschliffuntersuchungen ergaben, daß im Kupferkies Magnetkiesreste schwammen, die größtenteils bereits in Limonit übergegangen waren. Der Kupferkies selbst war unregelmäßig und schwach zerbrochen, die Klüfte waren durch Quarz und Karbonat ausgeheilt. ESMA-Untersuchungen wiesen einen reinen Kupferkies nach.

Ein weiteres, quarzreicheres Rollstück, das unterhalb dieses Aufschlusses aufgelesen wurde, enthielt 19.9 % Cu, 0.04 % Zn und 168 g Ag/t.

Weitere Haldenfunde im Raum des Bartholomäberges zeigen Gangvererzungen mit Kupferkies, Fahlerz und Pyrit, mit eisenreichen Karbonaten und Quarz als Gangarten in karbonischen Sedimenten, und ebensolche Mineralisationen in Gangbreccien aus karbonischem Material; in den zuletzt genannten können die Erzminerale auch in Form größerer Butzen auftreten.

Am Kristberg (Abb. 5) führen die Gänge, die die Phyllitgneiszone durchschlagen, hauptsächlich Siderit, der von unterschiedlich reichen Kupferkies- und Fahlerztrümmern wechselnder Mächtigkeit durchsetzt wird. Daneben treten in diesen Vererzungen noch Pyrit, Markasit und Quarz auf.

Gänge, die an der Karbon/Perm-Grenze niedersetzen, zeigen eine Kupferkiesvererzung (zusammen mit Quarz und Siderit) in einem älteren Ankerit. Die Gangvererzungen in permischen Sandsteinen zeigen eisenreiche

Karbonate mit Fahlerz und Kupferkies. Fallweise werden diese Sedimente vom Salband der Gänge aus imprägniert.

Aufgrund des megaskopischen und erzmikroskopischen Befundes und der ESMA-Untersuchungen ergeben sich für die einzelnen Mineralisationen die nachstehenden Abläufe.^{x)}

Reilstal

Filifau: Siderit → Fe-armes Karbonat + Fahlerz + Pyrit + Quarz (Phototaf. 1, Abb. 1,2)

Ganeu: Kupferkies + Quarz → Siderit + Pyrit → Fe-armes Karbonat → Karbonat + Quarz (Phototaf. 1, Abb. 3)

Golmerbach: Pyrit → Kupferkies + Pyrit + Siderit + Quarz → Quarz (+ Calcit?) (Phototaf. 1, Abb. 4,5)

Bartholomäberg

Fritzentobel: Markasit → Pyrit + Quarz → Siderit + Ankerit → Kupferkies + Pyrit + Quarz → Kupferkies + Fahlerz + Pyrit + Quarz → Quarz (Phototaf. 1, Abb. 6; Phototaf. 2, Abb. 1 - 4)

Ortschaft Bartholomäberg: I) Ankerit + Pyrit → Kupferkies + Fahlerz + Bleiglanz + Quarz → Kupferkies + Quarz (Phototaf. 2, Abb. 5)
II) Magnetkies → Kupferkies → Quarz + Ankerit → Kupferkies
III) Siderit (+ Ankerit?) → Kupferkies + Fahlerz + Pyrit + Karbonat + Quarz → Quarz (+ Arsenkies?) → Kupferkies (Phototaf. 2, Abb. 6; Phototaf. 3, Abb. 1 - 6)

Kristberg: I) Quarz → Siderit → Kupferkies + Fahlerz + Arsenkies + Karbonat + Quarz → Pyrit → Quarz (Phototaf. 4, Abb. 1)
II) Ankerit → Kupferkies + Siderit + Quarz → Kupferkies + Fahlerz + Pyrit + Ankerit + Quarz → Calcit (Phototaf. 4, Abb. 2)

Aus dieser Darstellung der Abfolge der einzelnen Vererzungsbereiche geht hervor, daß die Mineralsukzession offenbar stark von örtlichen Gegebenheiten abhängt. Generell läßt sich aber aus ihr ableiten, daß Fe-Karbonate durchgehend (meist zusammen mit Pyrit und Quarz) zu den frühen hydrothermalen Bildungen gehören. Die Hauptmineralisation, bestehend aus Magnetkies, Kupferkies, Fahlerz (Phototaf. 5), Zinkblende (Bleiglanz, Arsenkies), wird begleitet von Quarz und von jüngeren Generationen der Fe-Karbonate. Die Mineralisation endet generell mit Quarz (+ Calcit).

Diskussion der Genese

Aufgrund der Entmischungen in der Zinkblende (Kupferkieströpfchen) (Phototaf. 4, Abb. 3 - 6) müssen für die entsprechenden Erzbildungen heißhydrothermale Lösungen angenommen werden. Die die Vererzung kontrollierenden Störungen durchschlagen die alpidischen Decken- und Schuppengrenzen, wobei die Bruchtektonik zumindest zweiphasig abläuft, wie die Versetzungsmuster zeigen. Die Vererzung nutzt zumindest diese zwei Bruchsysteme. Für diese Bruchsysteme ist eine jungalpidische Anlage evident. Zu dieser Zeit

^{x)} Fragezeichen geben eine mögliche, aber nicht gesicherte Einstufung des betreffenden Minerals an.

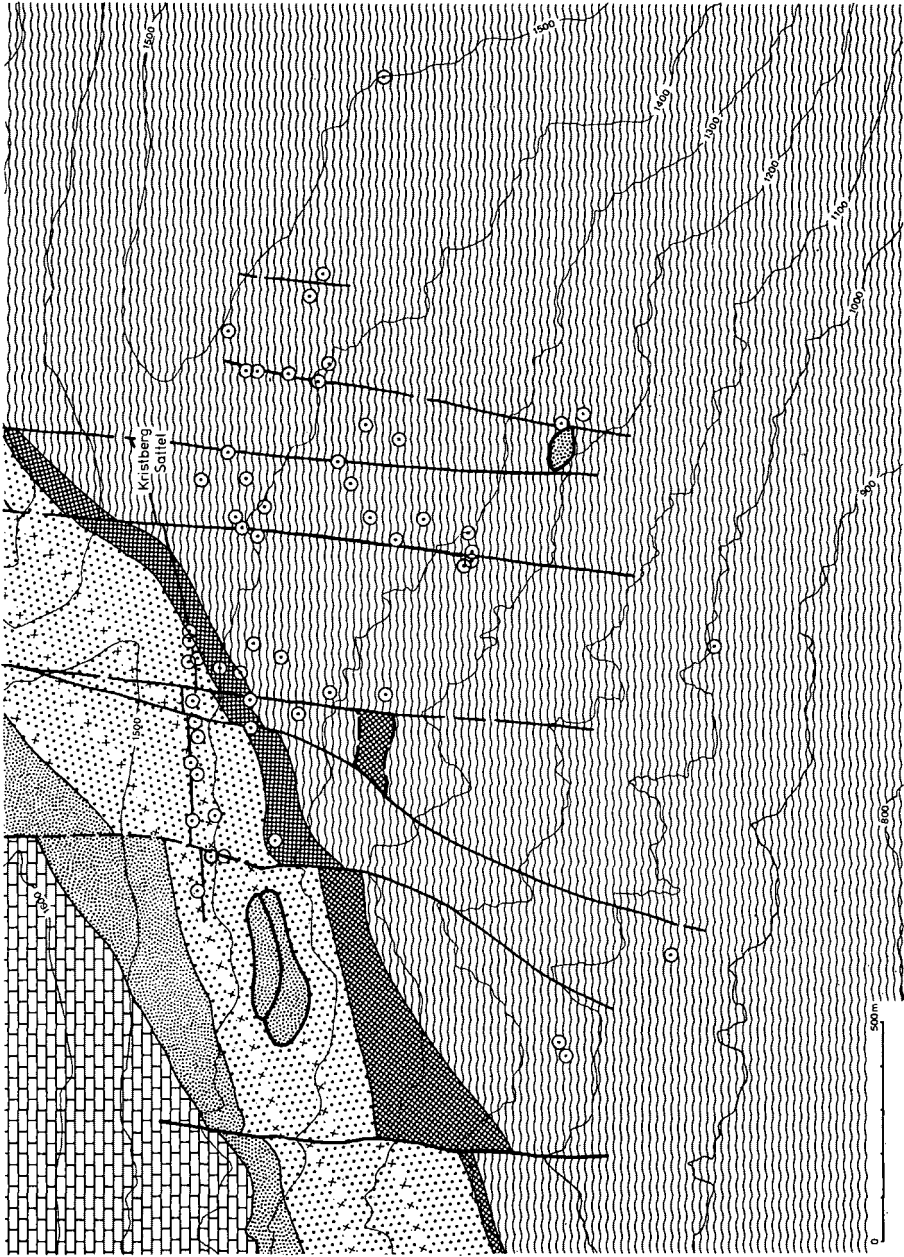


Abb. 5

- | | | | |
|---|---------------|----|----------------|
| ● | ≥ 500 ppm | a | > 1000 ppm |
| ○ | 300 - 499 ppm | b | 901 - 1000 ppm |
| ○ | 200 - 299 ppm | c | 800 - 900 ppm |
| ○ | 121 - 199 ppm | d | 600 - 799 ppm |
| ○ | 100 - 120 ppm | Pb | > 100 ppm Pb |
- } Cu } Zn

BARTHOLMÄBERG:
GEOCHEMISCHE PROSPEKTION



Abb. 4

sind die von THÖNI (1981) für das Altalpidikum ermittelten Temperaturen für den Montafoner Raum weitgehend abgebaut und werden auf etwa 250°C bis höchstens 300°C eingeschätzt. Diese Wärme reicht für die Erklärung heißhydrothermalen Bildungen nicht aus. Deshalb müssen für die Mineralisationen entweder eine andere Wärmequelle oder Wegsamkeiten, die die gleiche Quelle in einem tieferen Niveau erschließen, angenommen werden. Die hydrothermalen Lösungen haben an keiner Stelle die präexistierenden Vererzungen, wie die des Perms und der Untertrias, zu mobilisieren vermocht. Daher muß der Stoffbestand für die jungalpidischen Gangvererzungen aus tieferliegenden, nicht näher bekannten Krustenbereichen bezogen werden. Aus diesem Grund kann nicht entschieden werden, ob diese Lösungen magmatischen oder sekundär-hydrothermalen Ursprungs sind.

Auch ein Vergleich mit benachbarten Lagerstätten erlaubt keine endgültige Schlußfolgerung, wie etwa ein solcher mit den Lagerstätten des Arlberggebietes, speziell mit St. Christoph am Arlberg. Die genannte Lagerstätte liegt gleichfalls in der Phyllitgneiszone. Ihre Gänge durchschlagen in gleicher Weise die bei der alpidischen Überschiebungstektonik erworbenen Strukturen und folgen jungen Störungen. Mineralogisch sind sie den Montafoner Gängen ähnlich, allerdings zeigen sie zu diesen markante Unterschiede hinsichtlich der mengenmäßigen Anteile der Kornsorten. Die Kupferkiesentmischungen in der Zinkblende belegen auch für die Lagerstätte St. Christoph am Arlberg die heißhydrothermale Bildung. Wenngleich im Arlberggebiet innerhalb der Phyllitgneiszone schieferungskonkordante Vererzungen (vor allem mit Magnetkies) auftreten, so kann für die benachbarten Ganglagerstätten eine Herkunft der Erze aus jenen nicht abgeleitet werden. Eine mehr oder minder umfassende Mobilisation wäre nur im Zuge einer Metamorphose denkbar. Hiefür käme nur die variskische Metamorphose in Frage, weil die alpidische nicht mehr die nötigen Temperaturen erreichte. Die alpidische Metamorphose würde auch deshalb ausscheiden, weil die Ganglagerstätten polymetamorphen Strukturen folgen. Deshalb kann für St. Christoph nur ein ähnlicher Bildungsmechanismus wie für die Montafoner Ganglagerstätten angenommen werden.

Danksagung

Für die Unterstützung der Arbeiten im Gelände und für die Bereitstellung von Sachmitteln sind die Autoren dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt Nr. 2145) sehr zu Dank verpflichtet.

Weiters danken wir Herrn Dr. R. TESSADRI für elektronenstrahlmikroanalytische Untersuchungen und Herrn Dr. K. KRÄINER für Vergleichsproben aus Lagerstätten seines Arbeitsgebietes.

Dem Amt der Vorarlberger Landesregierung sind die Verfasser für einen Druckkostenbeitrag dankbar.

Literatur

- AMEROM, H.W.J. van, ANGERER, H. & H. MOSTLER (1982): Über eine Autunostephanische Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 124, 2: 283-323.
- ANGERER, H., HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 7/8: 1-57.

- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1978): Intraskythische, exogen(mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 8.(Festschrift W. HEISSEL): 183-207.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & H. MOSTLER (1979): Über ein strati-formes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafon (Vorarlberg). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 7, 6: 1-14.
- MATTHIASS, E. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg.- BHM, 106: 1-13, 45-55.
- MATTHIASS, E.P. (1960): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. - Unver. Diss. M.H. Leoben; 79 p.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & V. STINGL (1982): Erzlagerstätten in der postvariszischen Transgressionsserie im Arlberggebiet. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2: 131-136.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas.- Jb.Geol. B.-A., 124,1: 111-174.

ERLÄUTERUNG DER PHOTOTAFELN

Phototafel 1

- Abb. 1: Filifau. Kupferkies (hellgrau, fast weiß), Pyrit (weiß, hart) und Quarz (grau, Relief!) verdrängten, von den Spaltrissen des Siderits ausgehend, diesen. Der Siderit ist inzwischen schon weitgehend limonitisiert (schwarz).
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 2: Filifau. Kupferkies (weiß), Calcit (hellgrau) und etwas älterer Quarz verdrängten den (inzwischen limonitisierten) Siderit (schwarz). Die Spaltbarkeit des vorbestandenen Eisenspates ist, wie in der Abb. 1, anhand des Kupferkies- und Calcitgäders noch gut zu erkennen.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 3: Ganeu. Kupferkies, etwas feinkörniger Pyrit und Quarz als Zwickel- und Rißfüller der Gangart.
1 Polarisator; Vergrößerung: 113 x.
- Abb. 4: Golmerbach. Anpoliertes Handstück. Die untere Kante dieser Aufnahme entspricht 3,5 cm. Pyritlagen mit geringen Mobilisationen längs eines Risses.
- Abb. 5: Golmerbach. 5 cm mächtiger Gang mit wandständigem Quarz, Eisenspat und etwas Kupferkies am Salband und in der Gangmitte.
- Abb. 6: Fritzentobel. Typisches Gangstück (längster Durchmesser: 13 cm). Kristallinschollen, kokardenartig von Quarz umwachsen, schwimmen in einem z.T. schon stark limonitisierten Fe-reichen Karbonat (mit wenigen kleinen Kupferkieskörnern).

Phototafel 2

- Abb. 1: Fritzentobel. Gangstück (größter Durchmesser: 14 cm). Schiefer-schollen, von Quarz umwachsen, in einem Fe-reichen Karbonat, das auch die 1. Generation der Gangfüllung bildet (das Salband des Ganges liegt in der Abbildung unten). Wahrscheinlich liegt hier eine rhythmische Fällung von Quarz und Siderit vor.
- Abb. 2: Fritzentobel. Handstück (ca. 14x10 cm) von einem Sideritgang.
- Abb. 3: Fritzentobel. Gangbreccie ähnlich Abb. 1.
- Abb. 4: Detail aus der Gangbreccie der Abb. 3. Jüngste, mit einem Fe-reichen Karbonat gefüllte Risse durchschlagen (in der Bildmitte) den Gang und das Nebengestein. Diese Mineralisationen zählen wohl zu den jüngsten Mobilisationen dieses Raumes.
- Abb. 5: Bartholomäberg. Fahlerz (hellgrau) und Quarz (dunkelgrau, glatt) verdrängen die ältere Gangart (grau, porig).
1 Polarisator; Vergrößerung 45 x.
- *Abb. 6: Bartholomäberg. Stück aus einer Gangbreccie, deren Komponenten Größen von bis über 1 cm zeigen, und die ebenso große Kupferkies-Pyrit-Butzen führt. Fahlerz und Kupferkies (beide hell) verdrängen Quarz und ein Fe-reiches Karbonat (nach E. MATTHIAS: Pistomesit).
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.

Phototafel 3

- Abb. 1: Bartholomäberg. Fahlerz (grau) mit offensichtlich kristallogra-phisch orientierten Rissen, die mit Kupferkies und Arsenkies ausgeheilt wurden.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 2: Bartholomäberg. Arsenkies und Kupferkies in Fahlerz.
1 Polarisator; Vergrößerung: 113 x.
- Abb. 3: Bartholomäberg. Arsenkies- und Kupferkieseinschlüsse im Fahlerz bei stärkerer Vergrößerung.
1 Polarisator; Vergrößerung 285 x; Ölimmersion.
- Abb. 4: Bartholomäberg. Größere Arsenkieskörner in einem Fahlerz-Kupferkies-Gemenge.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 5, 6: ESMA-Aufnahmen des Fahlerzes (tt) und Arsenkieses (asp).
In Abbildung 5 (hell): Karbonat. Die Abbildung 6 zeigt die Arsen-
verteilung.
Vergrößerung: 750 x.

Phototafel 4

- Abb. 1: Kristberg. Fahlerz (grau), Kupferkies (hellgrau) und Arsenkies (weiß). Karbonatidioblasten (schwarz) im Fahlerz.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.

- Abb. 2: Kristberg. Kupferkies (weiß) und Quarz (dunkelgrau) verdrängen Ankerit.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 3: Bartholomäberg. Zinkblende mit einer regelmäßigen Kupferkiesentmischung und einigen Pyritkörnern.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.
- Abb. 4: Bartholomäberg. Zinkblende (mit feinkörniger Kupferkiesentmischung), deren Risse z.T. durch mobilisierten Kupferkies ausgeheilt wurden.
1 Polarisator; Vergrößerung 45 x.
- Abb. 5: Bartholomäberg. Kataklastische Zinkblende. Die Bruchstücke sind miteinander durch Quarz, Karbonat und Kupferkies verkittet.
1 Polarisator; Vergrößerung. 63 x.
- Abb. 6: Bartholomäberg. Der Kupferkies tritt hier in Form der Entmischungskörperchen und Rißfüller in der Zinkblende und als jüngeres Mobilisat (in Form größerer Körner) auf. Dunkel: Karbonat.
1 Polarisator; Vergrößerung: 45 x.

Phototafel 5

ESMA-Aufnahmen von Fahlerz (tt) und Kupferkies (cp). Vergrößerung: 480 x.

Abb. 1: Übersichtsaufnahme

Abb. 2: Cu

Abb. 3: Sb

Abb. 4: As

Abb. 5: Zn

Abb. 6: Ag

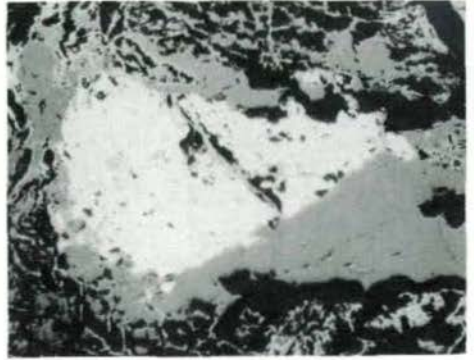
Nach den Analysen handelt es sich beim Fahlerz um einen As- und weniger Zn- und Ag-führenden Tetraedrit.

Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg HADITSCH,
Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz;
Univ.-Prof. Dr. Helfried MOSTLER,
Institut für Geologie und Paläontologie
Innrain 52 (Sander-Haus), A-6020 Innsbruck.

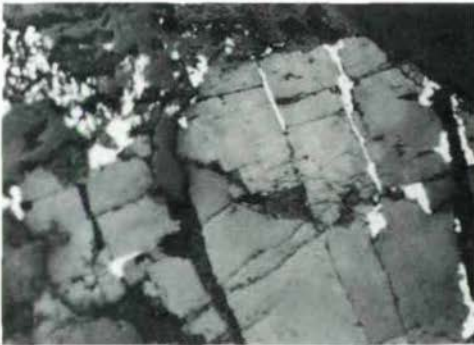
Tafel I



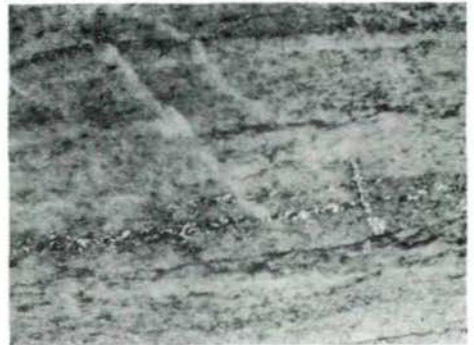
1



2



3



4



5



6

Tafel II



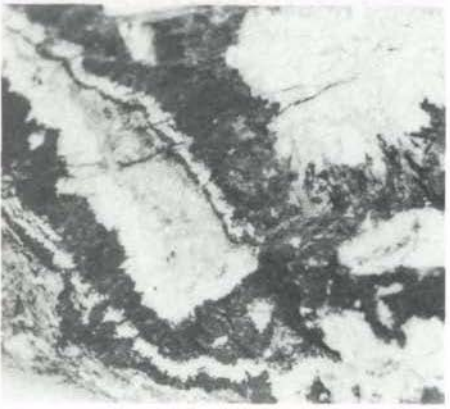
1



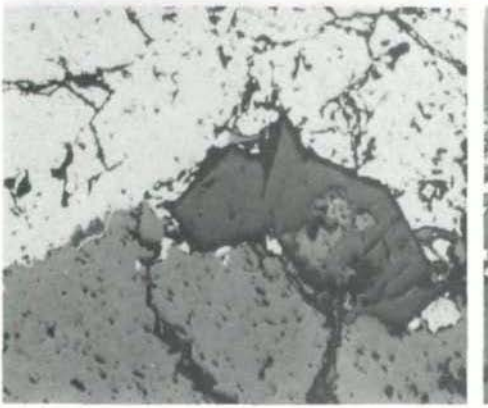
2



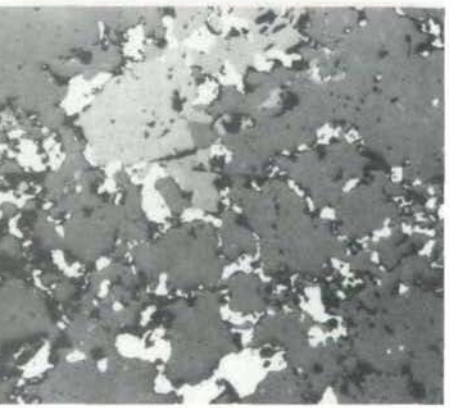
3



4

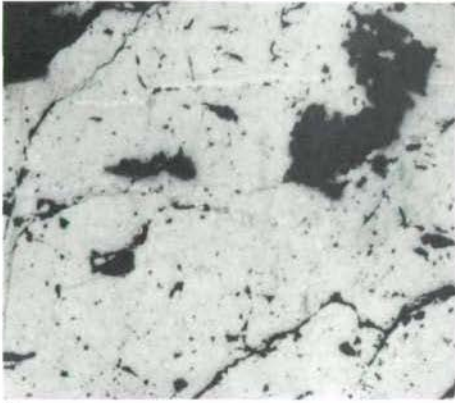


5

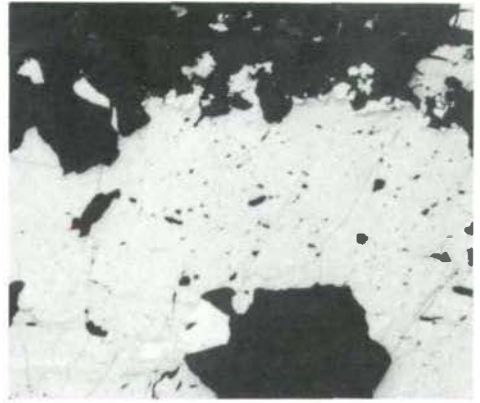


6

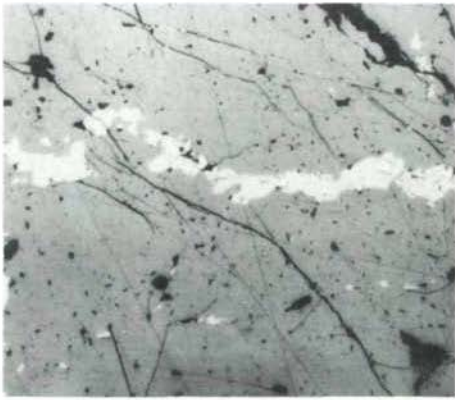
Tafel III



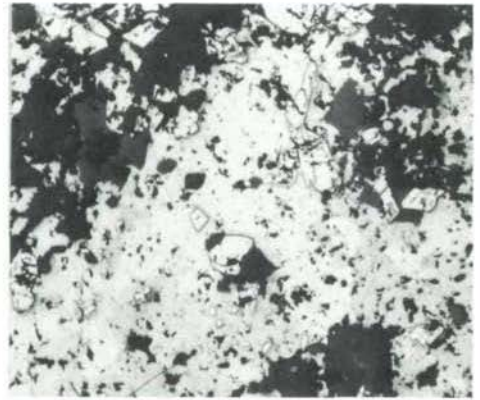
1



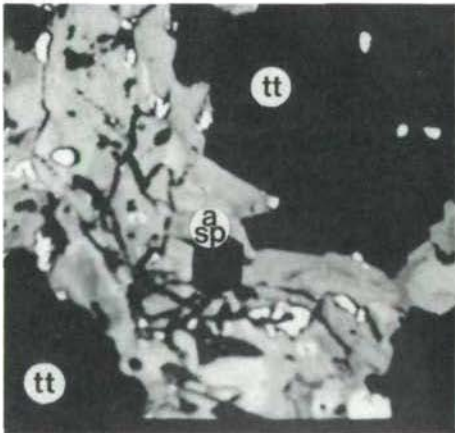
2



3



4

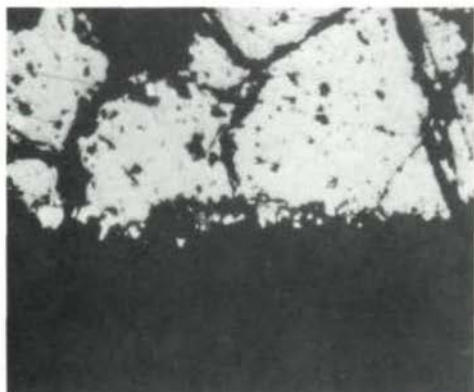


5

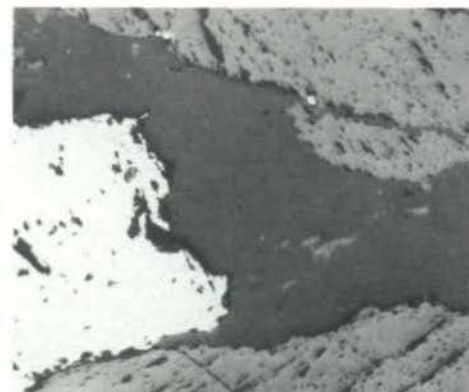


6

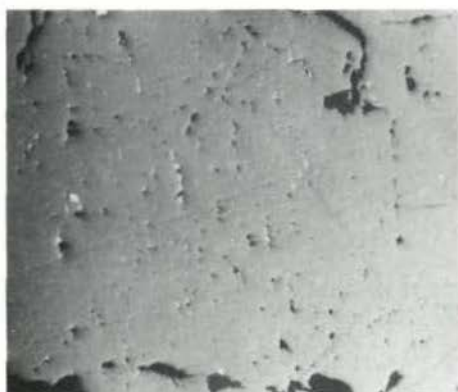
Tafel IV



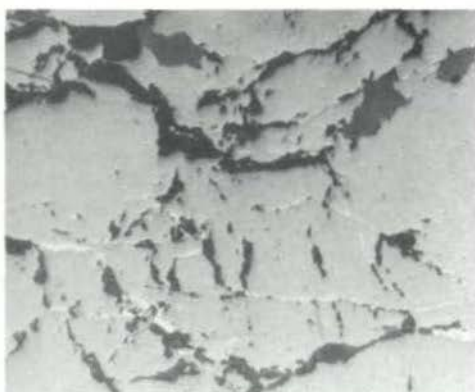
1



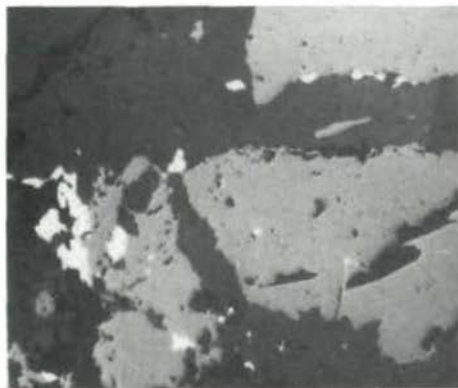
2



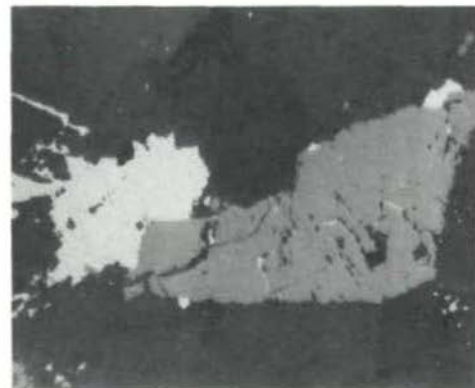
3



4

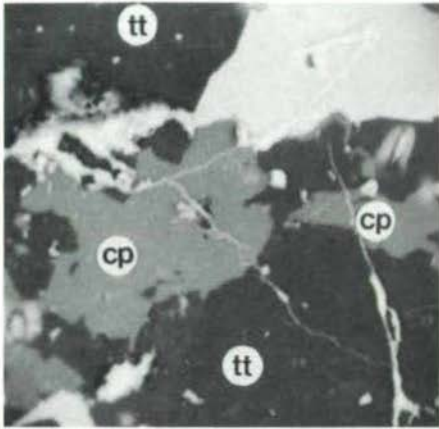


5



6

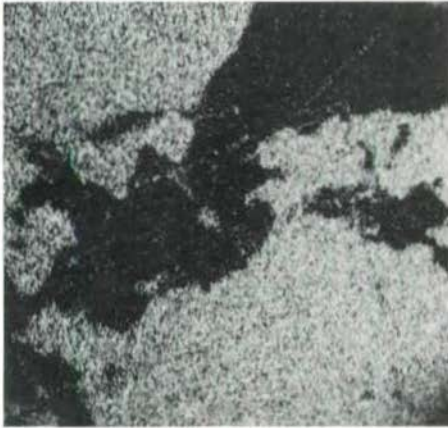
Tafel V



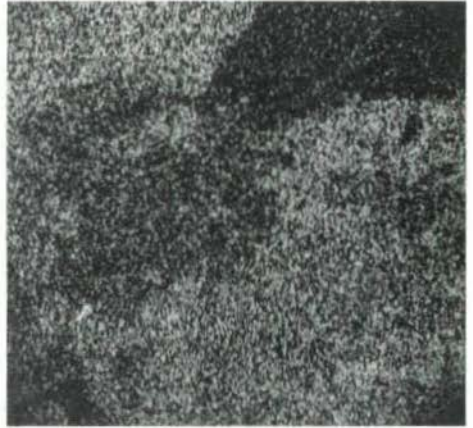
1



2



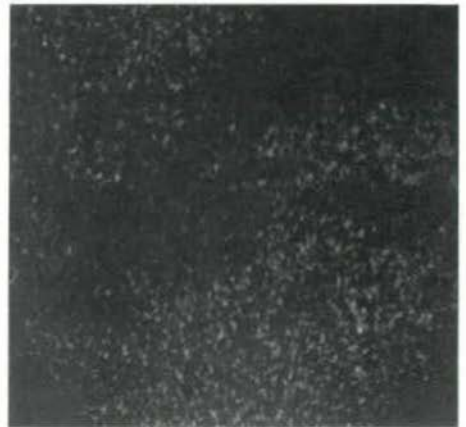
3



4



5



6

EIN BEITRAG ZUR ENTWICKLUNG PHYLLOTRIAENER MEGASKLEREN (DEMOSPONGEA) AUS OBERJURASSISCHEN BECKENSEDIMENTEN (OBERALMER SCHICHTEN, NÖRDLICHE KALKALPEN)

von H. MOSTLER ^{x)}

Zusammenfassung

Stammformen und Abwandlungen phyllotriaener Nadeln wurden an einer Probe, aus oberjurassischen Beckensedimenten stammend, untersucht. Das obertithone Alter wurde mit Hilfe von Radiolarien nachgewiesen.

Die reiche Mikrofauna (Radiolarien, Kieselspiculae, Saccocomen, sowie Holothurien und Ophiuren) stammt aus dem autochthonen Anteil der Oberalmer Schichten, die Tiefwassersedimenten zugerechnet werden.

Die massenhaft anfallende Kieselspiculaeführung läßt sich etwa zu gleichen Teilen auf Hexactinellida und Demospongia zurückführen. Anhand eines reichen Bildmaterials wird in dieser Studie die Vielfalt der von Caltropen, Triaenen und Dichotriaenen ableitbaren Phyllotriaene und deren Derivate aufgezeigt.

Es werden 14 Typen von Dichotriaenen, vorwiegend aus dem Oberjura stammend, abgebildet, von welchen einige die Stammformen für Phyllotriaene und davon ableitbare Formen darstellen. Eine Reihe von Abwandlungsendstadien wird vorgestellt und deren Zuordnung in die derzeit stark in Fluß geratene Systematik diskutiert. Weiters wird aufgezeigt, daß sich bei den Dermalspiculae tetracladiner Poriferen erst mit Beginn der Obertrias Veränderungen einstellen; die bereits im Unterperm nachgewiesenen Phyllotriaene sind noch sehr einfach gebaut.

Studien über die Variationsbreite phyllotriaener Nadeln aus der Obertrias zeigen, daß zu dieser Zeit nicht annähernd jene Endstadien der Abwandlung erreicht werden, wie sie z. B. in dieser Arbeit anhand oberjurassischer Formen nachgewiesen werden könnten. Daraus läßt sich ableiten, daß die Veränderungen phyllotriaener Spiculae, entwicklungsgeschichtlich betrachtet, von einfach gebauten, undifferenzierten Formen im Unterperm über stärker abgewandelte Formen in der Obertrias zu hochdifferenzierten Endstadien im Oberjura einer gerichteten Entwicklung unterworfen sind.

Die Studie wird mit der Vorstellung einiger neuer Bauformen triaener Kieselnadeln abgeschlossen.

^{x)} Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler,
Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Summary

Fundamental four-rayed spicule types of Demospongea and their derivatives (phyllostriaenes) were investigated. All these megascleres are reported from one sample of Upper Triassic age (Upper Tithonian age was evident by radiolarians).

The same sample bears rich microfauna (radiolarians, mega- and microscleres of sponges, Saccocoma and spicules of holothurians and ophiurians), originating in the autochthonous part of Oberalm Formation, belonging to deep water sediments.

The content of siliceous spicules is very high (Hexactinellida and Demospongea, both of the same amount). Abundant illustrations in this study show the diversity of phyllostriaenes and their derivatives deducible from caltropes, triaenes and dichotriaenes.

14 types of dichotriaenes, mainly from the Upper Jurassic, are illustrated, some of which representing fundamental spicules of phyllostriaenes and their derivable scleres.

A range of final states of derivation is presented and their attribution to the problematical systematics, now being strongly under discussion, is shown. Dermal spicules of tetracladine porifers do not appear before the beginning of Upper Triassic. Phyllostriaenes of the Lower Permian are still of simple construction.

Investigations on the morphological variation of Upper Triassic phyllostriaene spicules show, that at this time not even approximately those final states of derivation could be reached, as for example Upper Jurassic forms, which is proven in this paper. This leads to the opinion that changes of phyllostriaene spicules, regarded evolutionarily, reach from simple undifferentiated types in the Lower Permian through more differentiated ones in the Upper Triassic to highly differentiated final states of derivation in the Upper Jurassic.

The study ends with the presentation of some new types (spiculae morphology) of triaene siliceous spicules.

INHALT

1. Einleitung und Problemstellung
2. Kurzer Überblick, die Gesamtmikrofauna betreffend
3. Dichotriaene mit unterschiedlich entwickeltem bis fehlendem Rhabd
4. Die Stammformen der Phyllostriaene und deren Abwandlung
5. Zugehörigkeit der phyllostriaenen Nadeln und der davon abgeleiteten Skleren, sowie deren stratigraphische Verbreitung
6. Kurze Beschreibung einiger neuer, dem Dichotriaen zuordenbarer Spiculae

1. Einleitung und Problemstellung

Im Zuge des Studiums von Mikrofaunen, aus dem unlöslichen Rückstand jurassischer Sedimente stammend, ist der Verfasser auf eine reiche Kieselspiculaeführung innerhalb der Oberalmer Schichten gestoßen. Eine nur zu Testzwecken entnommene Probe von der Typlokalität der Oberalmer Schichten (bei Hallein in Salzburg) hat eine Unzahl von gut erhaltenen Kieselnadeln unterschiedlichster Art geliefert, was zu einer Nachbeprobung und systematischen Aufsammlung dieser am sogenannten "Alten Leitnersteinbruch" in Oberalm führte.

Dabei zeigte es sich, daß die Oberalmer Schichten z. T. sehr reich an Kieselschwammskelettelementen sind und diese oft einen hervorragenden Erhaltungszustand aufweisen. Meist sind sie noch in Kieselsäureerhaltung überliefert, in nicht wenigen Fällen jedoch sind sie in Pyrit umgewandelt, ohne an Qualität, was die Erhaltung betrifft, eingebüßt zu haben; im Gegenteil, es sind Details an diesen, wie elektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen, oft noch besser abgebildet. Selten ist eine Umsetzung in Glaukonit mit wesentlich schlechterer Erhaltung festzustellen.

Ziel dieser Studie ist es, einmal aufzuzeigen, aus welchen Grundnadeltypen sich die den Lithistida angehörenden Phyllotriaene ableiten und welche Umbildungsendstadien dabei entwickelt werden konnten. Gerade solche Endstadien führten zu Gebilden, die nicht oder nur sehr entfernt an Kieselspiculae erinnern und daher auch als solche nicht erkannt wurden.

Anhand eines reichen Bildmaterials werden diese Formen erstmals vorgestellt. Gleichzeitig informiert vorliegende Arbeit über alle weiteren phyllotriaenen Nadeltypen, die innerhalb einer einzigen Probe auftreten, deren Endglieder aufgrund von Hypertrophie oder Atrophie einzelner Strahlen die unterschiedlichste Gestalt annehmen.

Eine Gegenüberstellung der oberjurassischen phyllotriaenen Spiculae mit jenen der Trias (letztere wurden vom Verfasser bereits eingehend untersucht; H. MOSTLER, 1976) sollte aufzeigen, ob die Ausbildung der Endglieder zwischen Trias und Jura wesentliche Unterschiede aufweist, und wenn solche vorhanden sind, ob diese auf evolutive Vorgänge zurückgehen und somit eventuell auch stratigraphisch verwertet werden können.

Die untersuchten Proben stammen von der Typlokalität der Oberalmer Schichten und wurden aus dem aufgelassenen Leitnersteinbruch in Oberalm in der Nähe von Hallein bei Salzburg entnommen. Die Oberalmer Schichten sind typische Beckensedimente, die aus einer alternierenden Karbonat-Tonstein-Folge bestehen. Nach FENNINGER & HOLZER (1970: 72) sind sie an der Typlokalität 500–600 m mächtig und umfassen ein Alter, das vom Callovian bis in das Berriasian reicht. Aufgrund der mit anfallenden Radiolarien, die vom Verfasser in einer eigenen Arbeit vorgestellt werden, läßt sich belegen, daß die Probe mit der reichen Poriferenspiculaeführung aus dem oberen Tithon stammt, und alle in diese Studie miteinbezogenen Vergleichsproben nur aus dem oberjurassischen Abschnitt stammen; die tiefkretazischen Poriferennadeln sind hier nicht direkt miteinbezogen, sondern wurden nur im Hinblick auf die stratigraphische Aussagekraft mitdiskutiert.

Wesentlich für die Untersuchungen an Kieselporiferen sind gleichzeitig mitlaufende mikrofazielle Studien, vor allem, um Aussagen über die Autochthonie oder Allochthonie der Skelettelemente treffen zu können. So sind die dünnbankigen, meist sehr kieselschwammreichen Kalke und die tonigen Zwischenlagen autochthoner Natur, während die dazwischengeschalteten dickbankigen Kalke (Kalkturbidite nach FLÜGEL & PÖLSER, 1965, sie wurden als Barmsteinkalke ausgewiesen), von den Karbonatplattformen stammend, allochthon gebildet wurden. Letztere führen entweder keine Kieselnadeln oder nur einige wenige, die nicht mit jenen der autochthonen Fauna verglichen werden können. Ganz bewußt wurden nur die Spiculae einer einzigen Probe, deren Mächtigkeit 10 cm nicht übersteigt, in diese Studie aufgenommen (bezieht sich auch auf die Fototafeln), zumal im Liegenden und Hangenden dieser Probe die Poriferenspiculae nicht unbedeutend abweichen. Es sollte im ersten Schritt nur eine Probe untersucht werden, die einen sehr engen Zeitabschnitt repräsentiert, die außerdem als autochthon zu betrachten ist, um sicher zu gehen, daß es sich nicht um verschiedenzeitliches oder gemischtes Faunenmaterial handelt. Nur auf diese Weise ist es möglich, Veränderungen, die auf evolutive Vorgänge zurückgehen, von vorneherein auszuschalten. Ob die Abwandlungen der phyllotriasenen Spiculae auf ontogenetische Abläufe zurückzuführen sind, oder ob die Veränderungsmuster Stadien verschiedener Poriferenarten widerspiegeln, die zusammen eine mehr oder minder gerichtete Entwicklung abbilden, muß offen bleiben. Bevor wir uns mit der Terminologie der phyllotriasenen Spiculae auseinandersetzen, sei zunächst die gesamte Mikrofaunenzusammensetzung der zuvor genannten Probe (LBX) kurz aufgelistet und im folgenden jene der Kieselporiferen besprochen.

2. Kurzer Überblick, die Gesamtmikrofauna betreffend

(Gesamtmikrofauna aus dem unlöslichen Rückstand mit Hilfe der Essigsäuremethode gewonnen.)

Radiolarien: (sehr reiche Fauna). Hier sind die stratigraphisch wichtigsten Arten kurz aufgelistet: *Triactoma tithonidium*, *Sethocapsa cetia*, *Acanthocircus dicranocanthus*, *Ditrabs sansalvadorensis*, *Paronaella ewingi*, *Parvicingula ? altissima*, *Podobursa triacantha*. Einstufung: Oberes Tithon.

Foraminiferen: (arme Fauna). Steinkerne von diversen Kalkschalern und agglutinierten Formen.

Kieselpongien: Eine sehr reiche Sklerenführung aufweisend; siehe unten.

Ostracoden: wenige unbestimmbare Steinkerne.

Schwebcrinoiden: (arme Fauna); wenige Brachialia aus dem distalen Bereich von *Saccocoma*.

Ophiuren: (sehr reiche Fauna); alle Skelettelemente, besonders häufig mit Skeletteilen und Skelettanhängen aus dem Scheiben- und Armbereich.

Echiniden: (arme Fauna); einige Stacheln, wenige Pedicellarien und Skelettelemente von den Füßchen der Saugscheiben.

Holothuriensklerite: (reiche Fauna); mehrere Theelien-Arten, zwei Arten von *Hemisphaeranthos*, mehrere Arten der Gattungen *Priscopodatus* und *Proto-caudina*.

Fischreste: einige Fischzähne (*Hybodus*) und Fischschuppen.

Kieselspiculaezusammensetzung: Monactine: Nur ein Typus eines leicht gekrümmten Styls; Tylostyl.

Diactine: Gestrecktes und gekrümmtes Amphiox (vier Typen) Eulerrhabd, Opñiñhābd, Criccorhabd.

Triactine: Anadiaen.

Tetractine: Oxicaltrop, Echinoxicaltrop, Criccotriaen, Oxicriticaltrop, Protriaen: eine Reihe von Triaenen mit reduziertem Rhabd (speziell in dieser Studie besprochen): Criccodichotriaen; Orthodichotriaene mit reduziertem Rhabd und viele phyllotriaene Nadeln, die in dieser Studie ausführlich diskutiert werden.

Pentactine: diverse Oxipentactine, diverse Echinpentactine und Pinulpentactine (insgesamt 14 verschiedene pentactine Nadeltypen).

Hexactine: Oxihexaster, fünf verschiedene Pinulhexactine.

Polyactine: vom Hexactin abzuleitende Formen; Scopul, Aster und Raxen.

Desmen: Heloclone, Rhizoclone, Sphaeroclone und Didymoclone.

Zusammengeschnittene Skelettelemente: Lyssakide und dictyonide Gerüste; besonders zu erwähnen ist das Lychnisk.

Die obige Zusammenstellung gibt die Vielfalt der Kieselsklern, die nur aus der Probe LBX stammen, wieder. Es handelt sich dabei z. T. um bisher noch nicht bekanntgemachte Spiculae, die in einer zusammenfassenden Pori-ferenarbeit über die oberjurassischen Beckensedimente dargestellt werden sollen.

Während die in dieser Studie vorgestellten Phyllotriaene und ihre Abkömmlinge den ectosomalen Sklren (Dermalspiculae des externen Skeletts) zuzuordnen sind, stammen die zuletzt aufgelisteten Desmen aus dem choanosomalen Bereich (Innenskelett = Stützskelett); d. h. die Desmen sind die den in peripheren Abschnitten entwickelten Phyllotriaenen und phyllotriaenen Derivaten zugehörigen Stützskettelemente. Die so vielfältig gestalteten Dermalspiculae bilden nach außen hin eine Sklrenlage, die einer Panzerung gleichkommt.

3. Dichotriaene mit unterschiedlich entwickeltem bis fehlendem Rhabd

Die Grundform der Dichotriaene, aus denen sich unsere Phyllotriaene entwickelt haben, ist das Tetractin. Sind alle Strahlen gleich lang ausgebildet, so spricht man vom Caltrop, dessen Strahlen mit spitzen, stumpfen oder knopfartigen Enden ausgestattet sein können. Die Strahlen selbst sind glatt, bedornt, bestachelt, beknotet oder beringt. Das Caltrop ist zweifels-ohne der zentrale Sklerentypus der Demospongea. Durch seine Abwandlung entstehen das Triaen, Dichotriaen, Dichocaltrop, Tetraclon, Trider und Tripod.

Die hier genannten Spiculaetypen sind Produkte einer straffen, gesetzmäßigen Weiterentwicklung. Wirken sich Hypertrophie, Atrophie, oder beide zusammen, nicht in strenger Gesetzmäßigkeit aus, so werden die Sklren, die sich vom Caltrop ableiten, oft zu Spiculaetypen umgeformt (unregelmäßige Verschmelzungen und Aufspaltungen der Kladiske; Reduzierung der Rhabde zu knopfartigen Bildungen bis zur totalen Eliminierung), deren Abkunft vom Caltrop nicht mehr auf direktem Wege erkennbar ist.

Das uns speziell interessierende Spiculum ist das Triaen, welches durch Hypertrophie nur eines Strahles entstand. Dieser Strahl wird unter der Bezeichnung Rhabd oder Rhabdom geführt. Das Triaen ist ein wichtiger Sklerentypus, der für Schwämme der Ordnung Lithistida (Unterklasse Tetractinomorpha) kennzeichnend ist.

Durch Aufspaltung der übrigen drei gleich langen Strahlen (Kladiske) entsteht das Dichotriaen (Abb. 1), als Ausgangsspiculum für eine Reihe von Formen, die in ihrem Umbildungsstadium ebenfalls nicht mehr als Abkömmlinge von triaenen Skleren erkennbar sind, wie z. B. das Pinakid, Symphyllotriaen, Hexaen und Discotriaen.

Zunächst wollen wir uns aber einen Überblick über die diversen Dichotriaene verschaffen, die ihrerseits wieder zum Ausgangsprodukt für Endglieder nach dem Muster von Abb. 2 werden können. Hierzu ist es notwendig, zuerst die einzelnen Veränderungen der Triaene in Merkmalsgruppen vorzustellen.

1. Das Rhabdom betreffend: sehr lang, mittellang, kurz, zum Knopf reduziert; rudimentärer, gerade noch erkennbarer Knopf oder überhaupt fehlen Spitzes, stumpfes oder knopfartiges Ende, glatte, dornige oder beringte Struktur über die ganze Länge oder nur abschnittsweise auftretend.
2. Die Kladiske betreffend:
 - a) Hauptstrahlen (Strahlen erster Ordnung) kurz, mittel oder lang. Glattrandig, wellig, bogenförmig; unregelmäßig wurzelartig beringt.
 - b) Nebenstrahlen (Strahlen zweiter, dritter etc. Ordnung) kurz, mittel, lang, gerade oder bogenförmig verlaufend; nach innen oder nach außen gebogen; Ränder glatt oder wellig; Oberfläche knotig, halbkugelig, rippig oder unregelmäßig verwurzelt.
3. Außenrand des gesamten Spiculums: geradlinig, gebogen, unregelmäßig dornig, bogig und kombiniert (z. B. bogig und dornig).
4. Winkelbeziehung zwischen Rhabd und den Kladisken: rechter, spitzer, stumpfer Winkel.

In der Folge informiert Abb. 1 über die diversen Dichotriaene, die z. T. durch eine Reduktion des Rhabds bis zu dessen völligem Fehlen charakterisiert sind. Die Formen 1-8 sind in jedem Fall Grundtypen, die sich durch Verbreiterung und Aufspaltung zu Phyllotriaenen entwickeln. Die Formen (Fig. 9-10) wurden durch Aufspaltung und intensive Zerwurzelung zu desmenähnlichen Gebilden (an Rhizoclone erinnernd).

Der unter Fig. 11 geführte Typus (Criccotrider) kann noch weitere Ringe an den drei Hauptstrahlen entwickeln, wie Skleren aus dem höchsten Oberjura und der Unterkreide zeigen. Die Form, die unter Fig. 13 dargestellt wurde, vermag sich durch weitere Aufspaltung der dichotom verzweigten Äste zu eigenartigen Formen auszuwachsen. Bei Skleren, wie sie unter Fig. 14 dargestellt werden, konnte im dichotom verzweigten Bereich keine weitere Aufspaltung nachgewiesen werden. Die unter 14 und 16 geführten Formen stammen aus der hohen Obertrias (Zlambachschichten); beide sind bedornt bis bestacheln. Während Typus 15 noch ein deutlich entwickeltes Rhabd zeigt, fehlt der Form 16 jede Spur von einem Rhabd (in beiden Fällen handelt es sich um bisher nicht beschriebene Dichotriaene, die in der hohen Obertrias einem eigenen Formenkreis von Poriferen angehören (MOSTLER, 1986, in Druck).

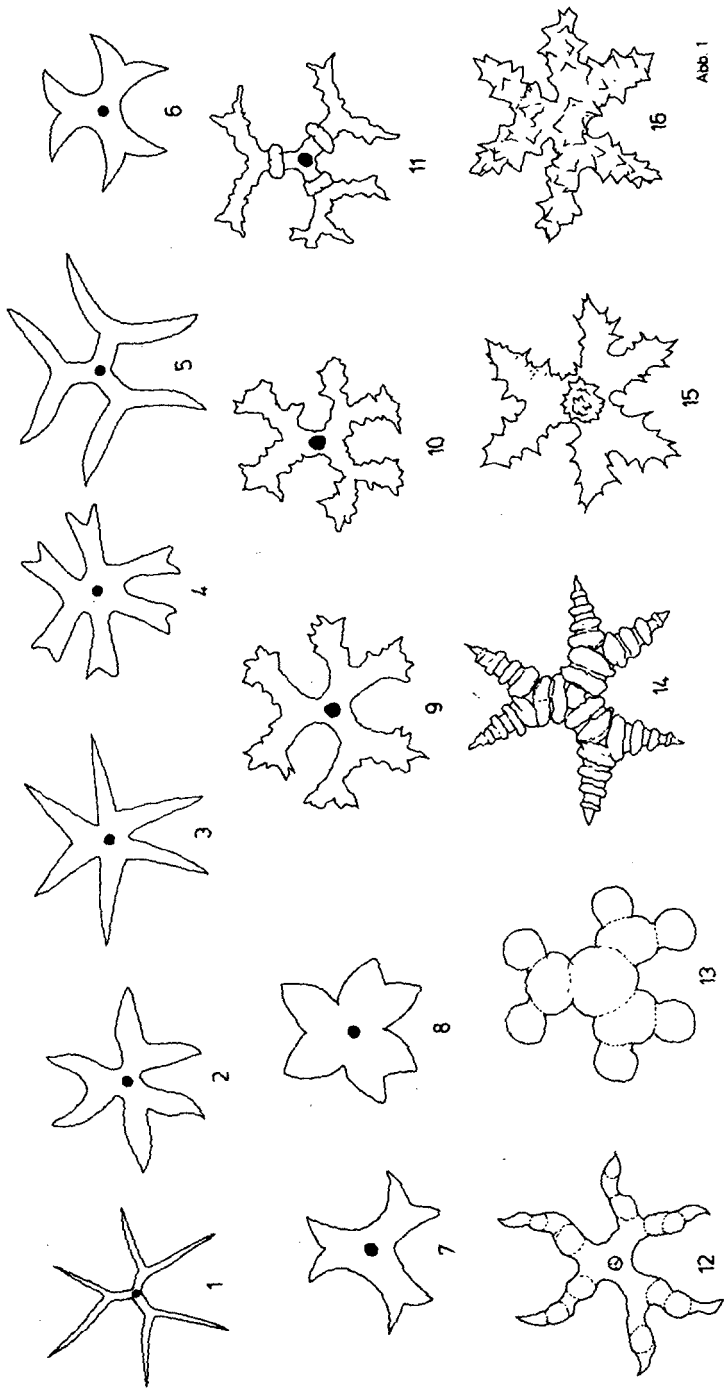


Abb. 1

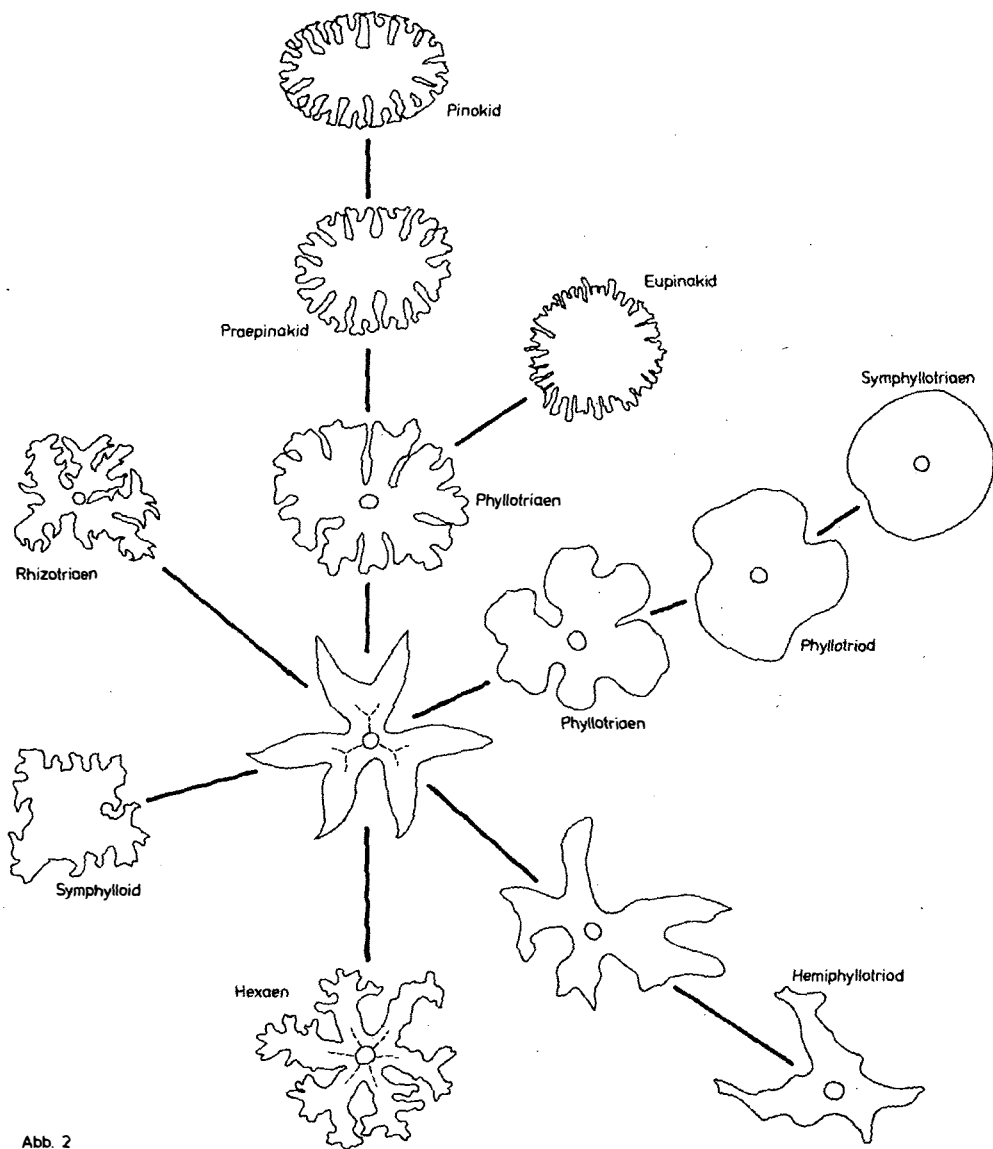


Abb. 2

4. Die Stammformen der Phyllostriaene und deren Abwandlung

Zunächst zur Definition der Phyllostriaene: Ein dermales (ectosomales) Spiculum vom Typus Triaen, dessen Kladiske blattartig verbreitert sind. In dieser Definition ist weder eine Aussage über die Art des Rhabs, noch über die Aufspaltung der Kladiske enthalten. Demnach kann ein Phyllostriaen sowohl aus einem Caltrop, aus einem Triaen, als auch aus dem Dicho- bzw. Didichotriaen, oder aus einem in noch mehrere Endstrahlen aufgegliederten Triaen entstehen (wie z. B. das Trichotriaen).

Im folgenden (Abb. 3) wird die Entwicklung aus dem Caltrop (alle Strahlen gleich lang, daher kein eigentliches Rhabd) und aus dem Triaen (drei Strahlen gleich lang, das Rhabd sehr lang, mittellang oder kurz, Abb. 4) schematisch dargestellt. In allen Fällen wollen wir das Rhabd vernachlässigen.

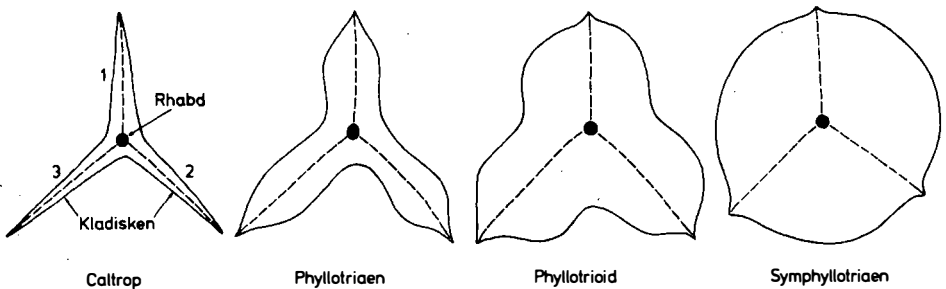


Abb. 3

Abb. 4 informiert über jene Stadien, die aus der oberjurassischen Probe LBX stammen und nachweisbar auf ein Protriaen mit kaum verdickten Strahlen zurückgehen (1); in der weiteren Folge werden die drei Kladiske immer stärker, vor allem im Mittelteil der Strahlen verbreitert, bis richtig globose Spiculae entstehen (2-6). Auffallend sind dabei immer noch die spitz endenden Strahlen, die selbst bei subrunden Formen noch zu erkennen sind (siehe hierzu auch Abb. 5 und Taf. 1, Fig. 7). Wahrscheinlich würden Caltrope und Triaene mit gerundeten Strahlenenden bei ähnlicher Entwicklung nur runde Endformen hervorbringen (bisher nicht bekannt).

Es gibt aber ebenso triaene Ausgangsformen mit einem langen Rhabd, (Abb. 5) die zu ähnlichen Formen führen können, sich jedoch vom Protriaen ableiten.

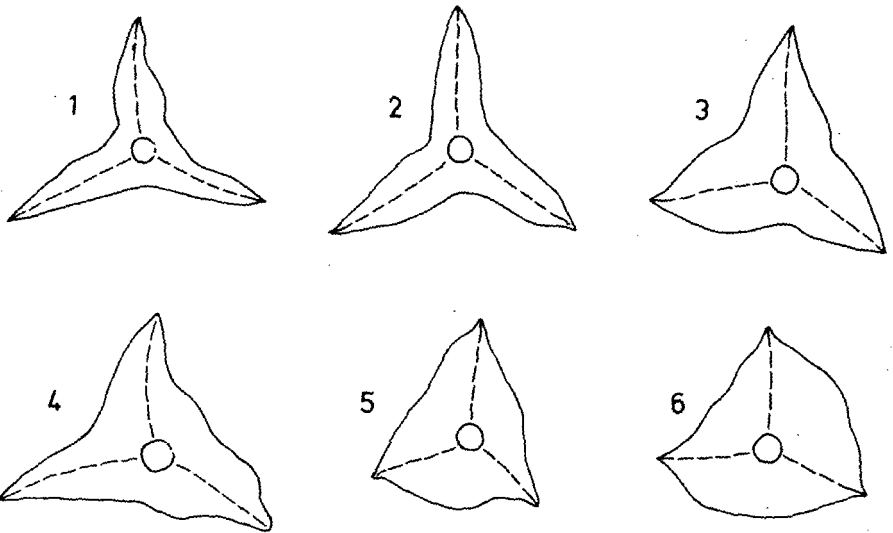


Abb. 4

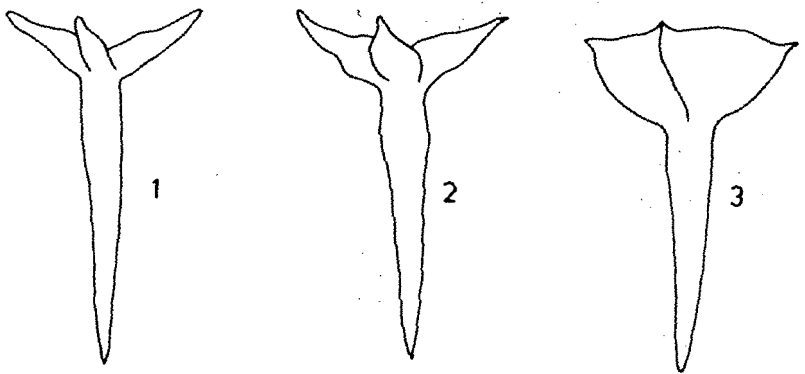


Abb. 5

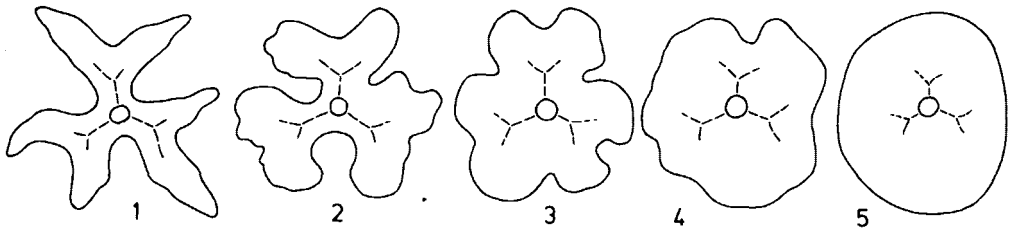


Abb. 6

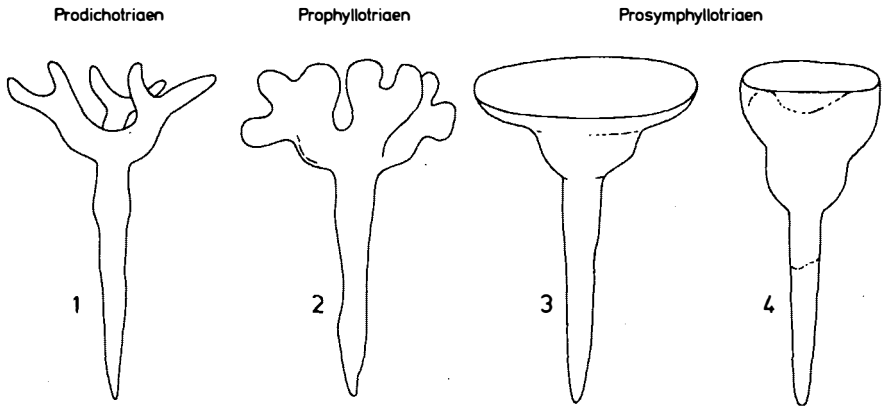


Abb. 7

In Abb. 6 sind Dichotriaene und deren Derivate in der Aufsicht dargestellt, d. h. die Rhabdlänge wurde vernachlässigt. Sehr deutlich erkennt man die dichotriaene Struktur bis zur Form 3; danach (4-5) ist die dichotriaene Anlage nur mehr über den Weg der Achsenkanalbildung (mit Wasser- oder Öltränkung sichtbar) erkennbar.

Unter Einbeziehung des langen Rhabds und gleichzeitiger Mitdarstellung des stumpfen Winkels zwischen Rhabd und Kladisken, wird es ersichtlich, daß die Endform glockenförmig aussehen muß (Prosymphyllotriaen). Die Kladiske ragen zunächst steiler nach oben und werden in jenem Abschnitt flach, in welchem die Kladiske verzweigen (siehe Abb. 7). Je steiler die Kladiske aufragen, desto tiefer werden die glockenförmigen Spiculae (Abb. 6, Fig. 4). Formen dieser Art, wenn man sie isoliert in Mikrofaunen vorfindet, sind nicht mehr als Schwammskleren zu erkennen.

Wie sind nun jene phyllotriäen Skleren ausgebildet, die sich aus dem gewöhnlichen Dichotriäen ableiten? Während die Aufspaltung der Kladiske noch mehr oder minder einer Regel folgt, ist das Verbreitern der einzelnen Strahlen zu blattartigen Gebilden keiner Gesetzmäßigkeit unterworfen, wodurch die unterschiedlichsten Bautypen entstehen, die sich einer strengen Klassifizierung entziehen.

Der Verfasser hat versucht, alle in Probe LBX vorliegenden Phyllotriäene aufzugliedern und ist dabei zur Ausscheidung von 18 verschiedenen Typen gelangt. Eine Übertragung dieser auf Phyllotriäene aus anderen Proben führte zu größten Schwierigkeiten und deshalb wurde von einer strengen Aufgliederung Abstand genommen.

In der Folge sind einige Vertreter von Phyllotriäenen dargestellt (Abb. 8), mehr, um die Aufspaltung der Kladiske aufzuzeigen als die Formen selbst, da diese von der Intensität der Verbreiterung der einzelnen Strahlen (innerhalb der Länge eines Strahls ist auch das Breitenwachstum unterschiedlich stark) abhängt. Die Gesamtform wird zweifelsohne vom Aufspaltungsmuster gesteuert, so z. B. wirkt sich die trichotome Verzweigung eines Kladisks auf die Gesamtkonfiguration eines Skleren aus (Abb. 8, Fig. 1). Langgestreckte Formen entstehen, wenn beispielsweise nur zwei Kladiske Strahlen zweiter, dritter und vierter Ordnung entwickeln (Abb. 8, Fig. 4, 7). Eine analoge Ausbildung kann aber auch durch einen sehr lang gestalteten Kladisk entstehen, der nur Seitenäste entwickelt; die beiden anderen Kladiske sind sehr kurz und spalten in je einen langen und einen kurzen auf. Nach diesem Bauprinzip werden die Vorläufer des Pinakids gestaltet.

Sehr unregelmäßig ausgebildete Formen gehen auf einseitige Produktion von Strahlen dritter und vierter Ordnung zurück (Abb. 8, Fig. 2). Im Gegensatz dazu sind Formen, deren Kladiske eine koordinierte Aufspaltung zeigen, eher runde Formen, die den symphyllotriäenen Typus zur Endform haben (Abb. 8, Fig. 10, 11); wenn diese jedoch außen stark lappig entwickelt sind, dann handelt es sich um die Aufspaltung der dritten Strahlengeneration in mehrere Äste (Abb. 8, Fig. 12).

Fallen die Kladiske sehr kurz aus bzw. findet die Aufspaltung noch im Randbereich der Rhabdansatzstelle statt, dann entstehen Skleren mit tiefen Einschnitten, die je nach der darauffolgenden Verzweigung der Kladiske in der Form recht unterschiedlich ausfallen. Hexaene Formen (Abb. 8, Fig. 5) entstehen, wenn die Strahlen zweiter Ordnung zu kleinen, kurzen Ästen hintereinander aufspalten.

In Abb. 2 wurde bereits versucht, die aus dem Dichotriäen hervorgegangenen Endglieder aus dem Oberjura, die sehr charakteristische Formen widerspiegeln, darzustellen. Sehr deutlich ist die Entwicklung der pinakiden Spiculae aus dem andeutungsweise phylloiden Dichotriäen, wobei festgehalten werden muß, daß der Winkel zwischen den Kladisken und dem Rhabd 90° beträgt, und das Rhabd als mittellanger, spitz endender Strahl ausgebildet ist. Im Zuge der weiteren Entwicklung kommt es zu einer Reduktion des Rhabds, bis Formen entstehen, die schon deutliche Anlagen eines Pinakids zeigen. Durch weitere Atrophie wird das Rhabd ausgemerzt, während durch Hypertrophie es zu einer starken Aufspaltung der zunächst dichotom verzweigten Kladiske kommt, die z. B. in der ersten Aufspaltungsphase sehr tief einschneiden, in der zweiten Phase weniger tief vordringen, jedoch mit einem breiteren Abstand, wodurch es bei der Aufspaltung zu Raumproblemen kommt, die durch

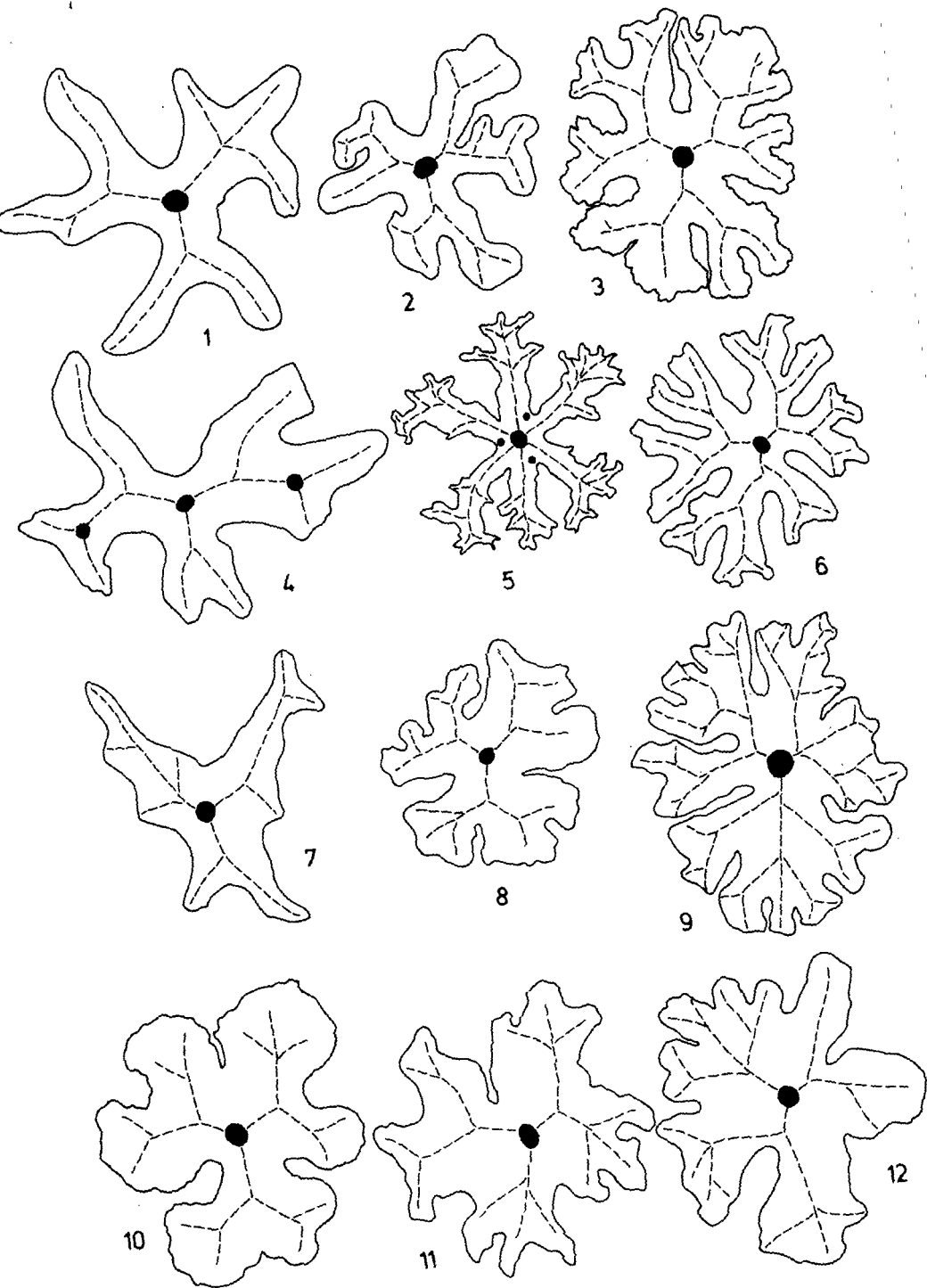


Abb. 8

Verschmelzung der neu geschaffenen Strahlen kompensiert werden. Somit entwickelt sich eine Scheibe mit alternierenden langovalen und runden Löchern, wovon ein Großteil nach außen offen ist. D. h. die endgültige Verschmelzung zu einer langovalen Scheibe mit glattem Außenrand ist noch nicht endgültig vollzogen.

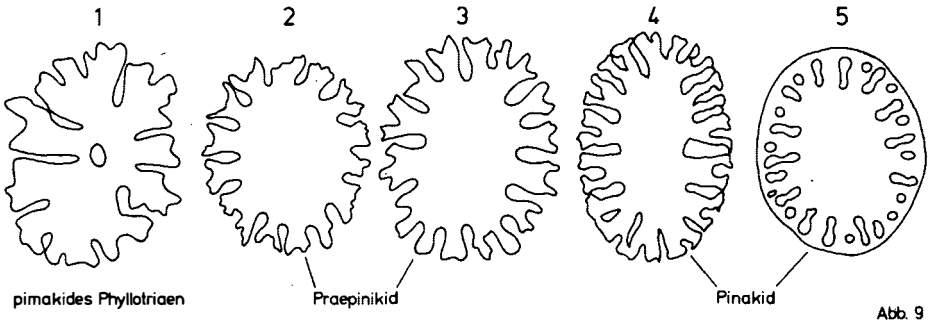


Abb. 9

Die Entwicklung läuft also über ein phylloides Dichotriaen zu einem pinakiden Phyllotrien, über das präpinakide Stadium zum Pinakid (siehe Abb. 9). RAUFF (1893: 154) vermutete schon einen Zusammenhang zwischen Triäen und Pinakid, siehe allerdings im Symphyllotriaen die Übergangsform zum Pinakid, das er mit dem Namen Symphyllotrioid belegte. Diese Fehleinstufung dürfte auf die glatte Begrenzung beider Formen zurückgehen; wie jedoch anhand der Abb. 9 aufgezeigt werden konnte, leitet sich das Pinakid vom Dichotriaen über das Phyllotrien ab.

Spiculae mit eher kreisförmigem Zuschnitt und nur mehr in engen Schlitzen überlieferten Verschmelzungsaussparungen hat der Verfasser mit dem Terminus Eupinakid ausgewiesen (siehe Abb. 2).

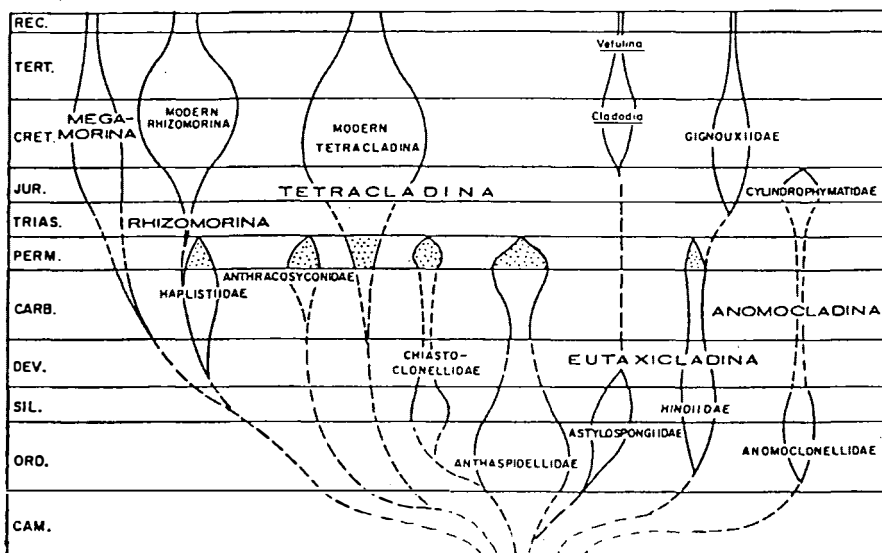
Über die zweite wichtige Entwicklungsreihe, vom Dichotriaen bis zum Symphyllotriaen laufend, wurde schon im einzelnen referiert, wobei dieses aus Dichotriaen mit reduziertem Rhabd oder mit mittellangem Rhabd entstehen kann, oder aus einem Dichotriaen entstanden ist (Abb. 6 und 7). Das hexaene Endglied wurde ebenfalls schon besprochen (siehe Abb. 2 und Abb. 8, Fig. 5); dasselbe gilt für jene Formen, die als Hemiphyllotrioid bezeichnet wurden (Abb. 2 und Abb. 8, Fig. 7).

Wichtig erscheinen noch zwei Spiculaetypen, nämlich das Discotriaen und das Rhizotriaen (Abb. 2), zumal die erste Form durch Atrophie das Rhabd völlig zurückgebildet hat, und eher rechteckige Platten darstellt, letztere wahrscheinlich schon starke Anklänge an desmone Skleren aufweist, nämlich solche vom Typ Rhizoclon.

5. Zugehörigkeit der phyllotriänen Nadeln und der davon abgeleiteten Skleren, sowie deren stratigraphische Verbreitung

Die phyllotriänen Skleren gehen aus triactinen (tetraxonen) Nadeln hervor, die nur bei den Demospongea vorkommen und namensgebend für die Unterklasse Tetractinomorpha sind. Tetractine Nadeln treten vornehmlich bei der Ordnung Lithistida, aber auch bei den Choristida (Astrophorida) und Spirophorida auf (Systematik nach HARTMAN et al., 1980).

Die nachfolgende Abb. 10 vermittelt die Vorstellung der vermuteten phylogenetischen Entwicklung der Lithistida nach FINKS (1970), deren polyphyletische Natur einigermaßen gesichert erscheint (HARTMAN et al., 1980).



Für unsere Betrachtungen sind zunächst folgende Unterordnungen der Lithistida interessant:

- Eutaxi cladina
- Tetra cladina
- Rhizo morina
- Mega morina

Erstere haben als Dermalia Dichotriaene ausgebildet; ob diese zur Entwicklung von phyllotriänen Nadeln neigen, ist unbekannt.

Reich an Dichotriaenen und Phyllostriaenen sind die Tetracladina. Die meisten unserer hier vorgestellten Skleren gehören dieser Unterordnung an.

Die Rhizomorina dagegen haben keine gesetzmäßigen tetractinen Nadeln entwickelt, jedoch kommen Endglieder von Phyllostriaenen vor, so z. B. das Symphyllostriaen.

Die Megamorina haben als Dermalia Dichotriaene mit langschaftigem Rhabd hervorgebracht, über deren weitere Abwandlung nichts bekannt ist.

So haben wir den Schwerpunkt unserer Betrachtung besonders auf die Tetracladina zu konzentrieren. Strenggenommen treten die Tetracladina erst ab dem frühen Perm auf (siehe Abb. 10); nach LAUBENFELS (1955) sollen diese bereits ab dem Ordovizium einsetzen. Diese Diskrepanz hat ihre Ursache in der unterschiedlichen Betrachtungsweise der phylogenetischen Vorstellungen und unterschiedlichen Handhabung der Systematik. So wird z. B. bei B. ZIEGLER (1983: 96) das Erstauftreten der Tetracladina in der Trias angegeben, da nach ihm diese durch gerüstbildende Tetraclone und Triden belegt sein müssen. Eine derzeit vom Verfasser laufende Studie über altpaläozoische Kieselspiculaevergesellschaftungen soll aufzeigen, wie sehr unsere bisherigen Konzepte, was die Phylogenie der Demospongiae betrifft, unter Informationslücken leidet. Die ältesten phyllostriaenen Nadeln haben MOSTLER (1976) und KOZUR & MOSTLER (1985) aus der höheren alpinen Obertrias (Sevat) und aus dem Perm nachgewiesen. HARTMAN et al. (1980: 68) weisen auf das Fehlen von Phyllostriaenen im unteren und mittleren Jura hin; diese Ansicht ist insofern zu revidieren, zumal bisher nur jene kieselspiculaeführenden Sedimente untersucht wurden, die nach dem markanten tektonischen Ereignis in der hohen Obertrias und im basalen Jura (altkimmerische Phase), bedingt durch Strukturinversion, aus einem erst neu geschaffenen Ablagerungsraum stammen. Es handelt sich um Spiculae von Poriferenfaunen, die erst eine Pionierbesiedlung begonnen haben. In jenen Bereichen, die jedoch in der Tiefwasserposition verblieben, sind phyllostriaene Spiculae ebenso im Lias zu verzeichnen; sie entwickeln sich ungehindert über den mittleren Jura hinauf zum Oberjura, wo sie eine große Formenmannigfaltigkeit erreichen. Schließlich erreichen die Tetracladina in der Unterkreide ihre Blütezeit. Obwohl sie danach stark zurückgehen, gehören sie zur artenreichsten Gruppe der Lithistida.

Die Vorläufer der Phyllostriaene (Caltrope, Triaene, Protriaene und Dichotriaene) treten bereits viel früher auf. So sind Caltrope bereits ab dem Oberkambrium nachgewiesen (MOSTLER & MOSLEH-YAZDI, 1976: 19). Ihre Zugehörigkeit ist jedoch offen. Die ersten Triaene stammen aus dem frühen Devon und die ersten Protriaene aus dem Unterkarbon.

Was das Erstauftreten von Dichotriaenen betrifft, so gehen diese auf das Unterperm zurück (FINKS, 1960).

Aus dem zuvor Gesagten läßt sich nun ableiten, daß tetractine Skleren schon sehr früh, also im Kabrium, gebildet wurden, und als solche dem Stützskelett angehörten. Relativ spät (höheres Unterperm: KOZUR & MOSTLER, 1985) dagegen haben sich Dermalispiculae (ectosomale Skleren) entwickelt, die über lange Zeit die angelegte Grundform (das Dichotriaen) beibehalten haben. Mit der basalen Obertrias (Cordevol) wurde ein erster Versuch zur Verbreiterung der Kladiscke gestartet (das von GAZDZICKI et al. 1978 auf Tafel 46,

Fig. 1 dargestellte Spiculum ist kein Orthodichotriaen sondern ein Phyllo-
triaen) und erst ab der höheren Obertrias (Sevat) haben sich die Dermal-
spiculae, aus welchen Gründen auch immer, weiterentwickelt, indem sie bei-
spielsweise die Kladiske sehr unregelmäßig verbreiterten und das Rhabd
stark verkürzten. Nun, was den Grad der Veränderung betrifft, so hält sich
dieser in der Obertrias noch in Grenzen, während er im Lauf des Juras stark
anstiegt und im Oberjura und der Unterkreide kulminiert. Mit anderen Worten
ausgedrückt: in der Obertrias werden keine Spiculaeformen hervorgebracht,
die mit den Endformen des Oberjura annähernd vergleichbar wären. Es handelt
sich vielmehr nur um Zwischenstadien, die in der Obertrias erreicht werden.

Das höchste Entwicklungsstadium ist einmal das Phyllotrioid mit Ten-
denz zum Symphyllotriaen in der Obertrias, zum anderen ist eine erste An-
lage in Richtung eines pinakiden Phyllotriaens festzustellen (vgl. Abb. 2).
Es fehlen gegenüber dem Oberjura das Symphyllotriaen, das Eupinakid, das
Präpinakid, das Pinakid, sowie das Rhizotriaen, Discotriaen, Hemiphyllo-
trioid und Hexaen. Das ganzrandige Pinakid (vgl. Abb. 9, Fig. 5) tritt
erst in der Unterkreide auf. So gesehen kann man mit Hilfe der Endstadien
der phyllotriaenen Dermalspiculae eine sehr grobe stratigraphische Aussage
treffen, da deren Entstehung von der hohen Obertrias (Sevat) bis zur Unter-
kreide auf eine gerichtete (evolutive) Entwicklung zurückzuführen ist,
während die phyllotriaenen Skleren und deren Abkömmlinge, aus der ober-
jurassischen Probe LBX stammend, einen zeitgleichen Entwicklungszustand
aufzeigen.

Abschließend zu diesem Thema sei noch vermerkt, daß eine Reihe der
sich aus dem Phyllotriaen entwickelnden Nadeltypen aus oberjurassischen
Proben entweder überhaupt neu ist, oder aber, wie z. B. das Pinakid,
das bisher nur aus der Unterkreide bekannt war, bereits im Oberjura auf-
tritt.

6. Kurze Beschreibung einiger neuer, dem Dichotriaen zuordenbarer Spiculae

Mesodichotriaen:

Es handelt sich um einen völlig neuen, bisher weder fossil noch rezent
nachgewiesenen Spiculaetypus (Taf. 8, Fig. 1-3). Auffallend ist ein kurzes,
stumpf endendes Rhabd. Die Kladiske setzen etwa in der Mitte des Rhabds
an, dessen Verlauf zunächst geradlinig ist, bevor es dichotom aufspaltet.
Bei erster Betrachtung übersieht man das über die Kladiske hinausragende
Rhabd und denkt eher an ein reduziertes Rhabd. Charakteristisch für diese
Art von Skleren sind die konvergierenden, dichotom verzweigten Endstrahlen;
diese sind nach einwärts gebogen.

Dichodiaen:

Diese Nadelform läßt sich von einem Dichotriaen ableiten, dessen Rhabd
nur mehr durch die Andeutung einer flachen Hochwölbung erkennbar ist
(Taf. 8, Fig. 4). Nur zwei Kladiske sind dichotom aufgespaltet, wobei sich
die inneren Endstrahlen berühren bzw. schwach miteinander verschmelzen.
Bei noch stärkerer Verschmelzung würden die beiden Endstrahlen zu einem
Strahl werden, wodurch eine vierstrahlige Nadel vom stauractinen Typ her-
vor gehen kann. Bisher sind solche Nadeln weder fossil noch rezent bekannt
geworden.

Dichotriaen mit einem trichotom verzweigten Strahl:

Ein Dichotriaen mit kurzem Rhabd, zwei dichotom verzweigten Kladisken, die schwach konvergieren. Das Kladisk ist trichotom entwickelt; der mittlere Endstrahl liegt genau in der Verlängerung des Hauptstrahls. Diese Art der Aufspaltung ist eher ungewöhnlich und hinsichtlich der Entstehung noch nicht völlig abgeklärt. Ähnliche Formen hat der Verfasser erst vor kurzem aus hoch obertriassischen Schichtfolgen (Zlambachschichten) isolieren können. Eine Arbeit darüber (MOSTLER, 1986) ist in Druck.

Dichotriaen mit einem Kladisk, welches didichotom aufgespaltet ist:

Bei oberflächlicher Betrachtung gewinnt man den Eindruck, es handle sich hierbei um ein Pentactin, dessen 4 in einer Ebene liegenden Strahlen dichotom verzweigt sind. Wenn man jedoch die Winkel (siehe Abb. 11) zwischen den Strahlen 1 und 2 und zwischen 2 und 3 vergleicht, so beträgt ersterer 120° und der zwischen 2 und 3 nur 60° . Ein Pentactin wird jedoch nie in dieser Art angelegt, vielmehr ist der Strahl 3 ein Teilstrahl des dichotom verzweigten Kladisks, der nur mehr rudimentär erkennbar ist, aber aufgrund seiner Winkelposition (120°) klar identifiziert werden kann.

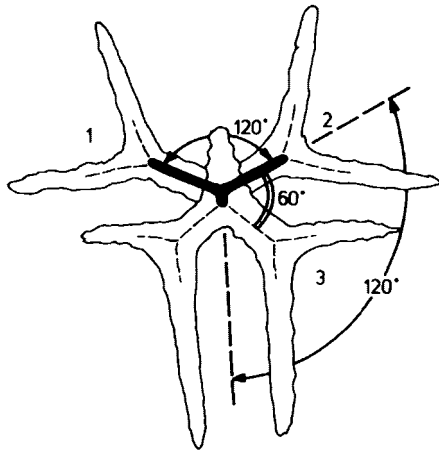


Abb. 11

Es handelt sich also nicht um ein Pentactin, sondern um ein Tetractin vom Typ Dichotriaen, dessen Kladiske dichotom verzweigt ist. Auffallend ist die angedeutete cricomorphe Struktur, nicht nur im reduzierten Rhabdbereich (dort am deutlichsten erkennbar), sondern auch in Teilabschnitten der Kladiske. Wenn man von der zuletzt genannten Struktur absieht, sind analoge Spiculae dem Verfasser aus den obernorischen Pötschenkalken bekannt geworden. Auf jeden Fall handelt es sich um eine Form, welche von den innerhalb der Oberalmer Schichten auftretenden Sklerenvergesellschaftungen doch stark abweicht.

Abschließend sind anhangsweise (siehe Tafel 9) noch Trider mit cricaler und pseudocricaler Struktur abgebildet und ein ausgefallenes pseudocricalles Dichotriaen als neue Form dargestellt.

LITERATUR

- FENNINGER, A. & H.-L. HOLZER (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 1970.
- FINKS, R.M. (1960): Late Paleozoic sponges of the Texas region: the siliceous sponges. - Bull. Am. Mus. Nat. Hist. 120 (art. 1), 160 S.
- FINKS, R.M. (1970): The evolution and ecologic history of sponges during Paleozoic times. In: FRY, W.G. (ed.): The biology of the Porifera. - Symp. Zool. Soc. Geol. London, no. 25, Academic Press, 3-22.
- FLÜGEL, H. & P. PÖLSLER (1965): Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B₂ nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1965, 513-527. 6 Abb., Stuttgart 1965.
- GAZDZICKI, A., KOZUR, H., MOCK, R. & J. TRAMMER (1978): Triassic microfossils from the Korytnica limestones at Liptovska Osada (Slovakia, CSSR) and their stratigraphic significance. - Acta Palaeontologica Polonica, Vol: 23, 351-373, Warszawa.
- HARTMAN, W.D.; WENDT, J.W. & WIEDENMAYER, F. (1980): Living and fossil sponges - notes for a short course. - Sedimenta VIII, University of Miami, 274 S.
- HINDE, G.J. (1888): A monograph of the British fossil sponges. - Paleontograph. Soc. London, pt. 2, 93-188.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (): Radiolarien und Schwamskieren aus dem Unterperm des Vorwats. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband 2.
- KRÜGER, S. (1978): Zur Taxonomie und Systematik isolierter Schwamskieren mit Beispielen aus der Unterkreide Ostniedersachsens. - Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, 146 S., 3 Taf., Hannover, 1978.
- LAUBENFELS, M.W. de (1955): Porifera. - In: Treatise Invert. Paleont., Ed. R.C. Moore, part E, E21-E112, New York.
- MOSTLER, H. (1972): Die Spiculae triassischer Porifera. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21. Bd., S. 539-546, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 6=5, S. 1-42, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 7, 3, 1-28.
- MOSTLER, H. (1986): Neue Kieselschwämme aus den Zlambachsichten (Obertrias, Nördl. Kalkalpen). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 13, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & A. MOSLEH-YAZDI (1976): Neue Poriferen aus oberkambrischen Gesteinen der Milaformation im Elburzgebirge (Iran). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 5, 1, 1-36.
- ORTMANN, P. (1912): Die Mikroskieren der Kieselspongien in Schwammgesteinen der senonen Kreide. - N. Jb. Min., Geol.; Paläont.; 127-149.

- RAUFF, H. (1893-94): Palaeonspongiologie. Erster und allgemeiner Teil und zweiter Teil, erste Hälfte. - Palaeontographica, 40, Stuttgart.
- REIF, W.-E. (1967): Schwammspicula aus dem Weißen Jura Zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). - Palaeontographica, A, 127.
- SCHRAMMEN, A. (1910-1912): Die Kieselstängel der Oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil I. Textaxonia, Monaxonia und Silicea incert. sedis. Teil 2. Triaxonia (Hexactinellida). - Palaeontographica, Suppl. 5, 385 S., Stuttgart.
- SCHRAMMEN, A. (1936): Die Kieselstängel des Oberen Jura von Süddeutschland. - Palaeontographica, 84, 149-194, Stuttgart.
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie Teil 2. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 409 S.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1 (Vergrößerung aller Abbildungen 200 x)

- Fig. 1, 8: Symphyllotriaene mit dreieckiger Gestalt, aus dem Triaxen hervorgegangen (langes Rhabd).
- Fig. 2: Protriaen mit abgebrochenem Rhabd (wahrscheinlich mittellang); die schwach verbreiterten Kladisken bilden mit dem Rhabd einen Winkel von 110° .
- Fig. 3: Triaxen (Winkel zwischen Rhabd und Kladisken = 90°) mit mäßig verbreiterten Kladisken.
- Fig. 4, 6: Symphyllotriaene (Ausgangsform ist das Protriaen); bei Fig. 6 sind deutlich die spitz endenden Kladisken des Protriaens erkennbar.
- Fig. 5: Symphyllotriaen, dessen ursprüngliche Kladisken ungleich lang ausgebildet wurden, daher die stark asymmetrische Gestalt.
- Fig. 7: Symphyllotriaen; die Ausgangsform hat ein dichotom verzweigtes Kladisken entwickelt.
- Fig. 9: Phylloprotrioid mit langem Rhabd und deutlich erkennbaren Kladiskenkanälen.

TAFEL 2 (Vergrößerung aller Abbildungen 200 x)

- Fig. 1: Symphyllotriaen, aus einem Dichotriaen hervorgegangen.
- Fig. 2: Stark glockenförmig entwickeltes Symphyllotriaen, aus einem Prochotriaen hervorgegangen, welches im ersten Abschnitt der Kladisken steil nach oben ansteigt, im zweiten Teil wesentlich flacher verläuft.
- Fig. 3-7: Symphyllotriaene mit langem Rhabd, vom Dichotriaen ableitbar.

- Fig. 8: Phylloprotrioid mit glockenförmiger Gestalt.
- Fig. 9: Phyllotrioid (Winkel zwischen Rhabd und Kladisken = 90°).

TAFEL 3 (alle Abbildungen $V = 200 \times$, mit Ausnahme von Fig. 6: $250 \times$)

- Fig. 1-2: Phyllotriaene mit ungleich stark verbreiterten Kladisken; auch die dichotom verzweigten Strahlen sind blattartig verdickt; bei Fig. 2 ist ein Strahl trichotom verzweigt.
- Fig. 3, 5: Phyllotriaene mit zweimal dichotom und einmal trichotom verzweigten Kladisken, wobei die Strahlen zweiter Ordnung wiederum dichotom, und in einem Fall trichotom aufspalten (lappige Außenbegrenzung).
- Fig. 4: Phyllotriaene mit z. T. spitz endenden Sekundärstrahlen.
- Fig. 6: Phyllotriaen, das auf ein Dichotriaen zurückzuführen ist, welches zwischen den beiden Kladisken einen Winkel von 120° aufweist, und daher eine langgestreckte Gesamtform aufweist.

TAFEL 4 (mit Ausnahme von Fig. 6 ($300 \times$) sind alle Vergrößerungen $200 \times$)

- Fig. 1, 2, 4: Phyllotriaene mit nur wenig verbreiterten Kladisken, aber starker Aufspaltung der dichotom verzweigten Aststrahlen.
- Fig. 3: Phyllotriaene in Scheibchenform (Vorstadium zum Discotriaen).
- Fig. 5: Hexatriaen (die drei Kladisken sind unmittelbar am Rhabd bereits dichotom verzweigt).
- Fig. 6: Phyllotriaen mit vollkommener Verschmelzung der nicht dichotom verzweigten Kladiskenabschnitte; die Aststrahlen sind stark zergliedert.

TAFEL 5 (alle Abbildungen $V = 200 \times$)

- Fig. 1, 2, 4: Phyllotriaene vom Bautypus, wie sie in Fig. 6, Taf. 4, dargestellt sind.
- Fig. 3: Phyllotriaen mit z. T. dichotom verzweigten Aststrahlen.
- Fig. 5: Pinakides Phyllotriaen.
- Fig. 6: Discotriaen (der auf dieser Abbildung erkennbare Knopf ist kein reduziertes Rhabd, sondern ein sekundärer Auswuchs eines Kristalls).
- Fig. 7: Aberrantes Phyllotriaen ohne Rhabd, in Richtung Discotriaen entwickelt.
- Fig. 8: Rhizotriaen; wegen der wurzelartigen Endstrahlen so benannt.

Fig. 9: Phyllostriaen mit reduziertem Rhabd; die nach unten gerichteten, stark verwachsenen Kladiske lassen annehmen, daß diese Form auf ein Anadichotriaen zurückzuführen ist.

TAFEL 6

- Fig. 1, 3: Unregelmäßig entwickelte präpinakide Spiculae (Rhabd fehlt); Fig. 1 (200 x), Fig. 3 (150 x).
- Fig. 2: Präpinakides Phyllostriaen (erstes Stadium) mit reduziertem Rhabd (200 x).
- Fig. 4-8: Diverse Pinakide (alle 300 x).
(Fig. 4: ein pinakides Spiculum, das sich als rundes Plättchen mit tief einschneidenden, z. T. verschmolzenen Aststrahlen zu erkennen gibt.)

TAFEL 7

- Fig. 1: Phylloides Dichotriaen mit einer trichotomen Aufspaltung eines Kladisken (200 x).
- Fig. 2: Phylloides Dichotriaen, relativ regelmäßig gebaut (200 x).
- Fig. 3, 4, 6, 7: Hemiphyllostriaene Spiculae mit in zwei bevorzugte Richtungen entwickelter Kladiskenaufspaltung; Fig. 7 (130 x), alle anderen 200 x.
- Fig. 5: Phyllostriaen mit stark lappig entwickelten Aststrahlen (150 x).

TAFEL 8

- Fig. 1-3: Mesodichotriaene (neuer Typus) mit dichotom gegabelten Kladisken, die in der Mitte des Rhabds abzweigen; typisch sind die konvergierenden Aststrahlen (200 x).
- Fig. 4: Dichodiaen (neuer Typus); die eigenartige Form entstand dadurch, daß ein Kladisk nicht dichotom verzweigt ist, und die mittleren Aststrahlen der beiden Kladiske miteinander verlötet sind (200 x).
- Fig. 5: Dichotriaen mit einem kurzen trichotom verzweigten Kladisk (140 x).
- Fig. 6: Dichotriaen mit ungleich langen Kladisken (ein Kladisk ist im Rhabdbereich aufgespaltet und zeigt eine didichotome Aufgliederung) (200 x).
- Fig. 7: stellt Vergrößerung von Fig. 6 dar, um die Rhabdaufgliederung genauer darzulegen (1300 x).

TAFEL 9

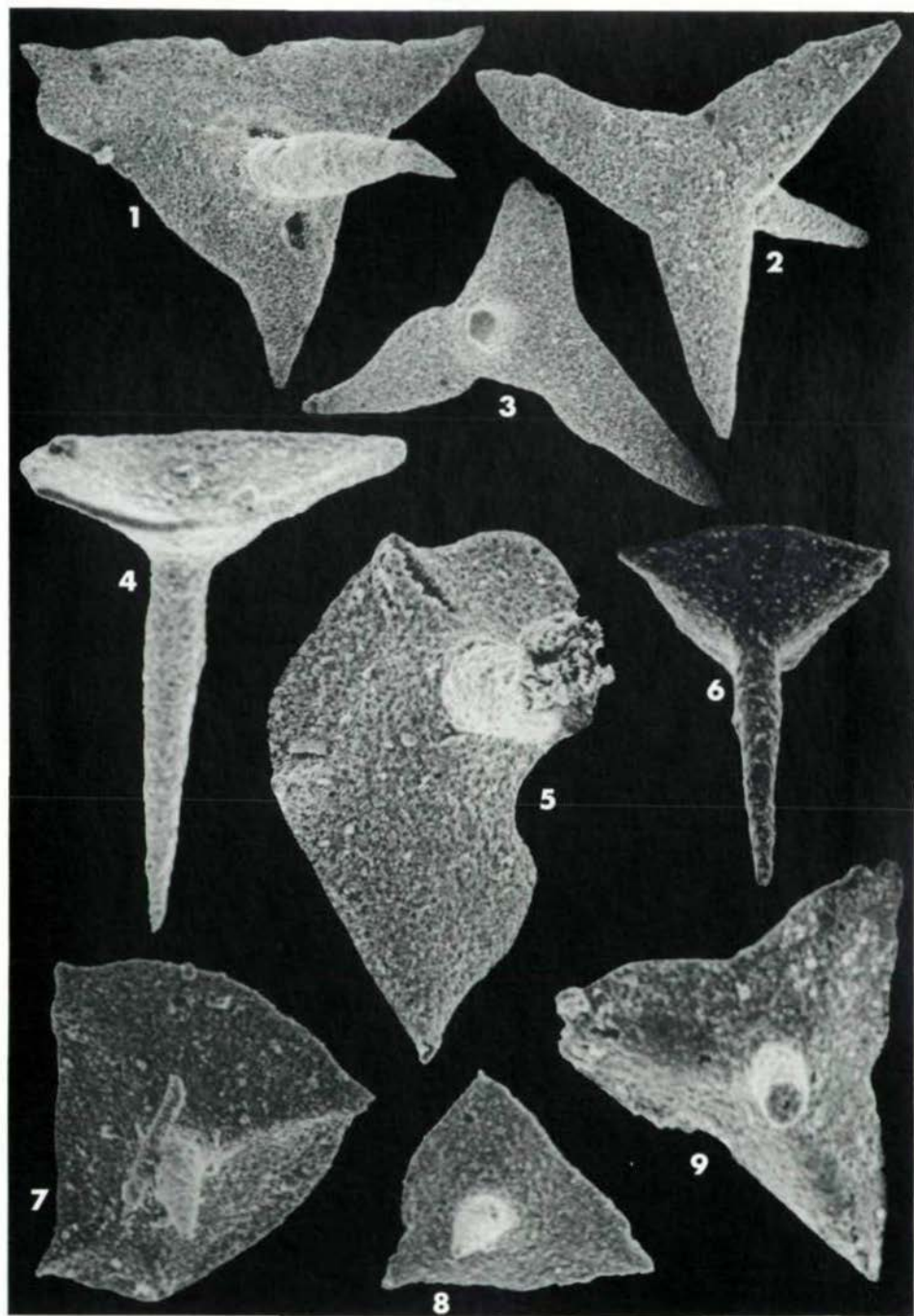
- Fig. 1: Criccotrider (Trider mit je zwei Ringen am unverzweigten Ast und wurzelartig aufgegliederten Endstrahlen); könnte auch als criccales Dichotriaen mit didichotomer Aufspaltung der Aststrahlen aufgefaßt werden (200 x).
- Fig. 2, 4: Trider mit costamorpher Struktur; die Halbringwülste sind unregelmäßig begrenzt. Anstelle eines zentralen Knotens ist ein unregelmäßiges, vierknotiges Gebilde von ebenfalls costamorpher Ausbildung entwickelt (200 x).
- Fig. 3, 5,: Prosymphyllotriaen, aus langschäftigem Triaen entstanden (300 x).
- Fig. 6: Stark verzweigtes Phyllotriaen (120 x).
- Fig. 7: Pseudocriccales Dichotriaen ohne Rhabd (ein Kladisk ist dichotom aufgespaltet) (200 x).

Abbildungserläuterungen

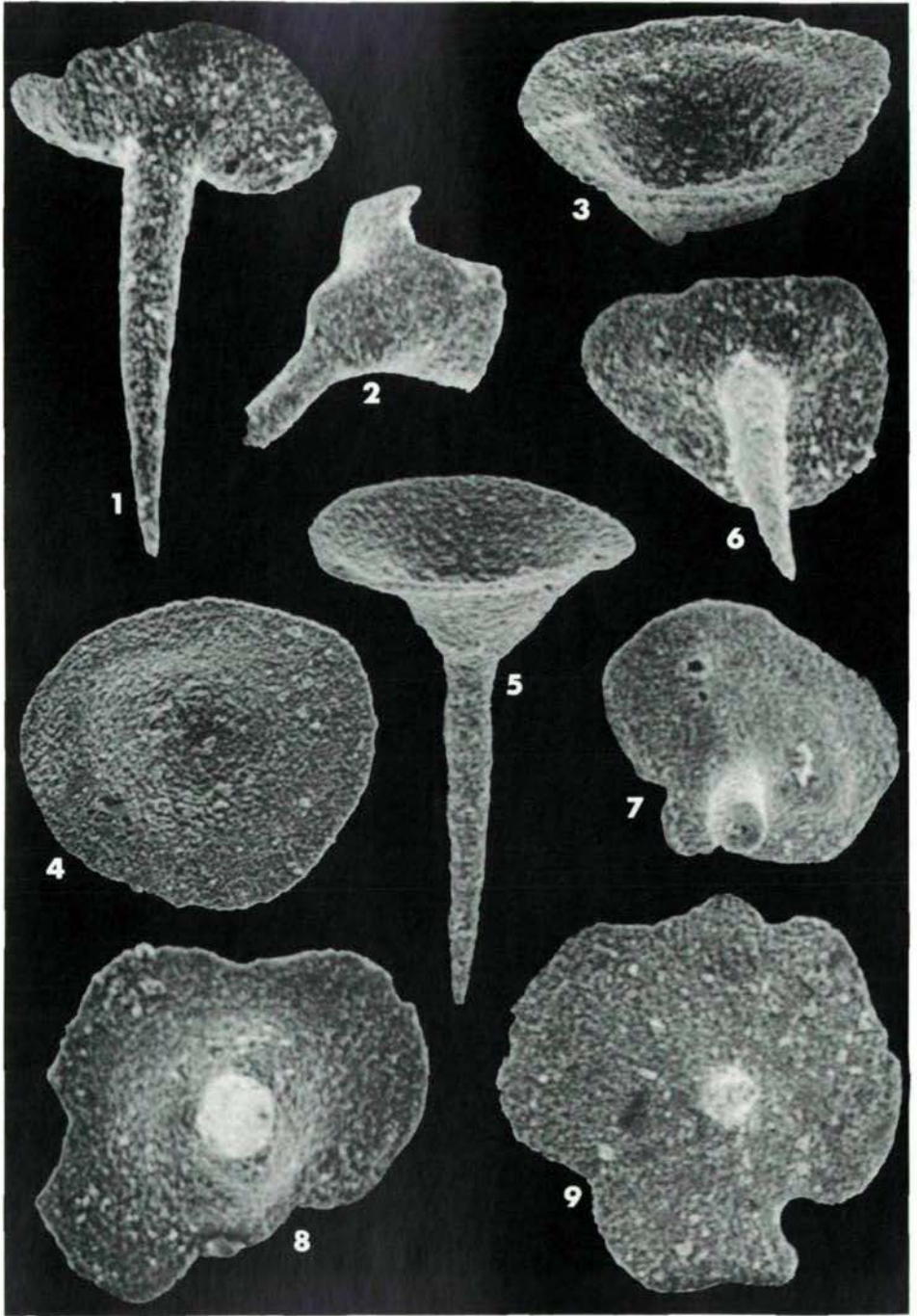
- Abb. 1: Dichotriaene von unterschiedlichstem Bautypus, die ihrerseits Ausgangsformen für eine Reihe von sehr komplex gestalteten Skleren darstellen; die meisten der hier abgebildeten Formen stammen aus dem Oberjura, nur einige wenige aus der Trias.
- Abb. 2: Das einfach gebaute Dichotriaen als Stammform für kompliziert zusammengesetzte Skleren, deren Endglieder oft nur mehr auf indirektem Weg eine Ableitung vom Dichotriaen zulassen.
- Abb. 3: Bildung eines symphyllotriaenen Spiculums, aus einem Caltrop hervorgegangen (die strichlierten Linien markieren den Verlauf der Achsenkanäle).
- Abb. 4: Protriaen (alle 4 Strahlen sind gleich lang) mit spitz endenden Strahlen, aus dem sich ein Spiculum symphyllotriaener Natur bildet, wobei die spitzen Enden der verschmolzenen drei Strahlen am Außenrand noch erkennbar sind.
- Abb. 5: Protriaen mit langem Rhabd, dessen drei Kladiske miteinander verwachsen und durch Gratbildung und spitze Enden am Außenrand hervortreten.
- Abb. 6: Dichotriaene und deren Abkömmlinge (in der Aufsicht dargestellt, ohne die Rhabdausbildung zu berücksichtigen).
- Abb. 7: Das Prodichotriaen als Ausgangsform des Prosymphyllotriaens (das Übergangsglied (2) wird als Prophyllotriaen bezeichnet).
- Abb. 8: Unterschiedlich gestaltete Phyllotriaene und deren Abwandlungen; alle aus dem Oberjura, Probe LBX, stammend.
- Abb. 9: Zur Terminologie der Skleren mit pinakidem Bautypus:
1 = pinakides Phyllotriaen, 2-3 = Präpinakid, 4-5 = Pinakid.

- Abb. 10: Zur Phylogenie der Lithistida nach FINKS, 1967 und 1970; die Vorstellung von FINKS wurde bewußt etwas verändert und weicht daher von der von HARTMAN et al. (1980: 66) dargestellten deutlich ab; es hat sich herausgestellt, daß auch die Lithistida als polyphyletisch zu betrachten sind (MOSTLER: Arbeit darüber in Vorbereitung)
- Abb. 11: Darstellung eines Dichotriaens, bei welchem ein Kladisk unmittelbar am Rhabdansatz in 2 Strahlen aufspaltet, und so eine pentactine Nadelform vortäuscht; anhand des Achsenkanalverlaufes läßt sich jedoch die didichotome Aufspaltung nachweisen.

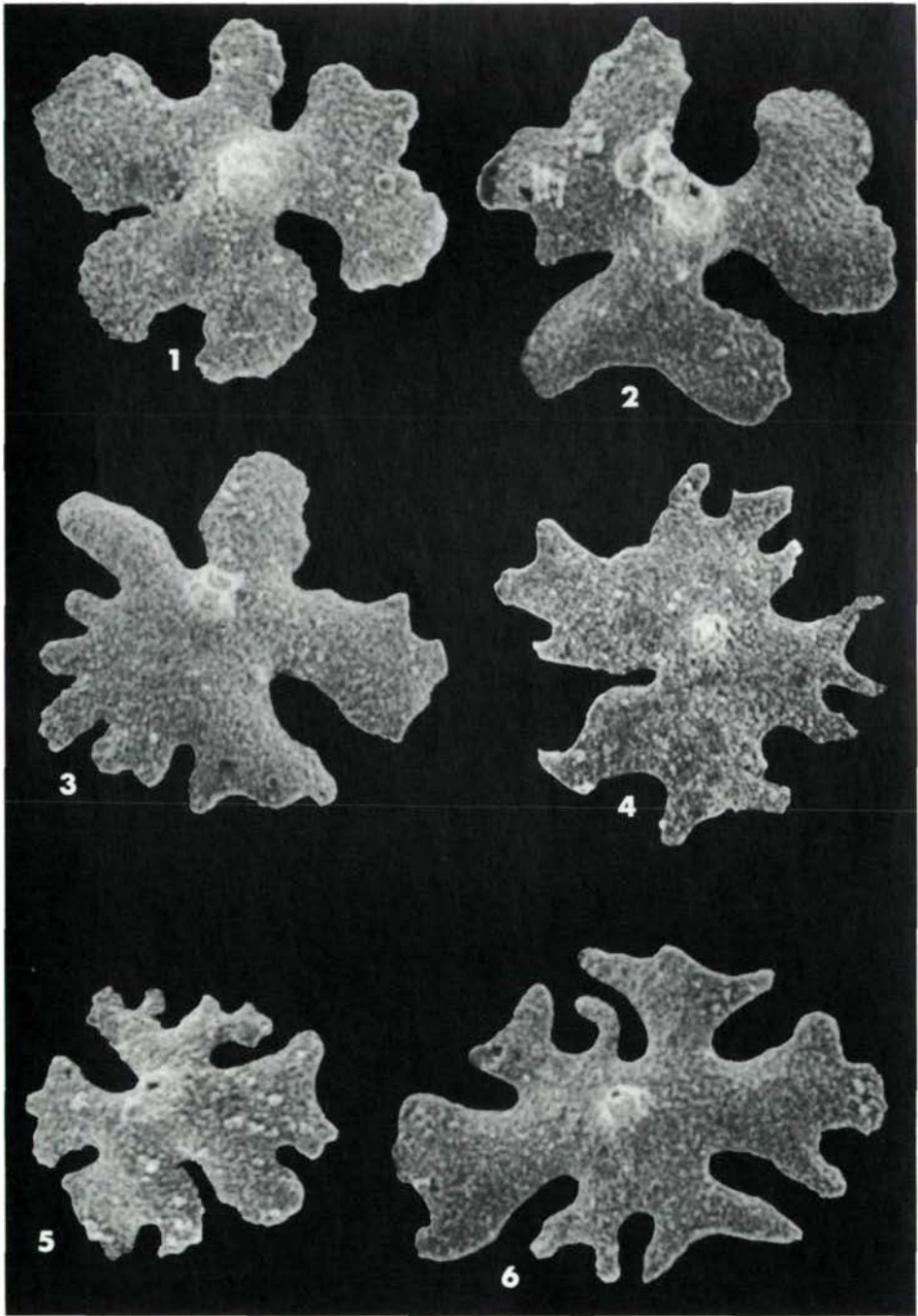
Tafel 1



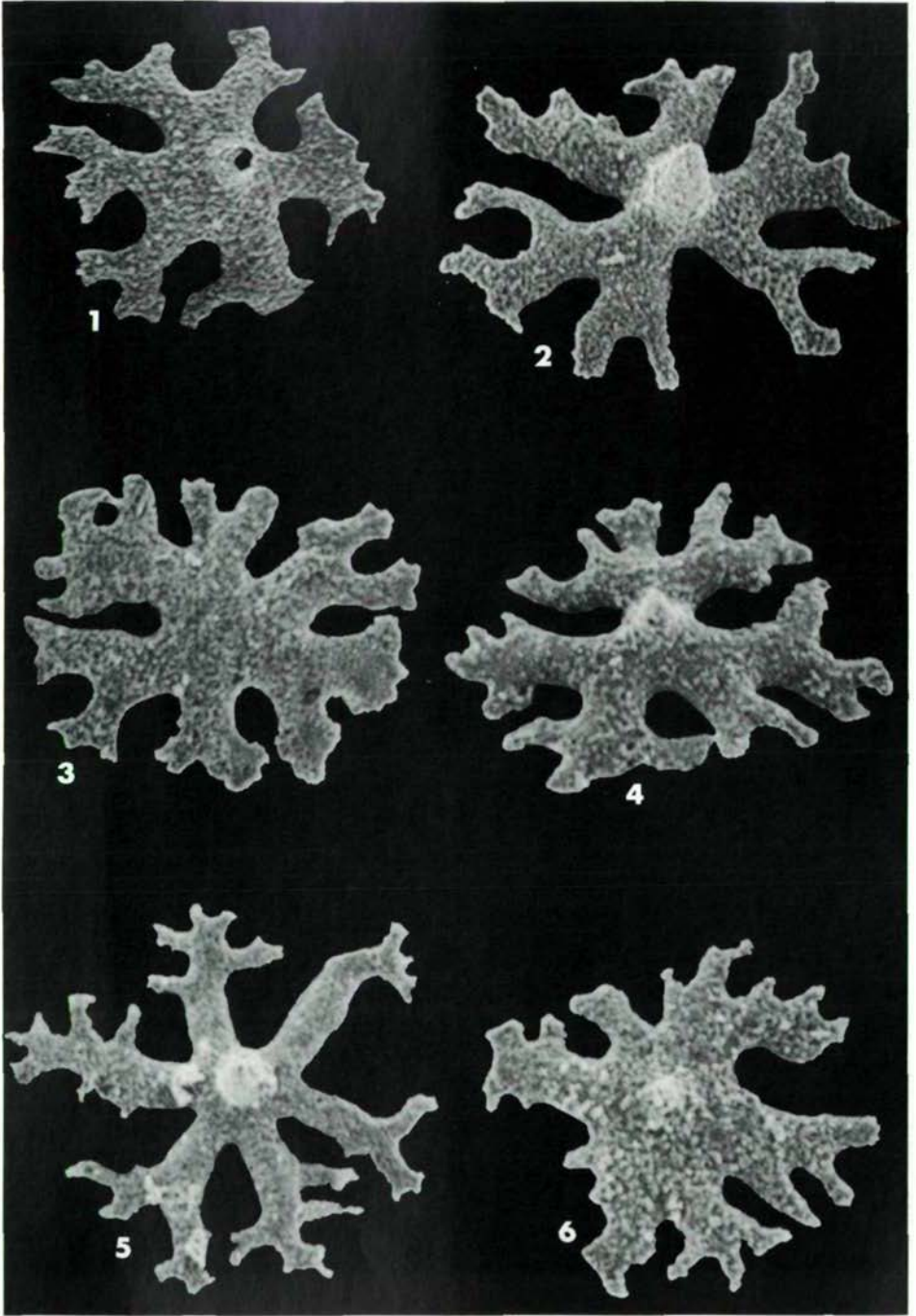
Tafel 2



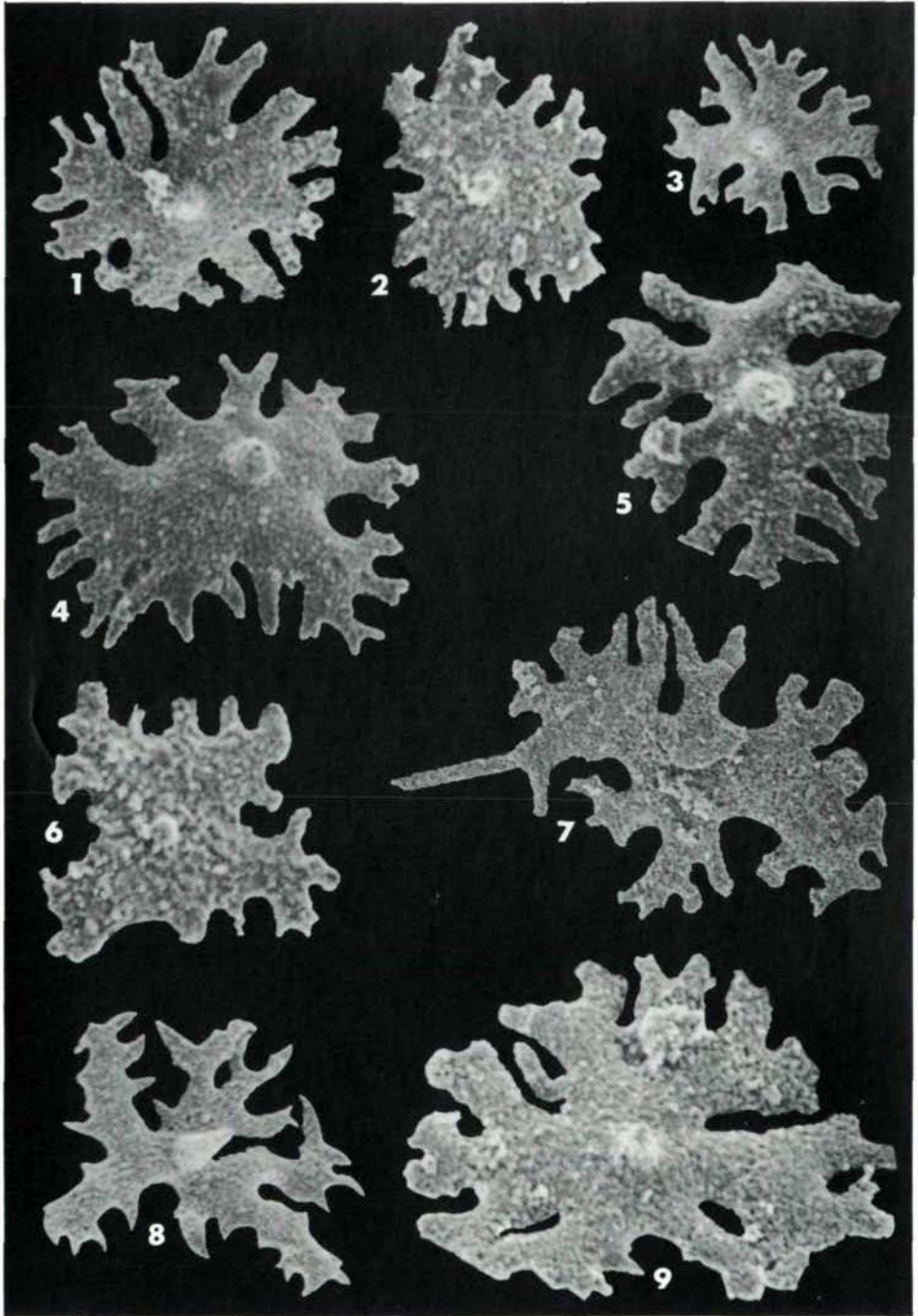
Tafel 3



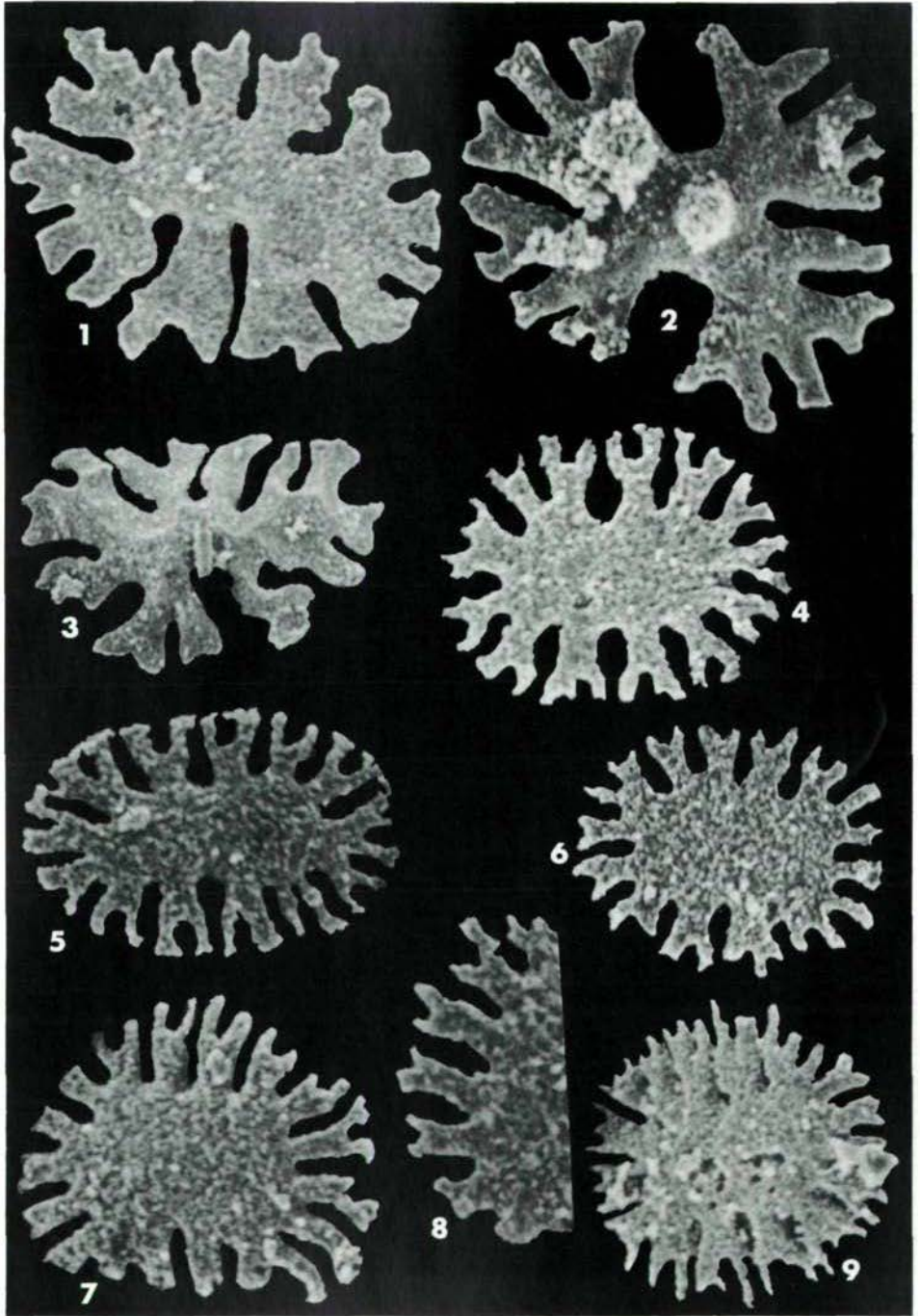
Tafel 4



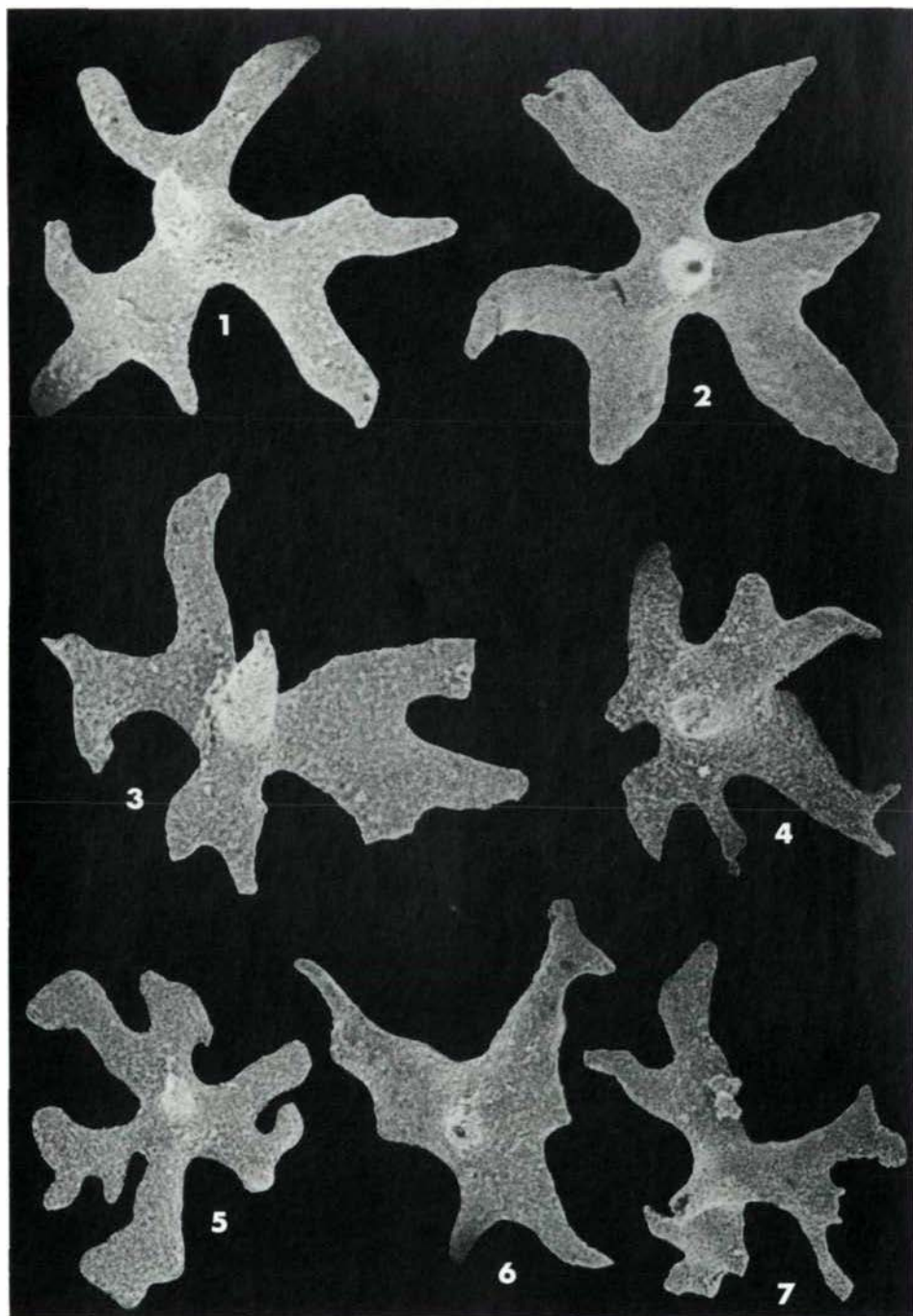
Tafel 5

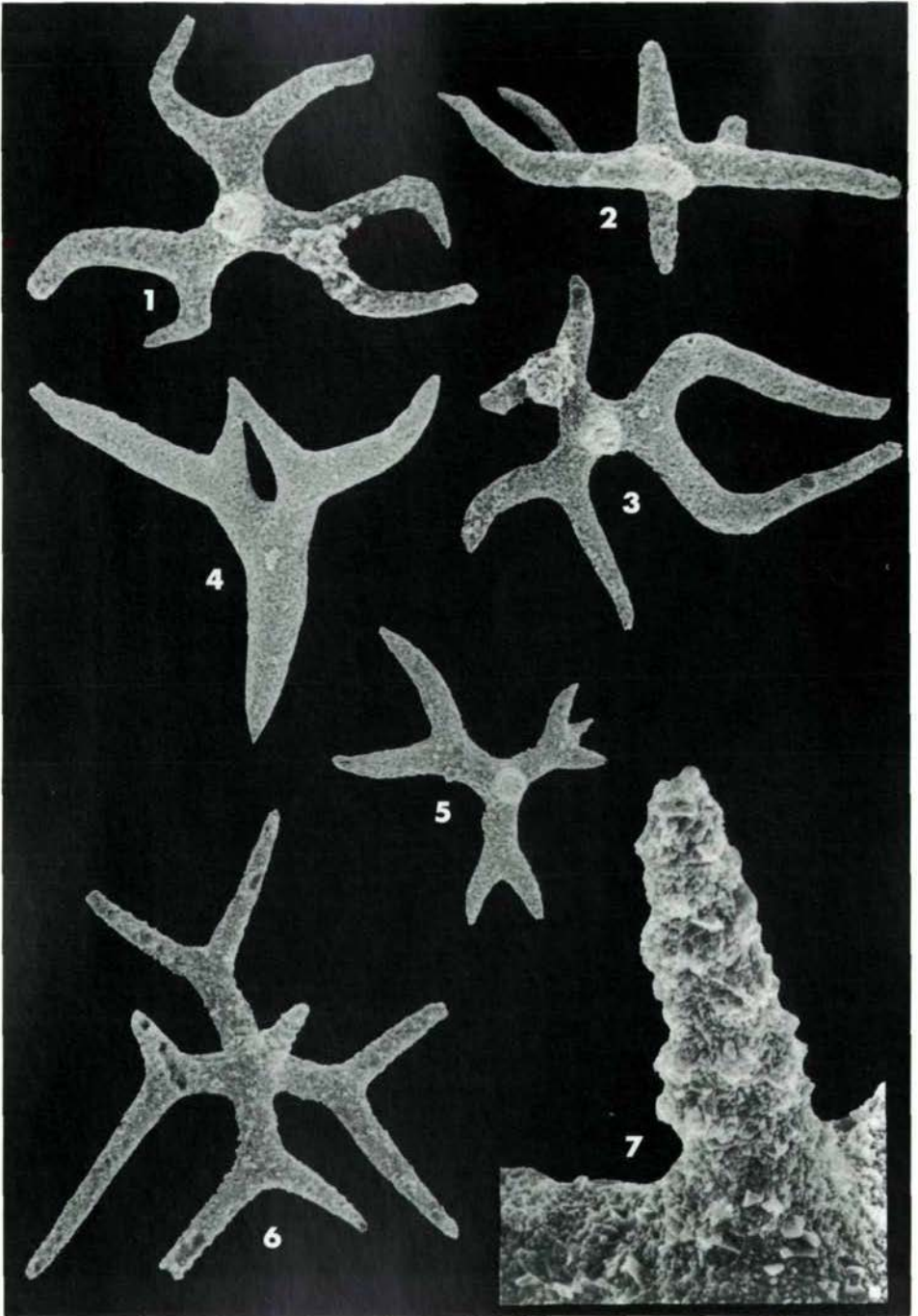


Tafel 6

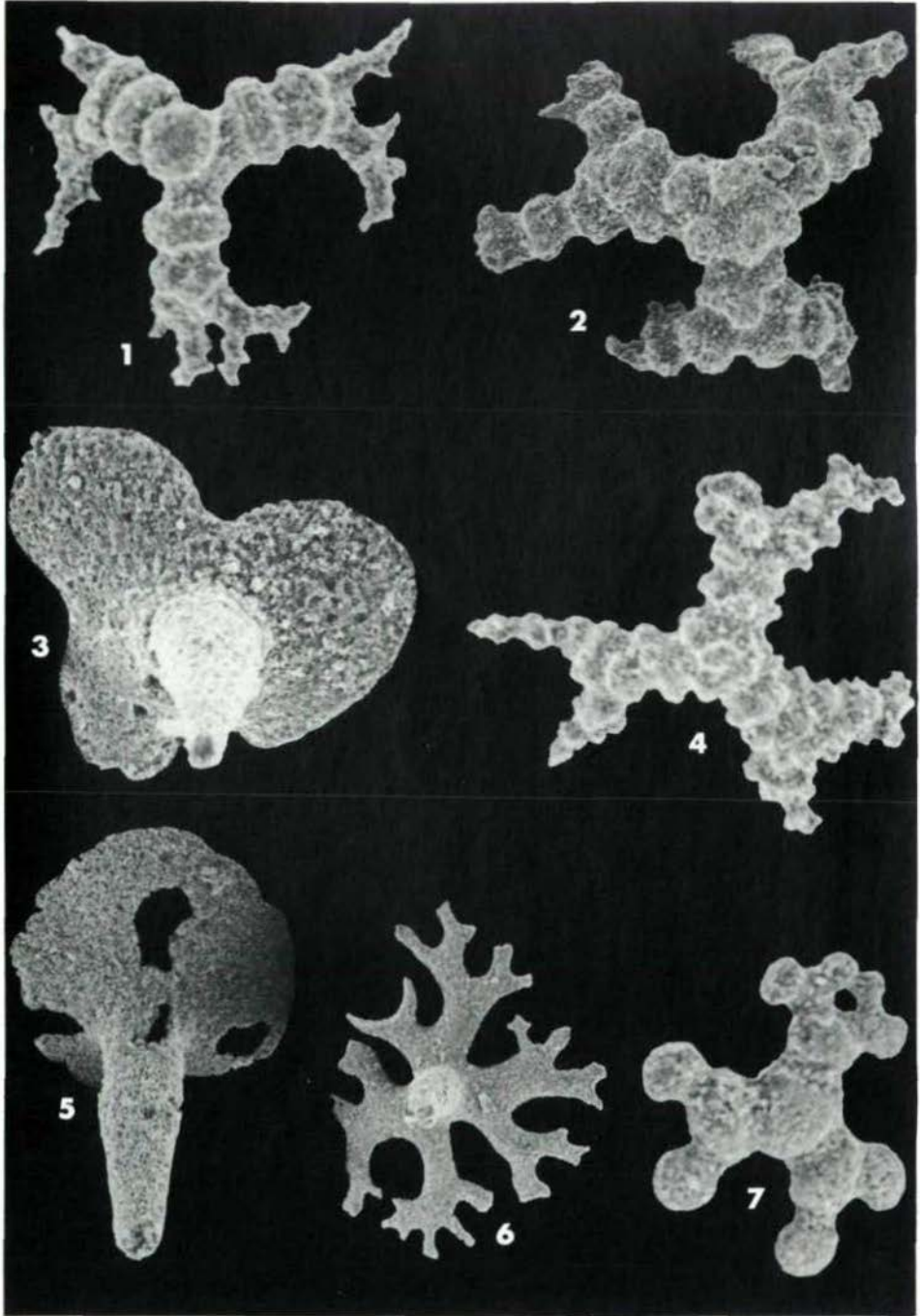


Tafel 7





Tafel 9



NEUE KIESELSCHWÄMME AUS DEN ZLAMBACHSCHICHTEN (OBERTRIAS, NÖRDLICHE KALKALPEN)

von H. Mostler*

Inhalt:

1. Einleitung und Problemstellung
2. Auflistung aller aus den Zlambachschichten isolierten Kieselspiculae, sowie ihre Gegenüberstellung mit jenen aus zeitgleichen Beckensedimenten
3. Zur systematischen Stellung einiger neuer Kieselschwämme aus den Zlambachschichten
4. Bemerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der neu beschriebenen Kieselspongien

Literatur

Tafelerläuterungen

ZUSAMMENFASSUNG

Einleitend wird der Sedimentationsraum der Zlambachschichten mit seinen unterschiedlichen Ablagerungstiefen, die einerseits vom benachbarten Faziesraum, andererseits von dem vorangegangenen tektonogenetischen Ereignis abhängen.

Die Position der zeitgleichen Kössener Schichten und deren fazielles Umfeld wurde ebenfalls dargelegt, um aufzuzeigen, was mit ein Grund für die von den Zlambachschichten so abweichende Kieselschwammfauna sein könnte. Damit ist die Beckenfazies in einem Flachwasserareal angesprochen, die sich über der Karbonatplattform (Hauptdolomit und Plattenkalk) entwickelte.

Nach einer kurzen Vorstellung aller am Aufbau der Zlambachschichten beteiligten Mega- und Mikroskleren wurden die Unterschiede der Poriferenfauna, zuerst das Sevat betreffend (Pötschenkalke, Pedatakalke und der sevatische Anteil der Zlambachschichten) diskutiert und dann jene des Rhäts in die Diskussion miteinbezogen (Unterschied zwischen jener der rhätischen Zlambachschichten und Kössener Schichten).

Der Kern der Arbeit befaßt sich mit der Präsentation neuer Kieselschwämme aus der Obertrias, die fast ausschließlich auf die Zlambachschichten beschränkt sind. Es wurden drei neue Familien (Paelospongiidae, Costamorphiidae und Criccospongiidae) und deren Vertreter beschrieben (4 neue Gattungen und 6 neue Arten) und mittels eines reichen Bildmaterials (9 Fototafeln) vorgestellt.

* Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Die Studie sollte auch aufzeigen, daß es im Rhät zu keinem Niedergang der Kiesel-spongien kam, vielmehr haben sich in der tieferen Beckenfazies (Zlambachschichten) diese bestens weiterentwickelt, ganz im Gegensatz zu jenen Schichten, die im Flachwasser (Kössener Schichten) ihren Siedlungsraum hatten, die jedoch der Anlaß für die Feststellung waren, daß die Sklerendiversität im Rhät einen empfindlichen Einschnitt erfahren hätte.

Die Arbeit schließt mit einer Diskussion über die stratigraphische Verwertbarkeit der neu beschriebenen Kiesel-schwämme, wobei auch der entwicklungs-geschichtliche Werdegang dieser zur Sprache kommt.

SUMMARY

The sedimentation area of the Zlambach Formation is characterized by different water depths. Partly they depend on the neighbouring facies region, partly on the former tectogenetic events.

The position of the contemporaneous Kössen Formation and its facial surrounding was stated to show what could be one of the reasons for the deviation of the siliceous sponge fauna from the Zlambach Formation.

The Kössen Formation is a basinal facies in a shallow water region, which was developed above the carbonate platform (Hauptdolomit and Plattenkalk).

After a short introduction of all mega- and microscleres of the Zlambach facies, the differences of the sponge fauna, first concerning the Sevatian (Pötschenkalke, Pedatakalke and the Sevatian part of the Zlambach Formation) are discussed, and then those of the Rhetian (difference between the Rhetian Zlambach Formation and Kössen Formation).

The main part of this paper deals with the presentation of new Upper Triassic siliceous sponges, which are almost exclusively restricted to the Zlambach Formation. Three new families (Paelospongiidae, Costamorphiidae and Criccospongiidae) and their representatives are described (4 new genera and 6 new species) and presented in 9 plates.

This study should show that during the Rhetian no decline of the siliceous sponges happened; they developed well in the lower basinal facies (Zlambach Formation), in contrary to those settling in shallow water (Kössen Formation), which led to the diagnosis that the diversity of the Rhetian scleres experienced a severe break.

The paper finishes with a discussion on the stratigraphic value of the species of siliceous sponges, also including their evolutionary development.

1. Einleitung und Problemstellung

Wenn man von den spärlichen Notizen über die Präsenz von kieseligen Schwammnadeln (bisher nur aus Dünnschliffen bekannt), aus obertriadischen Zlambachschichten stammend, absieht, fehlt bisher jede weitere Information über die Zusammensetzung und Verbreitung dieser.

Im Zuge der Erfassung von Kieselspiculae obertriadischer Poriferen wurden auch die Zlambachschichten an der Typlokalität und im Umfeld dieser, sowie im Grünbachgraben südlich von Salzburg und im Tälerner Graben bei Lofer untersucht. Eine zuvor in Angriff genommene Bearbeitung der Kössener Schichten, wiederum von der Typlokalität ausgehend, hat, was die Kiesel Schwämme betrifft, im Gegensatz zu den Zlambachschichten eine völlig anders geartete Fauna erbracht.

Die so deutlichen Gegensätze in der Kiesel Schwammzusammensetzung zwischen den beiden zeitgleichen Beckensedimenten waren Anlaß, die Sedimentationsbedingungen beider Ablagerungsräume noch ausführlicher als bisher zu studieren, weitere Profile aufzunehmen, um eine noch detailliertere Information über die Ablagerungsbedingungen, und damit über das Milieu des Lebensraumes der Kiesel Schwämme zu erhalten.

Nach dem bisherigen Kenntnisstand, die obertriadischen Beckensedimente betreffend, dürfte ein Grund für die so unterschiedlich gestaltete Kiesel Schwammzusammensetzung die Wassertiefe sein. Die Zlambachschichten wurden etwa in einer Tiefe zwischen 150 m (im Beckentiefsten bzw. Beckenzentrum) und 50 m (im Verzahnungsbereich mit dem Riffschutt), die Kössener Schichten dagegen zwischen 0 und 50 m abgelagert (siehe hiezu Abb. 1).

Da die Wassertiefe ihrerseits von einer Reihe von Ökofaktoren abhängig ist, denen auch nachgespürt werden sollte, wurde eine ursprünglich anders konzipierte Studie infolge zu geringer Information zurückgestellt. In vorliegender Arbeit kam es dem Verfasser darauf an, zunächst einmal auf die Präsenz von drei neuen Familien der Demospongiae in der Obertrias aufmerksam zu machen, sowie deren stratigraphische Bedeutung aufzuzeigen.

Um dem Leser jedoch einen Überblick zu vermitteln, wird den detaillierten Ausführungen eine Zusammenstellung aller am Aufbau der Zlambachschichten beteiligten Kieselspiculae vorangestellt. Da es sich vornehmlich um isolierte Skelettelemente handelt, seltener sind verlötete Skleren (Bruchstücke von Poriferengerüsten) oder ganz erhaltene juvenile Poriferen überliefert, war es zunächst nötig, sie ihrem Bautypus entsprechend zu ordnen, die Art ihrer Vergesellschaftung darzustellen, und schließlich den Versuch zu unternehmen, welchen Poriferen sie zugeordnet werden können.

Ein weiteres Anliegen war es, entwicklungsgeschichtlichen Fragen einiger Kiesel Schwammgruppen nachzugehen, um somit dem Problem ihrer stratigraphischen Verwertbarkeit näherzukommen. Anhand eines reichen Dokumentationsmaterials (9 Fototafeln) werden die neuen Spiculaetypen vorgestellt und ausführlich beschrieben. Es handelt sich ausnahmslos um Megaskleren von Demospongiae, die in der Mitteltrias erstmals einsetzen und noch vor Beginn des Unterjura aussterben. Mit diesen neuen Skleren erhöht sich die Zahl der bisher aus der Trias bekanntgemachten von 73 (MOSTLER, 1976) auf über 80, womit neuerdings auf die Bedeutung der Kiesel Schwämme am Aufbau triadischer Sedimente aufmerksam gemacht werden soll, die nur wenig jenen des Oberjura nachstehen. Ebenso soll festgehalten werden, daß mit dem Rhät die Diversität der Spiculae keinen merklichen Rückgang erfahren hat, wie dies HARTMAN et al. (1980: 77) anführen,

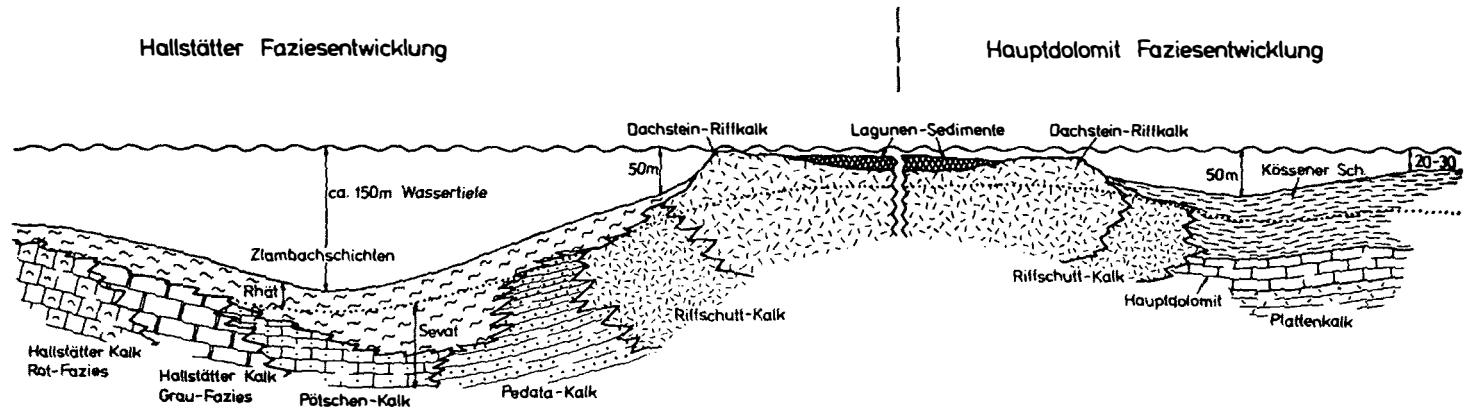


Abb. 1:
 Darstellung der Hauptfaziesentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen, um die Position der Zlambachschichten im Gegensatz zu den Kössener Schichten aufzuzeigen (z.T. nach MOSTLER, 1976). Punktierte Linie markiert die Mittel-/Oberror-Grenze.

sondern in jener Beckenfazies*, die ohne Hiatus in die liassischen Allgäuschichten (Lias-Fleckenmergel) überleitet, haben sich die Kieselschwämme uneingeschränkt weiterentwickelt.

2. Auflistung aller aus den Zlambachschichten isolierten Kieselspiculae, sowie ihre Gegenüberstellung mit jenen aus zeitgleichen Beckensedimenten

- Monactine: Diverse Style (4 Typen); Subtylostyl, Tylostyl und Criccostyle
- Diactine: Diverse Oxea (6 Typen); Sigma (2 Typen); Strongyl, 4 Typen von Amphistrongyl; Anisostrongyloxea; Cladotylot.
- Triactine: Orthodiaen, Anadiaen, Oxytroid, Acanthoxytroid, sowie ein costamorphes Trioid.
- Tetractine: Diverse einfache Caltrope (4 Typen); Oxycaltrop und Acanthoocaltrop; costamorphes Caltrop; Anatriaen, z.T. costamorph; Protriaen, Orthotriaen, Dichotriaen, acanthines Hexoid, Prodichotriaen (4 Typen), davon 1 Typus costamorph entwickelt; Acanthomesotriaen sowie paelospongide Acanthomesotriaene; Triaene und Dichotriaene mit reduziertem Rhabd; hinzu kommen neue Sklerentypen (Trichotriaene), und vom Caltrop ableitbare astrose Spiculae mit costamorpher Struktur.
- Pentactine: Unregelmäßig gebaute Pentactine (5 Typen); Oxyptactin und Echinptactin (3 Typen).
- Hexactine: Oxyhexactin, Echinhexactin und viele vom Hexactin ableitbare Skleren, also diverse Polyactine; weiters primitive Polyactine, zu unfertigen Aestern überleitend, und clavule Skleren.
- Desmen: Heloclone (3 Typen); Rhizoclone (1 Typus), Megaclone (1 Typus)

Hinsichtlich der Häufigkeit der oben aufgelisteten Spiculaetypen sei folgendes festgehalten:

Sehr häufig bis massenhaft auftretend: Style, Oxea, Amphistrongyle und triactine Nadeln; Dichotriaene mit reudziertem Rhabd; Pentactine und Hexactine.

Wenig bis seltener auftretend: Desmen (Rhizoclon nur einmal); Clavul (nur einmal); Tylostyl (nur einmal); Anadiaene (nur zweimal); Cladotylot (nur dreimal); und ein angeschwollenes Hexactin; criccomorphe Spiculae sind eher selten.

Fehlend: Phyllotriaene; stark differenzierte Hexactine, echte Aster = Sterraster; Scopule, Amphidiske, Eulerrhabde und Didymoclone, im Vergleich zu den zeitgleichen Pötschenkalken, Pedatakalken und Kössener Schichten.

* Hier sind die Zlambachschichten angesprochen.

Die Häufigkeitsverteilung der Skleren, umgesetzt auf die die Zlambachschichten besiedelnden Poriferen ergibt:

Häufiges Auftreten von Choristida und Lyssakida, während wenig (w) oder selten (s) Poecilosclerida (s), Epipolasida (w), Carnosida (w), Lithistida mit Rhizomorina (s) und Megamorina (s), sowie Dictyida (w), die am Aufbau der Poriferenfauna beteiligt sind; d.h. die Hexactinellida sind nur mit der Ordnung Lyssakinosida massenhaft vertreten, während die Dictyonina (Hexactinosida und Lychniskosida)* nur selten vorkommen, die Amphidiscosida völlig fehlen. Die Demospongea sind massenhaft durch die Choristida vertreten, die Poecilosclerida, Epipolasida, Carnosida und Lithistida treten sehr stark zurück.

Hexactinellida und Demospongea besiedelten etwa zu gleichen Teilen das zentrale Zlambachbecken.

In den benachbarten Pötschenkalken (siehe Abb. 1) sind dagegen die Lithistida sehr häufig mit den Unterordnungen Rhizomorina, Megamorina und Tetracladina präsent, während die Choristida in den Hintergrund treten. Stellt man die Hexactinellida den Demospongea gegenüber, so sind letztere bei weitem überwiegend.

Die Poriferenfauna der Kössener Schichten ist im Vergleich mit den Zlambachschichten sehr arm. Hexactine Spiculae herrschen vor, zeigen aber keine weitere Differenzierung, und die wenigen Nadeln der Demospongea beschränken sich auf Protriaene und Dichotriaene. Es scheint sich in den Kössener Schichten eine eher artenarme aber individuenreiche Kieselschwammfauna entwickelt zu haben.

3. Zur systematischen Stellung einiger neuer Kieselsschwämme aus den Zlambachschichten

Im folgenden werden Mesotriaene mit komplex gebautem Cladom, bedornete Dichotriaene ohne Rhabd, eigenartig entwickelte Caltrope und daraus ableitbare Skleren, ausgefallene Criccostyle, Ana- und Prodictotriaene mit eigenartiger Oberflächenornamentik, und Trichotriaene mit geschwungenen Kladischen systematisch erfaßt.

*Siehe hierzu MOSTLER, in Druck (1986); Beitrag zur stratigraphischen Verbreitung und phylogenetischen Stellung der Amphidiscophora und Hexasterophora (Hexactinellida, Porifera). - Mitt. österr. geol. Ges. 78.

Klasse Demospongea
Unterklasse Tetractinomorpha
Ordnung Astrophorida (Choristida)

Paelospongiidae n.fam.

Diagnose:

Familie, von der nur die Megaskleren bekannt sind. Kennzeichnend sind sehr komplex entwickelte Triaene (Mesotriaene, Dichotriaene mit fehlendem Rhabd), deren Kladiske eine charakteristische Bestachelung aufweisen; jeder der vielen Stacheln weist einen eigenen Kanal auf.

Zugewiesene Gattungen:

Paelospongia n.gen.

Actinospongia n.gen.

Paelospongia n.gen.

Derivatio nominis:

paelos (griechisch = Schlamm); Poriferen, die auf Schlamm Boden siedelten.

Diagnose:

Mesotriaene mit unterschiedlich langem Rhabd und stark bestachelten Kladisken.

Typusart: *Paelospongia longiradiata* n.gen.n.sp.

Paelospongia longiradiata n.gen.n.sp.
(Taf. 1, Fig. 1-5; Taf. 2, Fig. 5-6; Abb. 2, Fig. 1-3)

Nach der langstrahligen Form der Kladiske benannt.

Holotypus:

Taf. 1, Fig. 4

Locus typicus:

Großer Zlambachgraben Leislingbach) bei St. Agatha (Oberösterreich, Salzkammergut).

Stratum typicum:

Stratigraphisch tieferer Teil der Zlambachschichten (durch Conodonten belegtes Sevat). Charakteristisch ist eine enge Wechsellagerung von Mergeln und Kalken.

Diagnose:

Mesotriaen mit reduziertem Rhabd und einer über die gesamte Länge der Kladiske auftretenden Bestachelung.

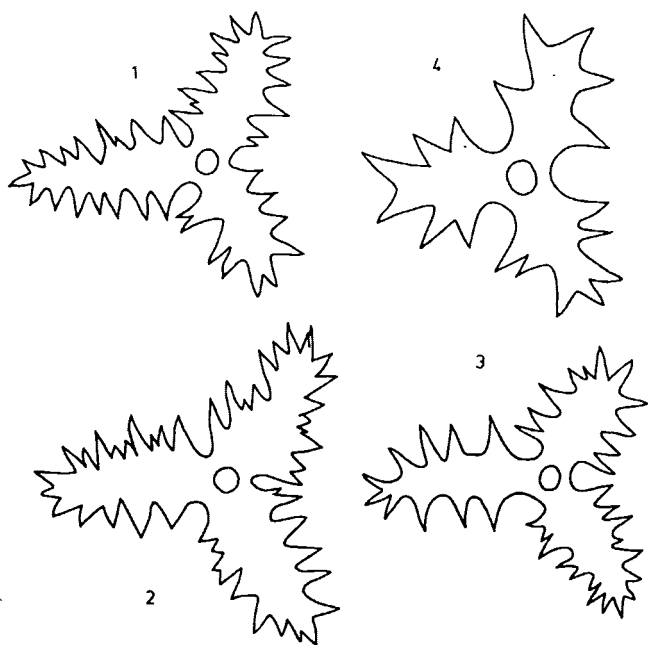


Abb. 2:

Fig. 1-3: *Paelospongia longiradiata* n.gen.n.sp. mit unterschiedlich langen Strahlen, die sehr dicht mit Stacheln besetzt sind. Fig. 4 stellt Übergangsform zwischen *P. longiradiata* und *P. turgida* dar.

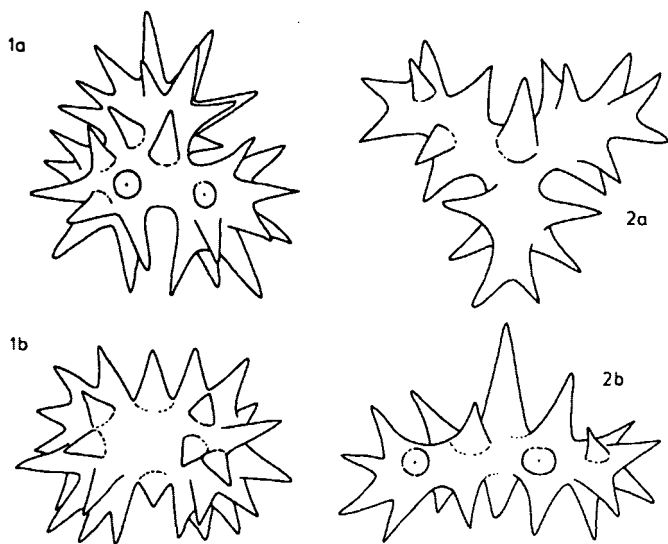


Abb. 3:

Fig. 1: *Paelospongia turgida* n.gen.n.sp. (Fig. 1 a von oben, Fig. 1 b von der Seite, um die Länge des Rhabds aufzuzeigen).

Beschreibung:

Das gesamte Spiculum ist rein phänomenologisch als Acanthomesotriaen anzusprechen. Im Gegensatz zu anderen mit Stacheln und Dornen besetzten Spiculae, die das Produkt einer Oberflächenornamentik sind, ist bei den Stacheln des oben genannten Mesotriaens stets ein Kanal entwickelt. Die Kanäle gehen auf eine Verzweigung des Achsialfilaments zurück, d.h. die Form der Schwammnadeln wird von der Anlage des achsialen Filaments gesteuert und nicht von der Silicella.

Das Cladom (3 Kladiske) wird meistens weder oben noch unten vom Rhabd überragt, sondern das Rhabd entspricht in den meisten Fällen, sowohl was die Dicke als auch die Höhe anlangt, den Stacheln (in wenigen Fällen ist das Rhabd etwas dicker und dann auch höher (siehe z.B. Taf. 2, Fig. 5-6), manchmal sogar dünner und dann kleiner (siehe hierzu Taf. 1, Fig. 5)). Bei den Formen, die auf Taf. 2, Fig. 5 und 6, dargestellt sind, und auf Abb. 2, Fig. 4, sowie Abb. 3, Fig. 2a-2b, handelt es sich um Übergangsformen, die zwischen *B. longiradiata* und *B. turgida*.

Typisch für die neue Art ist die Bestachelung über die gesamte Länge der Kladiske. Es sind mehr oder minder gut erkennbare Stachelreihen entwickelt, die zwischen 2 und 5 Reihen variieren (siehe Abb. 2, Fig. 1-4). Die Zahl der Stacheln pro Kladisk schwankt zwischen 7 und 26.

Die Kladiske sind sehr lang, im Durchschnitt dreimal so lang wie das Rhabd. Die Stachelreihen sind so angelegt, daß die Stachelansatzstellen nicht streng von einer Linie ausgehen, sondern eine Bandbreite nutzen, die etwa die Hälfte der Stachellänge beträgt. Die Stacheln selbst sind, mit Ausnahme des distalsten Bereiches, alle gleich lang.

Stratigraphische Verbreitung:

Bisher nur aus dem Obenor (Sevat) bekannt.

Paelospongia turgida n.gen.n.sp.
(Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 1-4; Taf. 9, Fig. 2-3, 7;
Abb. 3, Fig. 1a, 1b; Abb. 4, Fig. 5)

Derivatio nominis:

Nach den dickwüchsigen Formen benannt (turgidus = aufgebläht).

Holotypus:

Taf. 2, Fig. 1.

Locus typicus:

Roßmoosgraben, östlich Bad Goisern (Oberösterreich).

Stratum typicum:

Liegendanteil der Zlambachschichten (2 m über dem Pötschenkalk); nach Conodonten sevatischen Alters.

Diagnose:

Mesotriaen mit mittellangem Rhabd und kurze, dicken Kladisken, von deren kugelförmig aufgeblähten distalen Enden 11-18 Stacheln ausstrahlen.

Beschreibung:

Das Spiculum wirkt infolge der kurzen und breiten Kladiske, die am distalen Ende kugelförmig aufgetrieben sind, und mit langen, büschelartig angeordneten Stacheln bewehrt sind, sehr kompakt.

Das Cladom wird nicht vom Rhabd überragt; das Rhabd ist oben kürzer als die Stacheln, unten gleich lang (siehe hinzu Abb. 4, Fig. 5).

Sehr typisch sind die kurzen dickwüchsigen Kladiske, die am distalen Ende kugelförmig aufgetrieben sind (Durchmesser des kugelförmigen Kladiskenendes entspricht der Länge der Stacheln). Die Stacheln, die davon ausgehen, sind radialstrahlig angeordnet und variieren in der Zahl zwischen 11 und 18. Jeder dieser Stacheln führt einen Kanal, was besonders bei angeätzten Formen erkennbar ist (Taf. 2, Fig. 4).

Diskussion:

Zwischen den beiden neuen Arten gibt es natürlich Übergänge, besonders was die Ausbildung der Kladiske betrifft. Die auf Taf. 2, Fig. 5-6, abgebildeten Exemplare deuten an, wie die Stacheln (nur zweireihig) schon eine Tendenz zum Zusammenrücken des distale Ende hin aufweisen.

Im Anhang hiezu soll auch gleich jener Sklerentypus beschrieben werden, der aus der Mitteltrias stammt, und den Vorläufer der hier beschriebenen Formen darstellt.

Paelospongia procera n.gen.n.sp.
(Taf. 9, Fig. 1, 4-6, 8; Abb. 4, Fig. 1-3; Abb. 5, Fig. 1-4, Fig. 5
(schematische Darstellung der Kladiskenaufspaltung))

Derivatio nominis:

Nach der schlanken Form (langes Rhabd) der Skleren benannt.

Holotypus:

Taf. 9, Fig. 8.

Locus typicus:

Tretto bei Vicenza, im Triasaufbruch der Vicentinischen Alpen.

Stratum typicum:

Nodosus-Kalke fassanischen Alters; in der Straßenkehre oberhalb der Ortschaft San Ulderico.

Diagnose:

Ein Mesotriaen mit langem Rhabd, das auch oben das Cladom weit überragt. Die Kladiske sind mittellang und durch eine dreifache dichotome Aufspaltung in 8 Endstrahlen je Kladisk gegliedert, wobei die Aufspaltung zweimal parallel der Cladomebene, einmal senkrecht dazu verläuft.

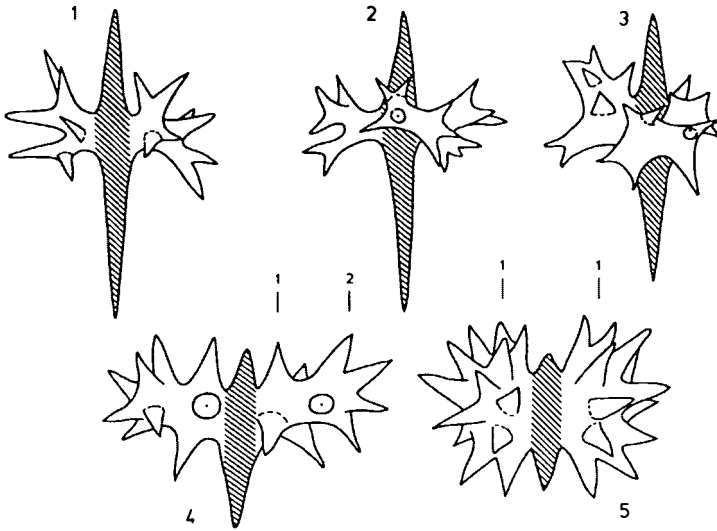


Abb. 4:
Schematische Darstellung der bisher bekannten *Paelospongia*-Arten, um einerseits die unterschiedliche Rhabdlänge, andererseits die Variation hinsichtlich der Stachelentwicklung darzulegen.

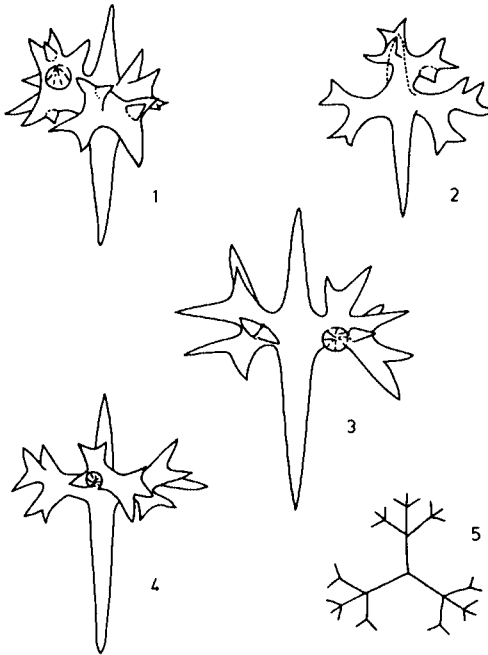


Abb. 5:
Kladiskenaufspaltung und Stachelentwicklung bei *Paelospongia procera* n.gen.n.sp.

Beschreibung: Das Spiculum wirkt von der Unterseite her betrachtet wie ein dichotom verzweigtes Trioid, zumal die Kladiske bis knapp zum Mündungsbereich aufgespaltet sind. Auf der Oberseite ist ein zu einem Knopf reduziertes Rhabd entwickelt.

Die gleichmäßig dichotom verzweigten Kladiske sind über die ganze Länge mit Stacheln besetzt, die alle einen Kanal aufweisen. Die Stachelzahl schwankt pro Kladisk zwischen 8 und 18.

Diskussion:

Mit *Paelospongia procera* n.gen.n.sp. ist also die Anlage der Paelospongiidae über ein dreifach dichotom verzweigtes Mesotriaen sichergestellt. Durch die dichotome Verzweigung der Kladiske in zwei verschiedene Ebenen wurde die Grundlage für die Bildung von Strahlen, die divergieren, verankert, was schließlich bei den obertriadischen Formen zur Stachelbildung führte (Stacheln entsprechen Endstrahlen und haben daher auch Kanäle). Bei nicht streng gesetzmäßiger Verzweigung der Strahlen werden Stacheln auch am Arm der Kladiske und nicht nur am distalen Ende dieser gebildet; auf diese Weise entstehen Formen, die zum Grundelement für *Paelospongia longiradiata* n.gen.n.sp. werden.

Actinospongia n.gen.

Derivatio nominis:

Abgeleitet von der strahligen Ausbildung der Megaskleren.

Diagnose:

Stark bestacheltes Dichotriaen mit fehlendem oder zu einem Knopf reduziertem Rhabd (acanthines Hexoid).

Actinospongia hexagona n.gen.n.sp. (Taf. 3, Fig. 1-2)

Derivatio nominis:

Nach der Sechsstrahligkeit der Spiculae benannt (dichotom verzweigte Kladiske).

Holotypus:

Taf. 3, Fig. 1.

Locus typicus:

Großer Zlambachgraben (Leislingbach) bei St. Agatha (Oberösterreich).

Stratum typicum:

Stratigraphisch höherer Anteil der Zlambachschichten; nach Conodonten eindeutig dem Rhät zuordenbar.

Diagnose: Da bisher monospezifisch, ist die Diagnose der Gattung heranzuziehen.

Beschreibung:

Das Spiculum wirkt, von der Unterseite her betrachtet, wie ein dichotom verzweigtes Trioid, zumal die Kladiske bis knapp an den Verschmelzungspunkt heran aufgespaltet wurden. Auf der Oberseite ist ein zu einem Knopf reduziertes Rhabd entwickelt.

Ordnung Desmophorida*

Costamorphiidae n.fam.

Diagnose:

Desmophoride Poriferen, deren Megaskleren sich aus diversen Caltropen, Triaenen, asterähnlichen, aber vom Caltrop ableitbaren Nadeln, und diversen Tridern zusammensetzen, die alle eine Außenskulptur mit halbringförmig angeordneten Rippen mit unregelmäßigem Rand aufweisen.

Costamorpha n.gen.

Typusart: *Costamorpha zlabachensis* n.gen.n.sp.

Derivatio nominis:

Nach der Ausbildung von halbringförmigen Rippen als Außenstruktur (costa = Rippe).

Diagnose:

Schwämme, deren Skelett aus Caltropen und einem dem Mesotriaenen nahestehenden Sklerentypus aufgebaut ist (vom Caltrop ableitbare, asterähnliche Spiculae). Charakteristisch ist eine Außenskulptur, die aus halbkreisförmig angeordneten Rippen besteht (costamorphe Struktur).

Costamorpha tetraradiata n.gen.n.sp.
(Taf. 3, Fig. 4, 7; Taf. 5, Fig. 3; Abb. 6, Fig. 1)

Derivatio nominis:

Nach dem vierstrahligen Aufbau der Skleren benannt (tetraradius = vierstrahlig).

*Diese Ordnung wurde von LEVI, 1973, aufgestellt, da es unter den Lithistida Familien gibt, die neben den Desmen (Stützskelett) im peripheren Bereich Dermalspiculae aufweisen, die sonst nur bei den Choristida auftreten, und somit eine Spiculation besitzen, die zwei Ordnungen übergreift.

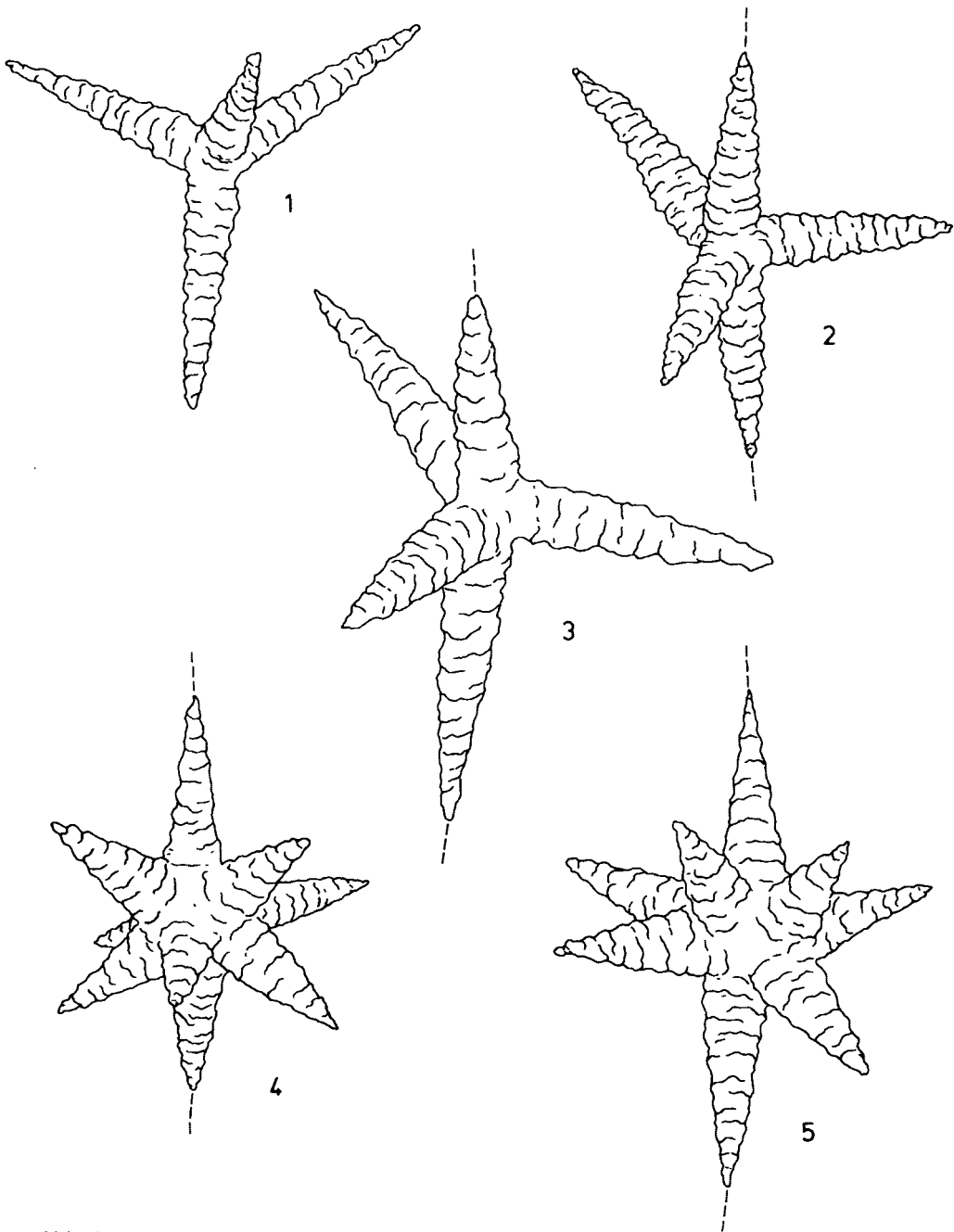


Abb. 6:
 Costamorphe Skleren, die sich alle vom Caltrop ableiten. Fig. 1 = *Costamorphe*
tetraradiata n.gen.n.sp.; Fig. 2-5 = *Costamorphe* *zlambachensis* n.gen.n.sp.

Holotypus:
Taf. 3, Fig. 4.

Locus typicus:
Großer Zlambachgraben (Leislingbach) bei St. Agatha (Oberösterreich, Salzkammergut).

Stratum typicum:
Stratigraphisch tieferer Anteil der Zlambachschichten (sevatischen Alters).

Diagnose:
Caltrope (vom Oxycaltrop bis zum Caltrop mit ungleich langen Strahlen und unterschiedlichen Winkeln reichend), mit der für die Gattung typischen Außenskulptur.

Beschreibung:
Oxycaltrope mit sehr langen Strahlen; Caltrop vom Typ Oxycaltrop mit ungleich langen Strahlen, und Caltrope mit ungleich langen Strahlen, wobei drei der Strahlen in einer Ebene liegen, der vierte senkrecht dazu.

Diskussion:
Von *Costamorpha zlambachensis* n.gen.n.sp. unterscheidet sich vor allem *C. tetraradiata* durch Mehrstrahligkeit und durch ein Rhabd, das meist auf der Höhe des Cladoms etwas von der Achse abweicht.

Costamorpha zlambachensis n.gen.n.sp.
(Taf. 3, Fig. 5; Taf. 4, Fig. 1-6; Taf. 5, Fig. 1-2, 4; Abb. 6, Fig. 2-5)

Derivatio nominis:
Nach dem Auftreten in den Zlambachschichten benannt.

Holotypus:
Taf. 4, Fig. 2.

Locus typicus:
Kleiner Zlambachgraben (NE St. Agatha; Oberösterreich, Salzkammergut).

Stratum typicum:
Stratigraphisch höherer Anteil der Zlambachschichten (rhätisches Alter).

Diagnose:
Choristide Schwämme mit Skelettelementen, die aus asterähnlichen Megaskleren bestehen, und deren Strahlenzahl zwischen 5 und 20 schwankt. 2 Strahlen sind länger als die anderen (= Pseudorhabd). Die Strahlen weisen die für die Gattung charakteristische Außenskulptur auf.

Beschreibung:
Das Skelett des choristiden Schwammes setzt sich aus diversen, dem Aster ähnlichen Spiculae zusammen. Im Gegensatz zum Aster sind zwei Strahlen länger als alle anderen, wobei die zuletzt genannten eine geknickte Achse bilden und somit einer Art Rhabd entsprechen (Pseudorhabd); d.h. mit anderen Worten, daß die Anlage dieser Skleren auf ein Mesotriaen zurückgeht, dessen Rhabd im Ansatzbe-

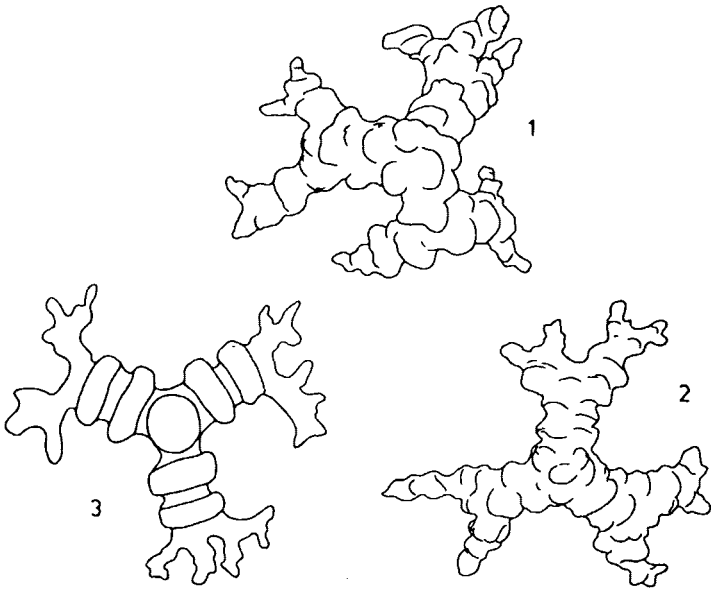


Abb. 7:
 Costamorphe Trider (Fig. 1-2) aus dem Oberjura, im Gegensatz zum Criccotrider mit
 deutlichen Ringen, ebenfalls aus oberjurassischen Schichten stammend.

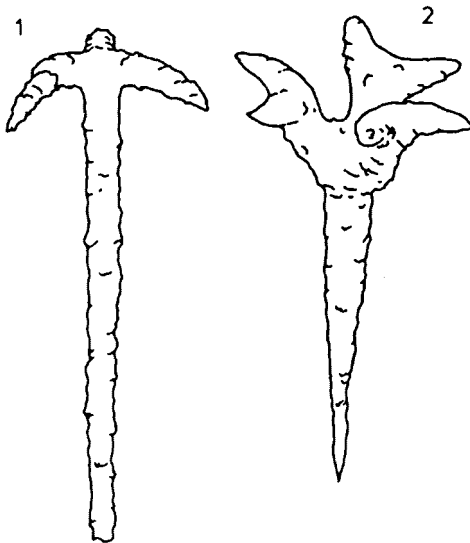


Abb. 8:
 Costamorphes Anatriaen (Fig. 1) und Prodichotriaen (Fig. 2) mit unregelmäßig
 auftretenden Rippen.

reich des Cladoms abgewinkelt ist. Die Abweichung von der normalen Rhabdachse beträgt 5 bis maximal 20°. Am besten realisiert ist das Mesotriaen in dem fünfstrahligen Spiculum (Taf. 3, Fig. 5) mit dem leicht abgewinkelten Rhabd und drei Strahlen in einer Ebene, und mit einer 20-gradigen Abweichung von der Rhabdachse (Taf. 5, Fig. 2). In der Strahlenebene, d.h. dem Cladom entsprechend, sind zunächst nur drei Strahlen ("Kladiske"), dann fünf Strahlen (Taf. 5, Fig. 1) entwickelt, wobei ein Strahl schon etwas von der Ebene abweicht. Schließlich bauen von dieser Ebene noch mehr Strahlen auf, zunächst in flachem Winkel abhebend, und mit weiterer Strahlenbildung wird infolge Platzmangels diese Ebene immer mehr verlassen (Taf. 5, Fig. 4), so daß Endglieder mit 20 Strahlen entstehen (Taf. 4, Fig. 3). Charakteristisch ist das Rippenmuster, das halbringförmig senkrecht zur Strahlenachse entwickelt ist, und nicht als durchgehender Ring ausgebildet ist (costamorphe Struktur); dadurch unterscheiden sich diese Spiculae deutlich von denen, die zu den Criccospongiiden gezählt werden. Um dies besser zu veranschaulichen, wurde auf Taf. 3, Fig. 3, ein Criccostyl mit deutlich cricomorpher Struktur abgebildet, und dem Spiculum mit costamorpher Ornamentik gegenübergestellt (Taf. 3, Fig. 4, 5, 7).

Stratigraphische Verbreitung:

Spiculae der Gattung *Costamorpha* sind bisher nur aus der hohen Trias bekannt (Obernor = Sevat, und aus dem Rhät), und zwar sind beide neuen Arten auch in den Pötschenkalken vertreten (siehe MOSTLER, 1978: Taf. III, Fig. 16, 18-19). Trider* mit costamorpher Struktur treten auch in den hochjurassischen Oberalmer Schichten auf (siehe hierzu Abb. 7, Fig. 1 und 2; Fig. 3 zeigt als Gegenüberstellung einen Criccotrider mit 2 Ringen, ebenfalls aus den Oberalmer Schichten stammend).

Ungeklärt ist bisher, ob die in Abb. 8, Fig. 1-2, bzw. Taf. 6, Fig. 4, Taf. 7, Fig. 1, dargestellten Spiculae (Anatriaen und Prodichotriaen mit angedeuteter costamorpher Struktur) der Familie Costamorphiidae n.fam. zugeordnet werden können. Wahrscheinlich sind die auf Taf. 6, Fig. 7, und Taf. 7, Fig. 6, abgebildeten Triactine aufgrund der costamorphen Ornamentik ebenfalls hierher zu stellen.

Criccospongiidae n.fam.*

Diagnose:

Desmophoride Porifera, deren Skleren durch eine cricomorphe Struktur gekennzeichnet ist (Criccostyle, Cricamphityle, Criccaltrope, Criccotriaene, Proccriccotriaene, Proccriccodichotriaene, Criccodichotriaene und Criccaster).

Dieser neuen Familie werden zwei Gattungen zugewiesen: *Criccospongia* n.gen., *Criccophorina* n.gen.

*Trider: durch Reduktion eines Strahls aus dem Tetracton (tetractines Desmon) hervorgegangen.

Criccospongia n.gen.

Diagnose:

Desmophoride Schwämme, deren monactine Megaskleren aus Criccostylen bestehen.

Criccophorina praelonga n.gen.n.sp.

(Taf. 3, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 1)

Derivatio nominis:

Benannt nach der auffallenden Länge des Spiculums (überlang = praelonga).

Holotypus:

Taf. 3, Fig. 3.

Locus typicus:

Großer Zlambachgraben bei St. Agatha (Oberösterreich, Salzkammergut).

Stratum typicum:

Stratigraphisch höherer Anteil der Zlambachschichten (rhätischen Alters).

Diagnose:

Schwämme mit überlangen monactinen Spiculae und dementsprechend vielen Ringen (10-42). Typisch ist die cricomorphe Struktur (Ringe mit granulierter Oberfläche).

Beschreibung:

Die bis 1.5 cm langen Spiculae vom Typ Criccostyl sind selten völlig gerade gestreckt, sondern weisen meistens eine schwache Krümmung auf. Das Oberende ist durch einen halbkugeligen Kopf mit größeren Granulae auf der obersten Seite, und feinen Granulae, wie sonst für die Ringe sehr typisch, gekennzeichnet. Sehr charakteristisch sind die deutlich gegeneinander abgegrenzten Ringe, deren Zahl zwischen 10 und 42 schwankt. Die Höhe der Ringe nimmt von oben nach unten ab, ohne daß daraus Ringrippen entstehen. Das untere Ende ist stets spitz ausgebildet.

Zur stratigraphischen Verbreitung:

Derart überlange Criccostyle mit 10-42 Ringen wurden bisher nur aus dem Obenor und Rhät bekanntgemacht. Sie sind bisher ausschließlich auf die Zlambachschichten beschränkt. Die im Oberjura auftretenden Criccostyle sind kürzer, haben wesentlich weniger Ringe und meist eine lange, frei endende Spitze.

Abschließend sei noch auf Triaene mit reduziertem Rhabd eingegangen, deren Kladiske in drei Strahlen aufgespaltet sind, also Trichotriaene. Da die Kladiske im Aufspaltungsbereich bereits sehr breit werden, erinnern sie schon an Phyllotriaene

* Eine eigene Arbeit über die Criccospongiidae n.fam. ist in Vorbereitung (siehe hierzu auch Taf. 6, Fig. 4, Taf. 7, Fig. 1).

(siehe hiezu Taf. 8, Fig. 1-4). Trichotriaene sind für die Obertrias völlig neu und erst wieder im Oberjura konnte der Verfasser solche nachweisen. Die oberjurassischen Trichotriaene sind allerdings völlig anders aufgebaut als die obertriadischen; letztere gehören einer nur auf die Obertrias beschränkten, erst neu zu beschreibenden Gattung an.

Bemerkungen zur stratigraphischen Verwertbarkeit der neuen Kieselschwämme

Das Erstauftreten von Spiculae der Paelospongiidae ist im Ladin (Fassan) zu suchen. Eine Ähnlichkeit mit diesen weisen Skleren aus dem Unterperm des Vorurals (KOZUR & MOSTLER, 1986) auf, sind jedoch, was die Grundanlage betrifft, nicht mit jenen der Paelospongiidae vergleichbar (drei Strahlen in einer Ebene, ein Strahl senkrecht dazu, alle Strahlen gleich lang).

In den Abb. 4 und 5 ist die Variationsbreite der paelospongiden Nadeln und deren Kladiskenaufspaltung aus der Mitteltrias aufgezeigt; wichtig für diese Formen, die zu *Paelospongia procera* n.gen.n.sp. gehören, ist das lange Rhabd, welches das Cladom weit überragt, aber auch unterhalb des Cladoms sehr lang ist. Die obertriadischen Spiculae sind dagegen durch ein kurzes Rhabd gekennzeichnet; die Strahlen der Kladiske sind länger als der obere Abschnitt des Rhabds (siehe hiezu besonders Fig. 5; *P. turgida* n.gen.n.sp.). Das in Abb. 4, Fig. 4, dargestellte Spiculum (*P. longiradiata* n.gen.n.sp.) zeigt eine eigenständige Entwicklung und kann nicht unmittelbar von Formen, aus dem Unterladin stammend, abgeleitet werden. Die vom oberen Drittel ausgehenden Aststrahlen sind, im Gegensatz zu den mitteltriadischen Formen, nicht verzweigt (vergleiche hiezu Taf.9, auf welcher unter Fig. 1, 4-6 und 8, die mitteltriadischen Nadeln den obertriadischen (Fig. 2, 3 und 7) gegenübergestellt sind). Die meisten Formen stammen aus der Tiefwasserfazies.

Hinsichtlich der stratigraphischen Reichweite der Paelospongiidae, treten diese erstmals im Fassan auf und reichen bis ins Rhät; dies dürfte auch der tatsächlichen Verbreitungszeit entsprechen, da reiche oberanische Poriferenfaunen und solche aus dem Unterjura keine Skleren dieses Bautypus ergaben, und im Jura keine Spur, auch nicht von ähnlichen Formen, auftritt.

Die Kieselspiculae von *Actinospongia hexagona* n.gen.n.sp. sind bisher nur aus dem rhätischen Anteil der Zlambachschichten nachgewiesen worden. Die ersten Skleren der Familie Costamorphiidae treten im Sevat auf, wobei *Costamorpha tetra radiata* n.gen.n.sp. und *Costamorpha zlambachensis* sowohl im Sevat als auch im Rhät vertreten sind; beide Arten wurden auch aus den Pötschenkalken durch MOSTLER (1978) bekanntgemacht.

DANK

Der Verfasser dankt der Österreichischen Nationalbank (Jubiläumsfondsprojekt Nr. 2306) für die Bereitstellung von Mitteln für Material- und Reisekosten.

LITERATUR

- HARTMAN, W.D., WENDT, J.W. & WIEDENMAYER, F. (1980): Living and fossil sponges. - Sedimenta VIII, Miami, Florida, 274 S.
- LEVI, C. (1973): Systématique de la classe des Démospongiaria (Démospouges). - In: Traité de Zoologie, GRASSÉ, P.-P. (Ed.), Masson et Cie., Paris, 3, Fasc. 1, 577-631.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1986): Radiolarien und Schwammskleren aus dem Unterperm des Vorurals. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband 2 (in Druck).
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 5, 1-42, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 7, 3, 1-28, Innsbruck.

TAFELERLÄUTERUNGEN

TAFEL 1

- Fig. 1-5: *Paelospongia longiradiata* n.gen.n.sp.; Fig. 4 = Holotypus (zu beachten sind die Kanäle der Stacheln). Alle 5 Spiculae stammen aus dem Großen Zlambachgraben (sevatische Zlambachschichten). Fig. 1, 2 und 4 (200 x); Fig. 3 (150 x); Fig. 5 (250 x).
- Fig. 6: *Paelospongia turgida* n.gen.n.sp., als Gegenüberstellung zu *P. longiradiata* (200 x).
- Fig. 7: Bruchstück von *Criccomorpha praelonga* n.gen.n.sp. vom Leislingbach (rhätischer Anteil der Zlambachschichten) (200 x).

TAFEL 2

- Fig. 1-4: *Paelospongia turgida* n.gen.n.sp. (alle Spiculae stammen aus dem Roßmoosgraben (sevatischer und rhätischer Anteil der Zlambachschichten). Fig. 1 = Holotypus (300 x); Fig. 4 zeigt ein stark korrodiertes Spiculum, an dem man deutlich die Kanäle der Stacheln erkennt. Fig. 4 (300 x); Fig. 2 (250 x); Fig. 3 (300 x).
- Fig. 5-6: Übergangsformen, die von *P. longiradiata* zu *P. turgida* vermitteln; aus den tieferen Zlambachschichten (wenige Meter über den Pötschenkalken), sevatischer Anteil; (300 m).

TAFEL 3

- Fig. 1-2: *Actinospongia hexagona* n.gen.n.sp. (Holotypus = Fig. 1, aus den höheren Zlambachsichten stammend; Leislingbach.
Fig. 3: *Criccophorina praelonga* n.gen.n.sp. (Holotypus) (180 x); große pyritische Nadel, unten abgebrochen; weist trotzdem schon 14 deutlich entwickelte Ringe auf; man beachte die Granulierung am Kopf des Criccostyls.
Fig. 4, 7: *Costamorpha tetraradiata* n.gen.n.sp. (aus dem Leislingbach);
Fig. 4 = Holotypus (300 x); Fig. 7 (200 x).
Fig. 5: *Costamorpha zlambachensis* n.gen.n.sp. (aus dem Kleinen Zlambach) (300 x).
Fig. 6: *Paelospongia* cf. *turgida*; Spiculum ist eher zart gebaut und einer der drei Kladske hat nur zwei Stacheln entwickelt (300 x).

TAFEL 4

- Fig. 1-6: *Costamorpha zlambachensis* n.gen.n.sp. (vom Roßmoosgraben, Kleiner Zlambach und Leislingbach); Fig. 2 = Holotypus (200 x). Die 6 Spiculae auf dieser Tafel sollen die Variationsbreite dieser Art darstellen; Fig. 1 (300 x); Fig. 3-4 (500 x); Fig. 5-6 (250 x).

TAFEL 5

- Fig. 1, 2, 4: *Costamorpha zlambachensis* n.gen.n.sp. (an Fig. 2 erkennt man sehr deutlich die costamorphe Skulpturierung); Fig. 1 (200 x); Fig. 2 und 4 (250 x).
Fig. 3: *Costamorpha tetraradiata* (vom Leislingbach) (250 x).
Fig. 5: Heloclon, in Pyrit umgesetzt (aus dem Roßmoosgraben).

TAFEL 6

- Fig. 1: *Criccophorina praelonga* n.gen.n.sp. (obwohl der obere Teil des Criccostyls abgebrochen ist, sind noch 25 deutlich erkennbare Ringe zu sehen und keine Kiele, auch nicht am Unterende, entwickelt) (150 x).
Fig. 3: Massives, stark gebogenes Strongyl (200 x).
Fig. 4: "Costamorphes" Prodictotriaen" (180 x), wahrscheinlich eine neue Art der Gattung Costamorpha.
Fig. 5: Bruchstück eines Protriaens (200 x).
Fig. 6: Eulerrhabd (350 x).
Fig. 7: Acanthines Trioid mit Andeutung einer "costamorphen" Struktur.
Fig. 8: Schwach gebogenes Strongyl (200 x).

TAFEL 7

Alle hier abgebildeten Skleren stammen aus einer einzigen Probe aus dem Großen Zlambachgraben.

- Fig. 1: "Costamorphes" Anatriaen (180 x).
- Fig. 2: Tetractines Spiculum unsicherer Herkunft (200 x).
- Fig. 3: Bruchstücke einer diaenen Schwammnadel (180 x).
- Fig. 4: Glattes Dichotriaen mit kurzem Rhabd (200 x).
- Fig. 5: Einfaches Orthopentactin (200 x).
- Fig. 6: Acanthines Trioid mit Ansatz einer "costamorphen" Struktur (180 x).
- Fig. 7: Echinpentactin (250 x).

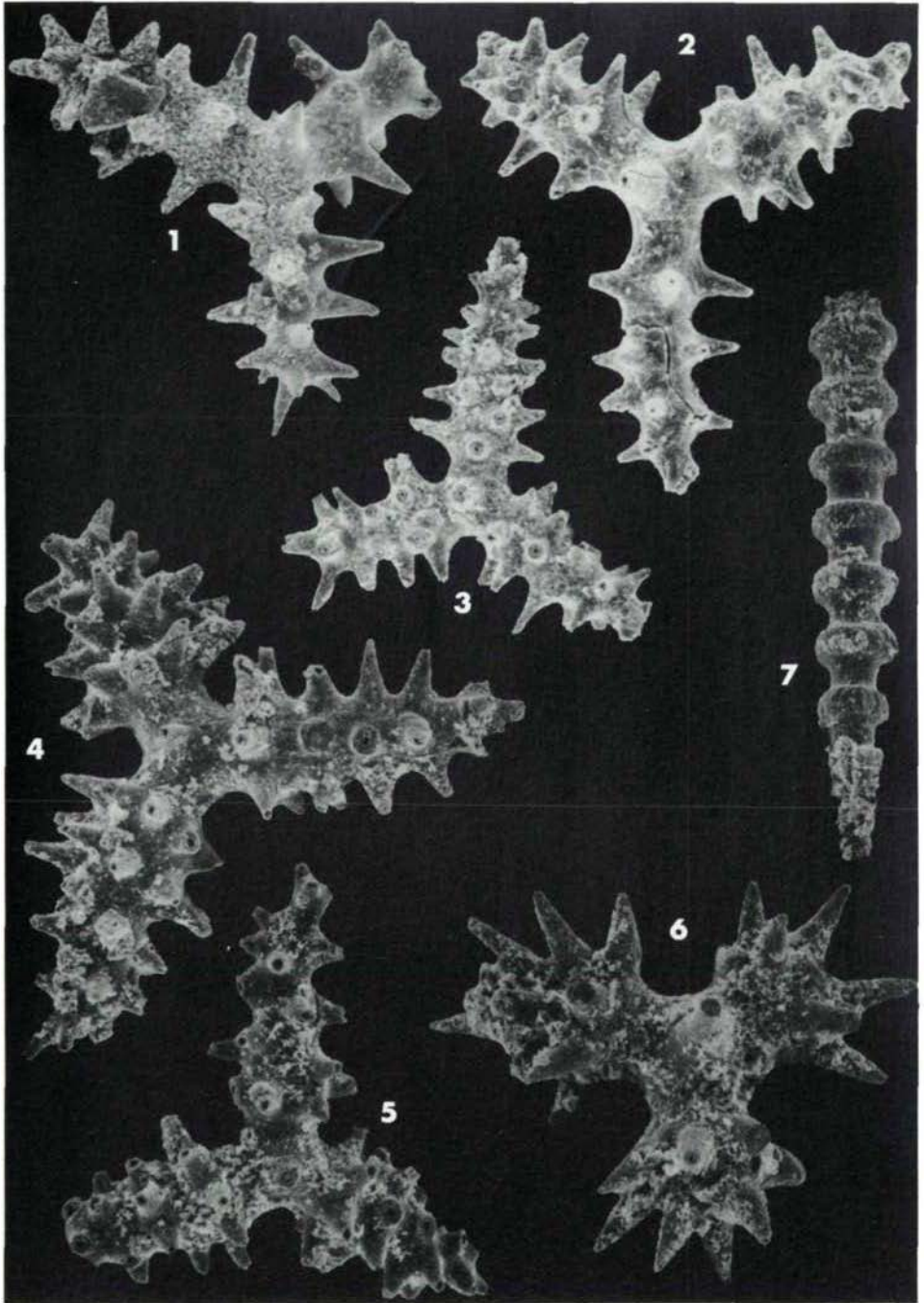
TAFEL 8

- Fig. 1-4 Trichotriaene Spiculae, deren Aststrahlen stark anschwellen und somit schon Phyllotriaenen ähneln. Das Exemplar (Fig. 1) zeigt die trichotome Aufspaltung nur eines Strahles. Fig. 1 (200 x); Fig. 2 (250 x); Fig. 3 und 4 (220 x).
- Fig. 5: Phyllotriaenes Spiculum mit noch deutlich erkennbarem Bauplan des Dichotriaens (kurzes Rhabd) (220 x).
- Fig. 6: Dichotriaen mit dichotom verzweigten, nur unregelmäßig ausgebildeten Kladisken (200 x).

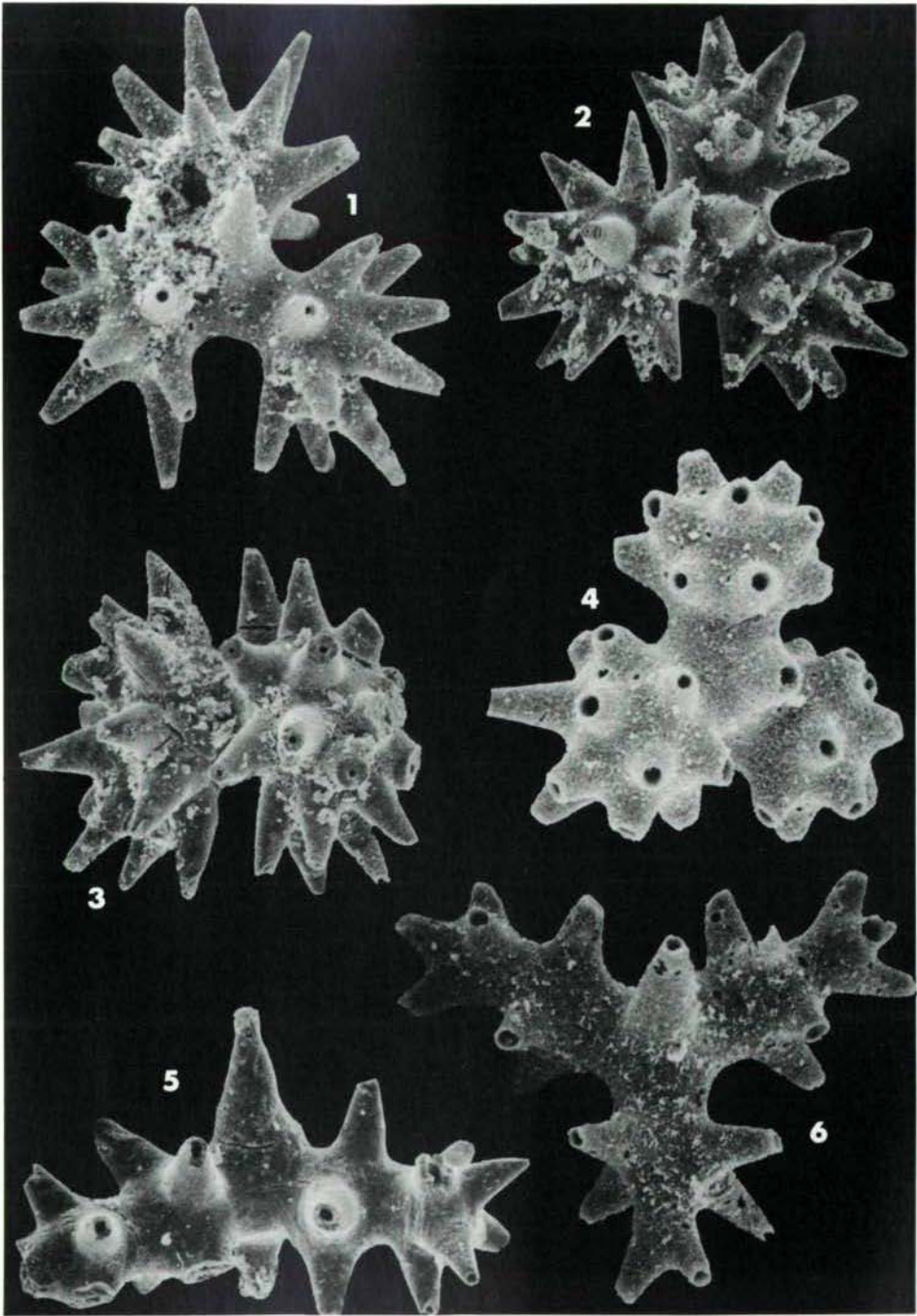
TAFEL 9

- Fig. 1, 4-6, 8: *Paelospongia procera* n.gen.n.sp. (alle aus der Mitteltrias (Fassan) von Tretto, Vicentinische Alpen).
An Fig. 5 sieht man deutlich die Aufspaltung der Kladiske, die im ersten Stadium dichotom in einer Ebene verläuft, im zweiten Stadium kommt es zu einer didichotomen Aufspaltung der Aststrahlen, annähernd senkrecht zur ersten Aufspaltungsebene. Fig. 1 (150 x), Fig. 4 (180 x), Fig. 5 (220 x); Fig. 6 (150 x); Fig. 8 (200 x).
- Fig. 2: *Paelospongia turgida* n.gen.n.sp. als Vergleich zu *P. procera* (200 x).
- Fig. 3, 7: *Paelospongia turgida* n.gen.n.sp. aus dem Pötschenkalk (Sevat) (100 x).

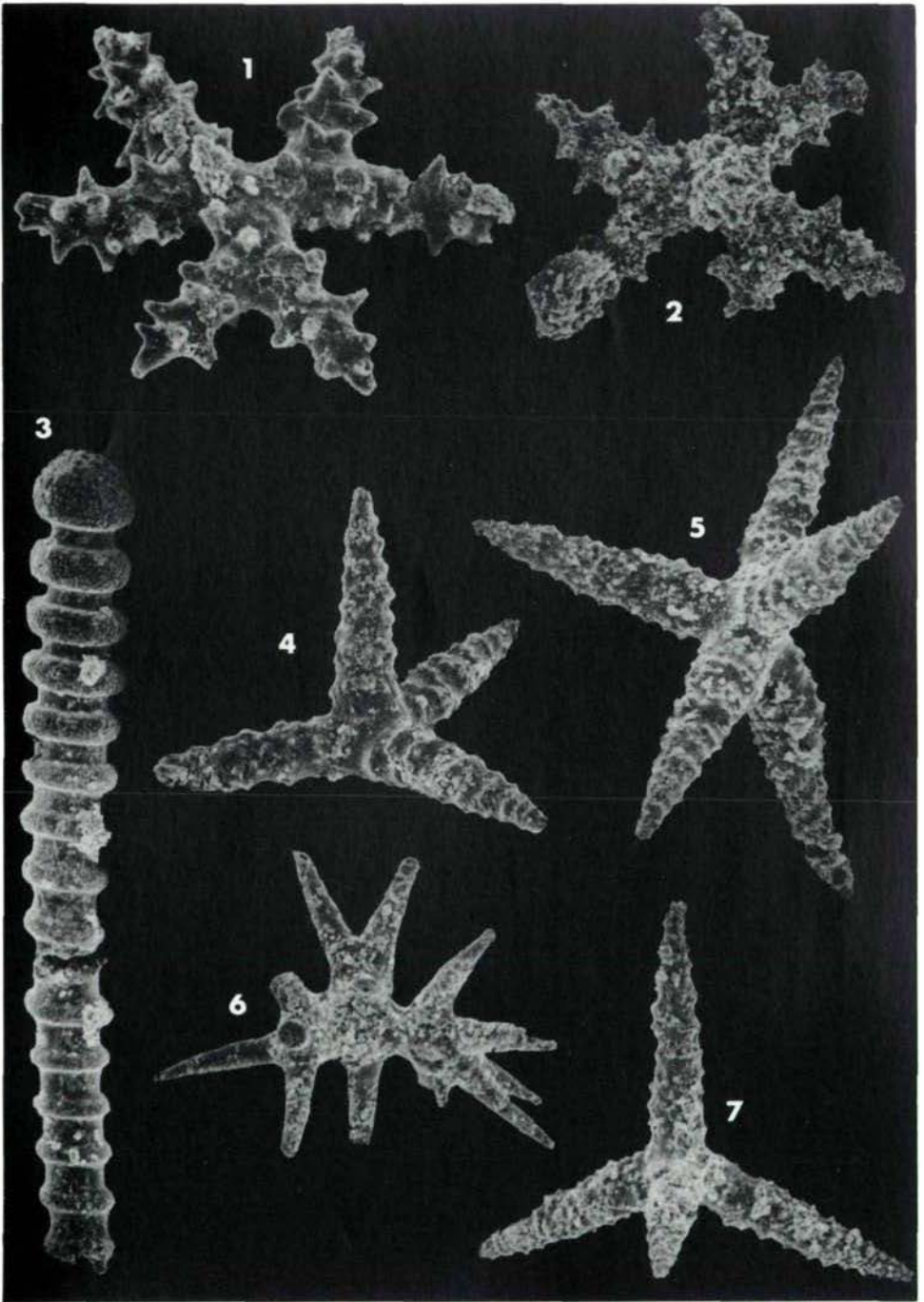
Tafel 1



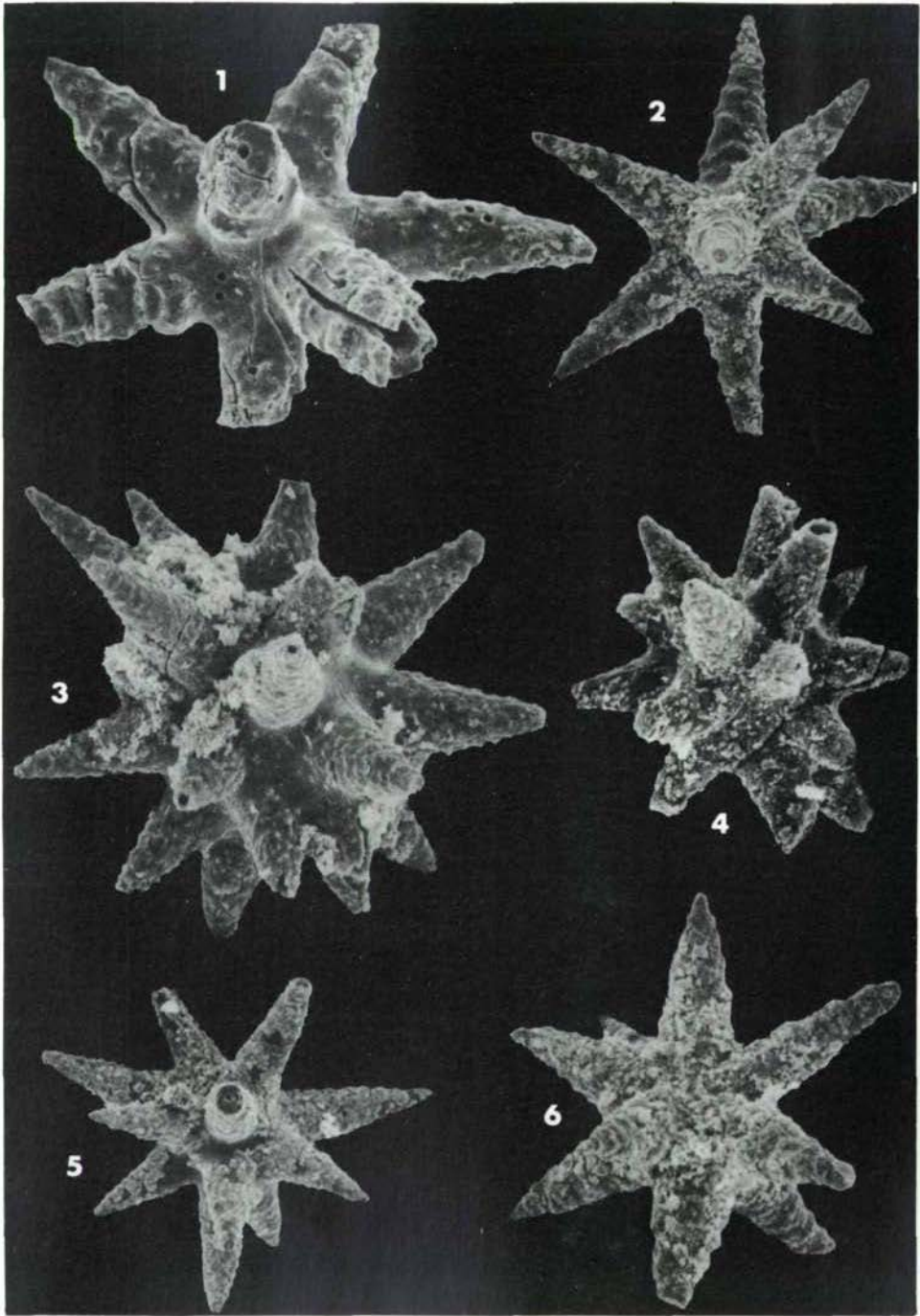
Tafel 2



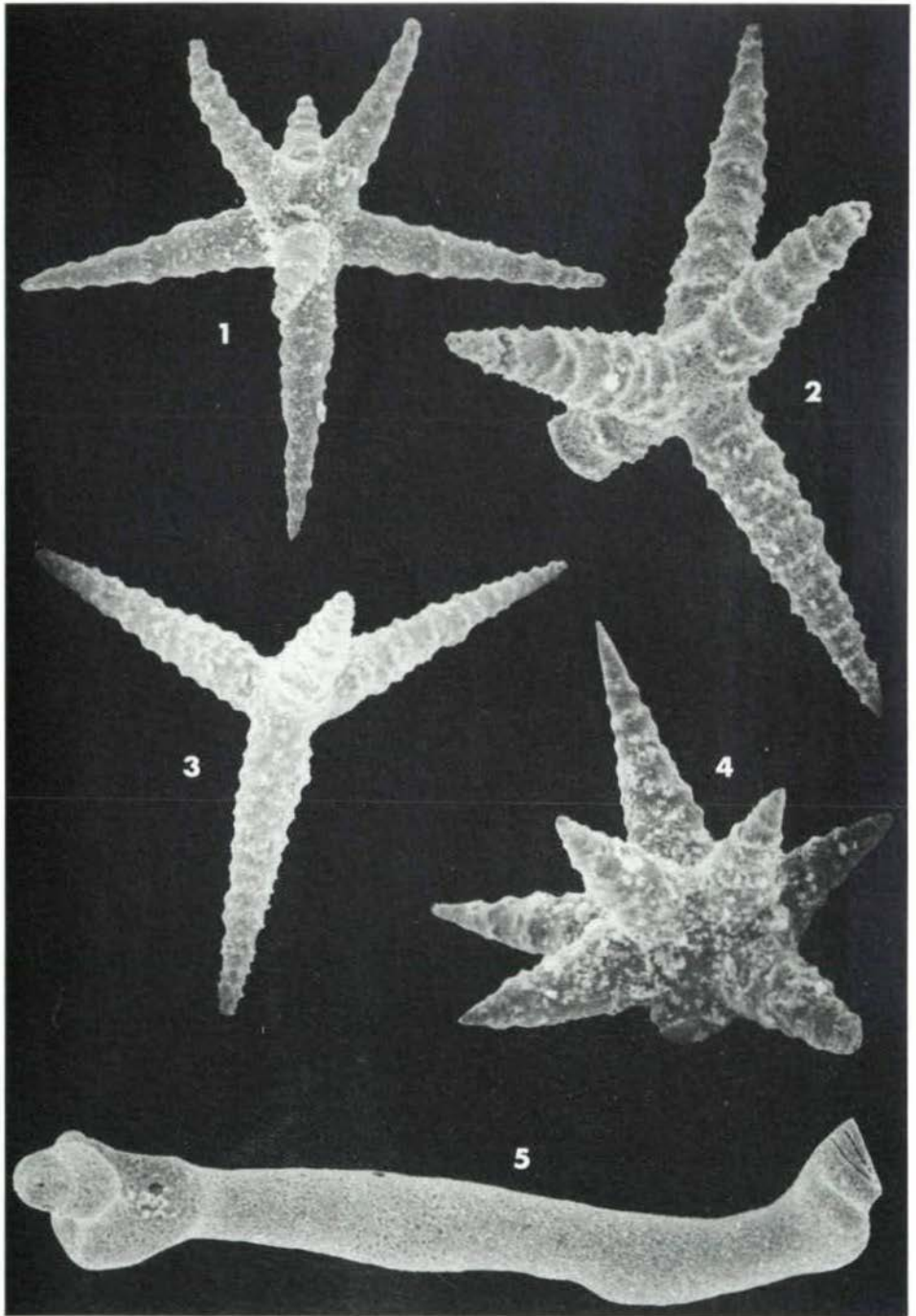
Tafel 3



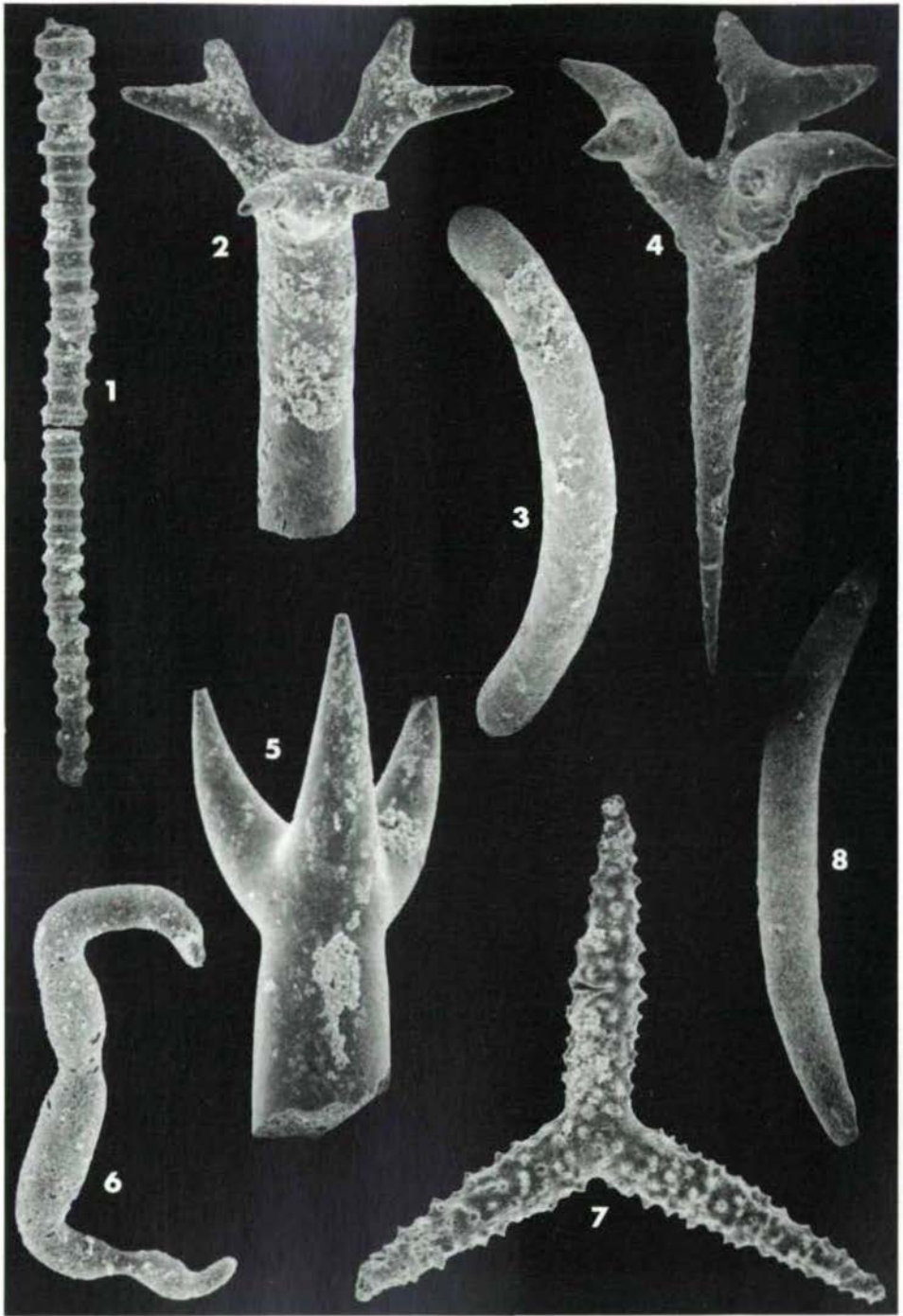
Tafel 4



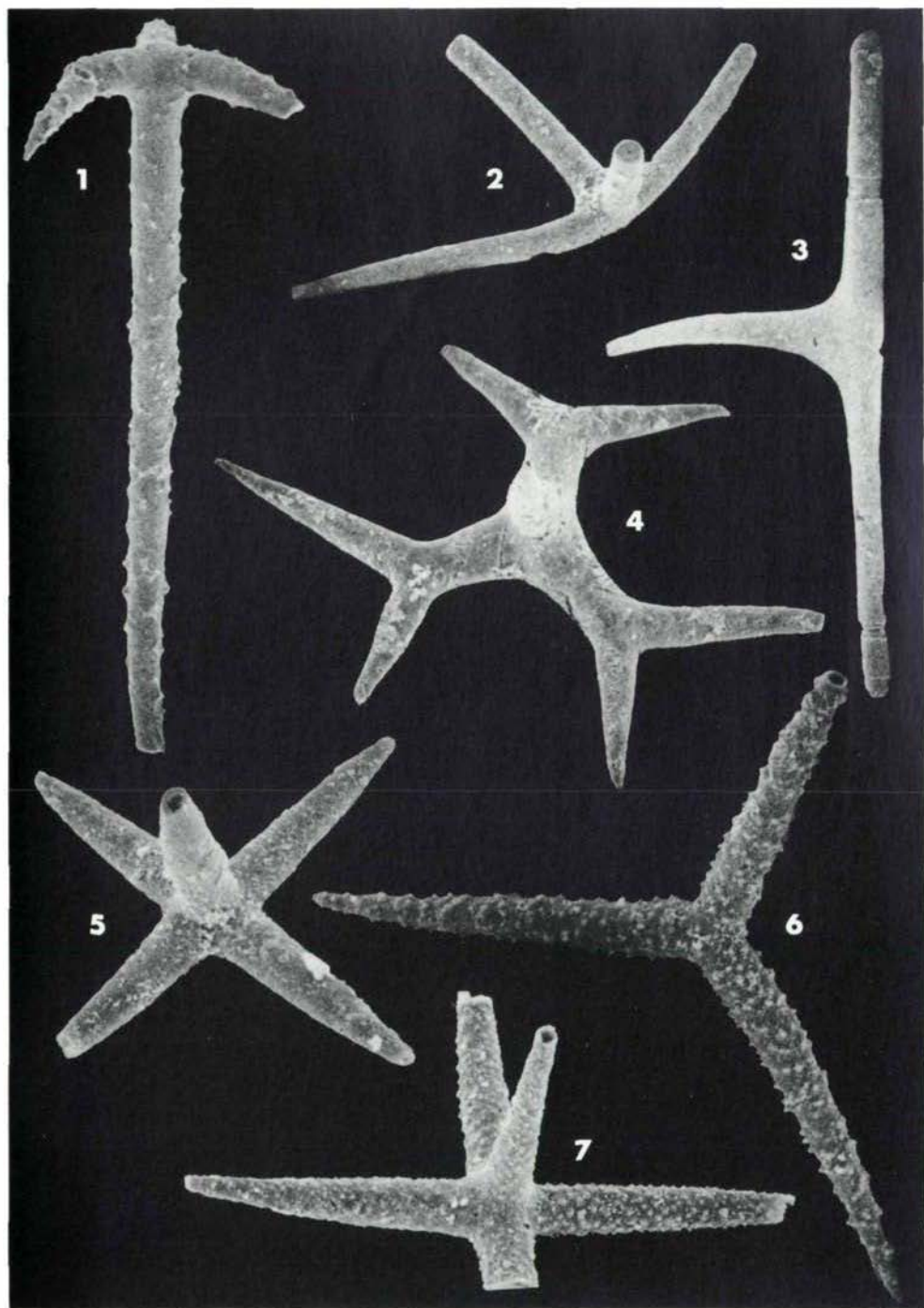
Tafel 5



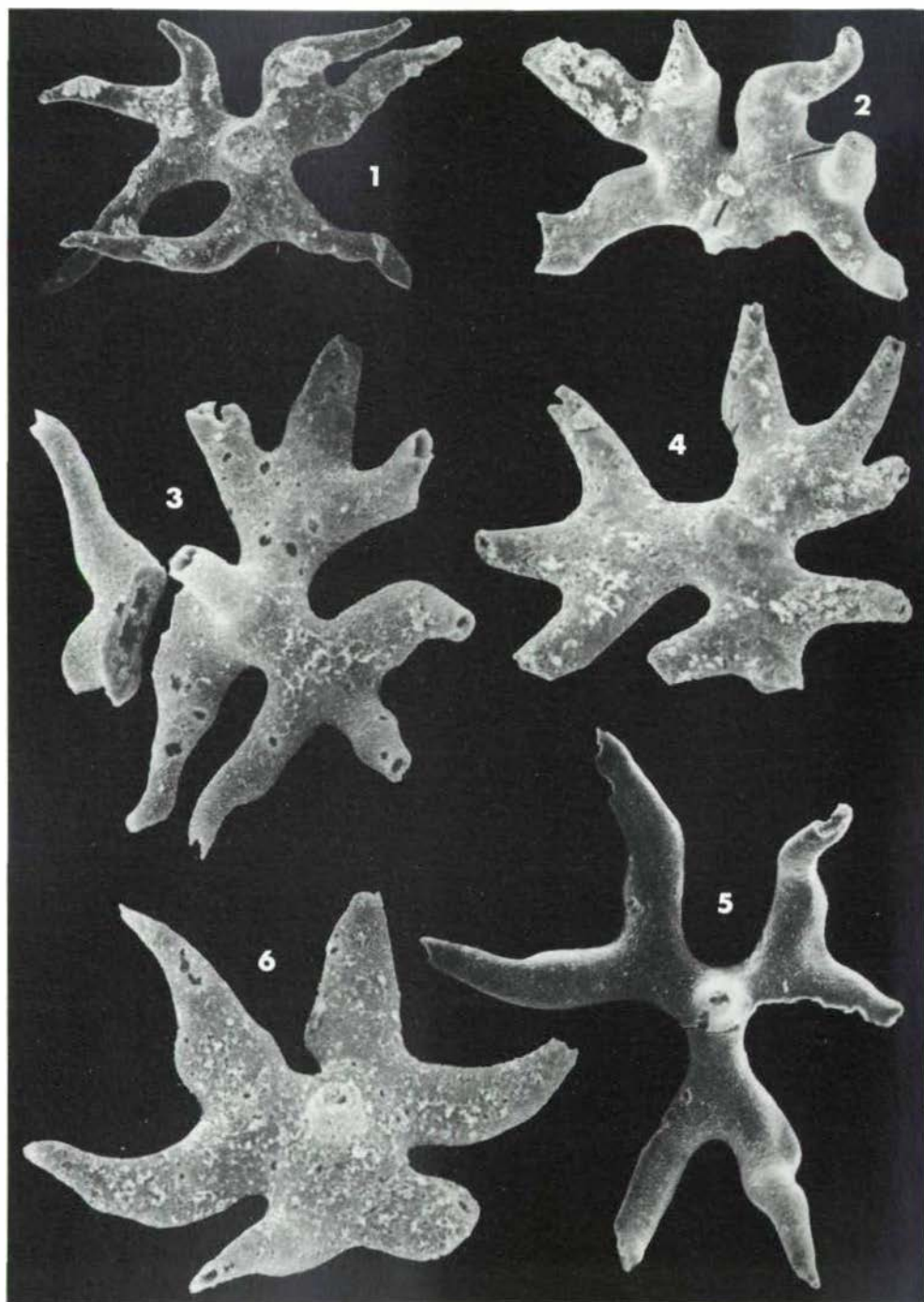
Tafel 6



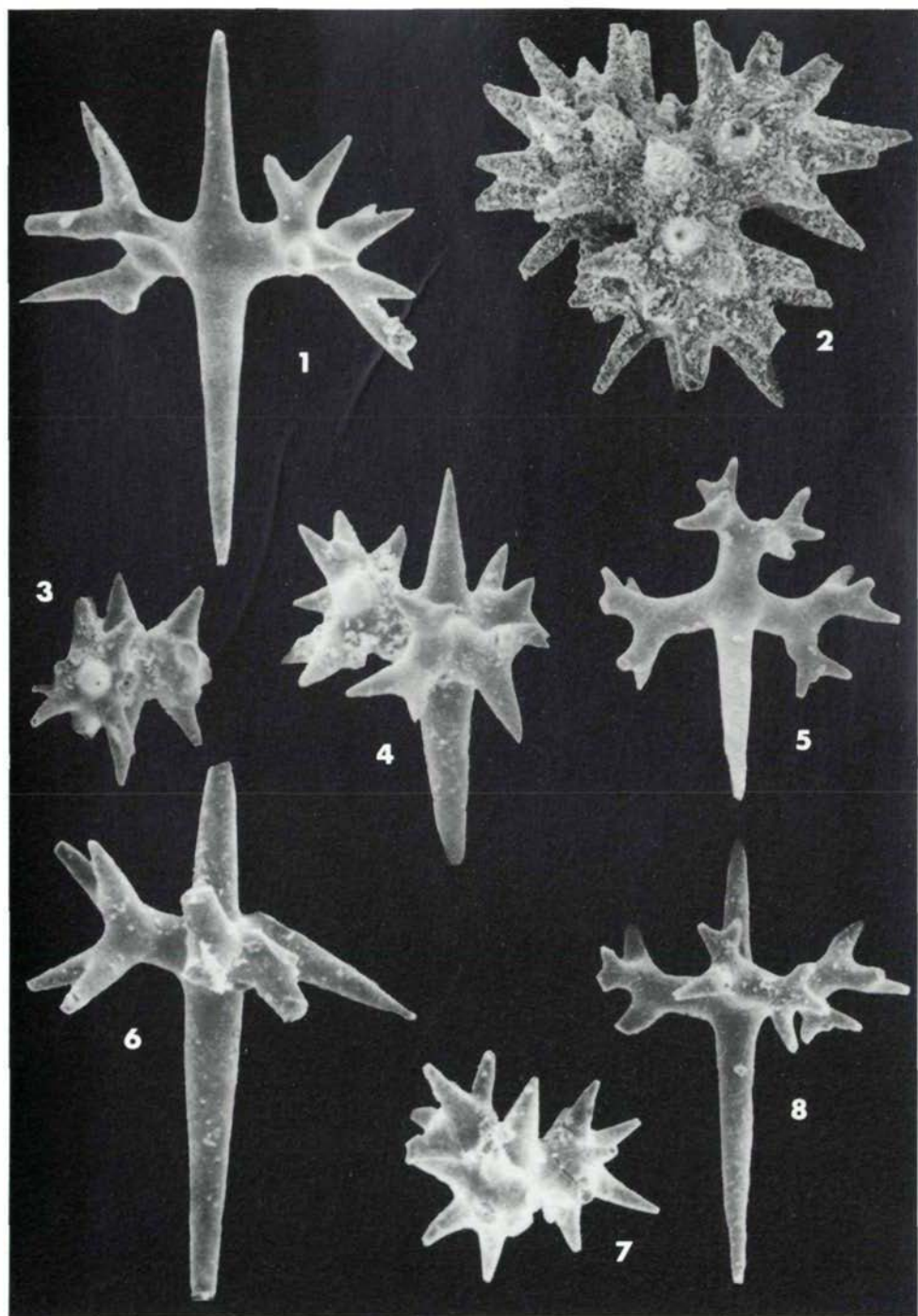
Tafel 7



Tafel 8



Tafel 9



Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6830	Bd. 13	15	S. 363-379	1bk., Juli 1986
--------------------------------	----------------	--------	----	------------	-----------------

LERMOOSER TUNNEL (AUSSERFERN, TIROL)

Baugeologische Verhältnisse, Prognose und
tektonische Schlußfolgerungen

von M. KÖHLER ⁺⁾

mit 1 Abbildung und 2 Tafeln

Zusammenfassung

Der 3.168 m lange Lermooser Tunnel zwischen Lermoos und Biberwier durchörtert Plattenkalk, Kössener Schichten, Schattwald-Schichten, Allgäu-Schichten und mächtige Grundmoräne. Der Plattenkalk erwies sich als nur gering nachbrüchig. Kössener Schichten und Allgäu-Schichten sind durch mergelig-tonige Lagen wesentlich gebräucher und zum Teil quellfähig. Die sehr tonreichen Schattwald-Schichten waren sehr gebräch und durchgehend quellfähig. Die Grundmoräne ist dicht gelagert und konnte mit einer Teilschnittmaschine erfolgreich aufgefahren werden. Das Südportal liegt in einer alten Bergzerreißung.

Die Bergwassermenge schwankt zwischen 17 und 45 l/s, beim Vortrieb betrug sie fallweise 60 l/s. Die geologische Prognose deckt sich mit den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen, sodaß die Baukosten sehr genau ermittelt werden konnten.

⁺⁾ Anschrift des Verfassers:
Dr. Manfred Köhler, ILF - Ingenieurgesellschaft Lässer-
Feizlmayr, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck.

Summary

The 3.168 m long Lermoos Tunnel from Lermoos to Biberwier is driven through Plattenkalk, Kössen Beds, Schattwald Beds, Allgäu Beds and a ground moraine. The Plattenkalk turned out to be only slightly brittle. Because of the marly and clayey layers Kössen Beds and Allgäu Beds are much more friable and partly swelling. The clayey Schattwald Beds turned out to be very friable and completely swelling. The ground moraine is compacted; it was driven through using a tunnel boring machine.

The southern portal is located in an old mountain splitting. The groundwater recharge varies between 17 and 45 l/s, during the advance of the tunnel it was occasionally 60 l/s. The geological prognosis is in accordance with the actual conditions so that the construction cost could be determined very accurately.

Inhaltsverzeichnis

1. Allgemeines
 - 1.1 Trassenführung
 - 1.2 Technische Daten
 - 1.3 Baudurchführung
2. Baugeologische Verhältnisse beim Tunnelvortrieb
 - 2.1 Vorbemerkungen
 - 2.2 Gesteinsserien
 - 2.3 Schichtung
 - 2.4 Klüftung
 - 2.5 Störungszonen
 - 2.6 Bergwasserverhältnisse
 - 2.7 Überlagerungshöhe
 - 2.8 Felstemperatur
 - 2.9 Spannungsverhältnisse
 - 2.10 Wasserempfindlichkeit
3. Vergleich zwischen geologischer Prognose und tatsächlich angetroffenen Verhältnissen
 - 3.1 Vorbemerkungen
 - 3.2 Gebirgsbau
 - 3.3 Gesteinstypen
 - 3.4 Schichtung
 - 3.5 Klüftung
 - 3.6 Störungszonen
 - 3.7 Bergwasserverhältnisse
 - 3.8 Gebirgsgüteklassen
 - 3.9 Bewertung der Trassenführung
4. Tektonische Schlußfolgerungen
 - 4.1 Gebirgsbau und Störungen
 - 4.2. Auflockerung der Talflanken
5. Danksagung
Literatur

1. Allgemeines

1.1 Trassenführung

Zur Verbesserung der Verkehrsverhältnisse im Bereich Lermoos-Biberwier wurden seit 1972 mehrere Varianten untersucht. Die erste Variante verlief mitten durch das moorige Talbecken. Umweltschutz und baueologische Überlegungen führten zu weiteren Trassenstudien, die alle westlich von Lermoos verschieden lange Tunnelstrecken vorsahen. Eingehende geologische Untersuchungen zeigten, daß hangnahe Tunnelvarianten im rutschgefährdeten, feuchten Lockermaterial liegen und daher schwieriger zu realisieren sind als jene Tunneltrasse, die schließlich ausgeführt wurde. Mit dieser Lösung wurde es möglich, das Lockermaterial rasch zu durchörtern und in der Felsstrecke die Tunnelröhre günstig zum Trennflächengefüge auszurichten (Abb. 1).

1.2 Technische Daten

Der 3.168 m lange Lermooser Tunnel weist einen Ausbruchsquerschnitt von 72 - 83 m² auf. Er fällt durchgehend mit 0,53 ‰ vom Süd- zum Nordportal. Er besitzt eine reversible Halbquerlüftung.

1.3 Baudurchführung

Mit dem Bau des Lermooser Tunnels wurde am 14.8.1981 begonnen. Der Tunnel wurde im Kalotten-, Strossenbetrieb nach der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise (NATM) errichtet. Der Vortrieb erfolgte im Fels konventionell, im Lockermaterial zum Großteil mit einer Westfalia-Teilschnittmaschine WAV 170.

Aus Umweltgründen wurde der Tunnel hauptsächlich vom Südportal aus fallend gegen Norden vorgetrieben. Der Durchschlag bei Stat. 1969 m ab Südportal erfolgte am 27.9.1982. Die Verkehrsfreigabe des Tunnels fand am 6.7.1984 statt.

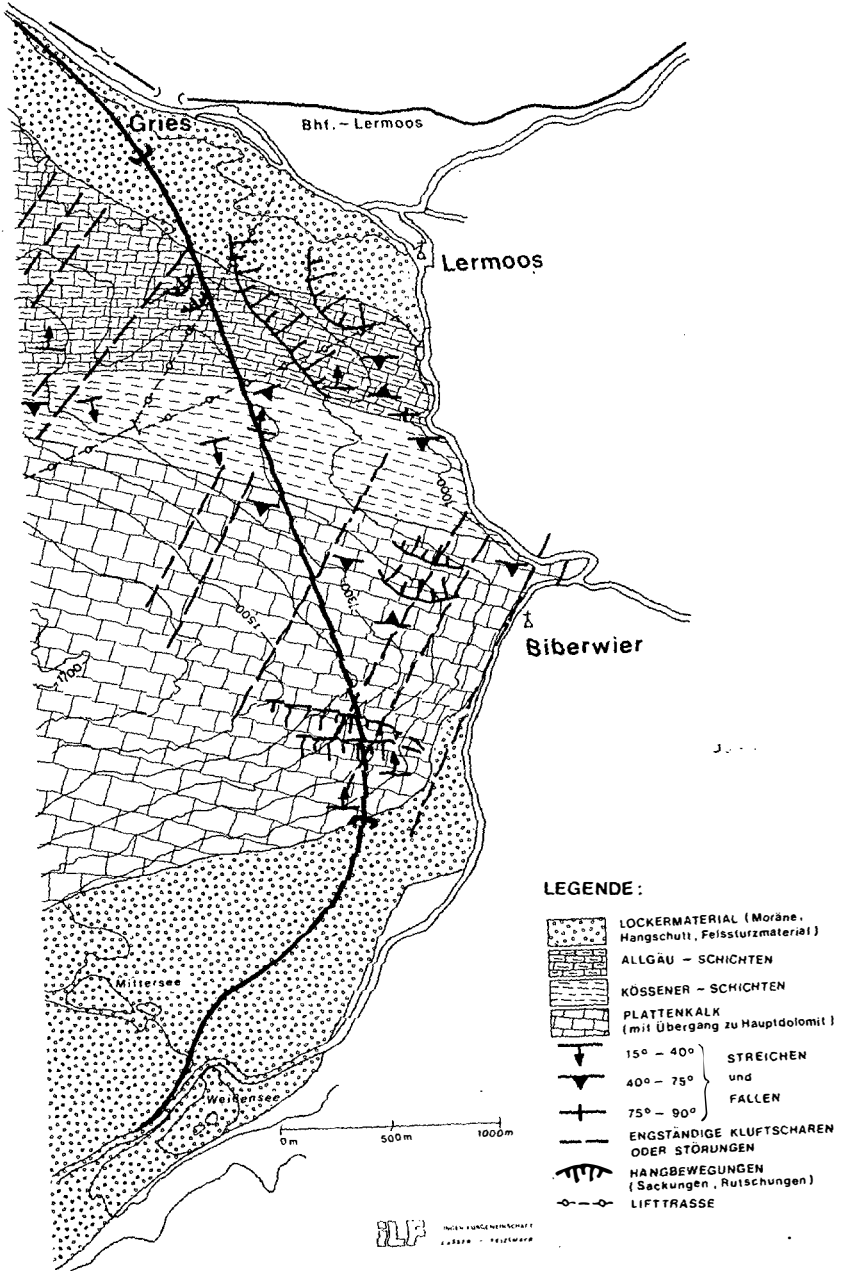


Abb. 1

2. Baugeologische Verhältnisse

2.1 Vorbemerkungen

Das Amt der Tiroler Landesregierung hatte die Ingenieur-gemeinschaft Lässer - Feizlmayr (ILF) mit der gesamten Tunnelplanung beauftragt, wobei dem Verfasser die geolo-gische Bearbeitung oblag. Während der Vortriebsarbeiten wurden die angetroffenen geologischen Verhältnisse von ILF laufend dokumentiert. Die vorliegende Beschreibung stellt einen Auszug dieser baugeologischen Dokumentation dar, die beim erwähnten Amt (Landesbaudirektion) eingesehen werden kann.

Die baugeologische Aufnahme aller freiliegenden Felsflächen im Tunnel erfolgte im Maßstab 1:100. Daraus wurde ein durchgehender Horizontal- und Längenschnitt im Maßstab 1:200 ent-wickelt. Das zusammengefaßte Ergebnis findet sich auf Tafel 1. Alle angegebenen Tunnelstationierungen beziehen sich, wenn nicht ausdrücklich anders vermerkt, auf das Südportal.

2.2 Gesteinsserien

Vom Südportal ausgehend, durchörtert der Tunnel zunächst auf 1512 m Länge Plattenkalk. Der Plattenkalk steht am Südportal im Übergang zu Hauptdolomit. Nördlich des Plattenkalks folgen mit 490 m Länge die Kössener Schichten. Am Kontakt zu den Allgäu-Schichten treten in den Kössener Schichten intensi-v rot gefärbte Tonschiefer - Mergel auf. Diese Sonderent-wicklung der obersten Kössener Schichten im Außerfern wird als Schattwald-Schichten bezeichnet. Sie erreichen im Tunnel eine Mächtigkeit von rund 50 m und wurden zwischen Station 1950 und 2000 m aufgefahren. Sie sind tektonisch gestört und zeigten das schlechteste Gebirgsverhalten aller Gesteins-serien.

Nördlich der Kössener Schichten folgen von Station 2000 bis Station 2710 die Allgäu-Schichten. Sie werden bis zum Nord-portal von quartärem Lockermaterial, hauptsächlich Grund-moräne, überlagert. Innerhalb dieser mächtigen eiszeitlichen Ablagerungen tauchen die Allgäu-Schichten noch einmal in Form eines kleinen Felsrückens auf.

Plattenkalk:

Er besteht aus deutlich gebankten Kalk- und Dolomitgesteinen, die lagenweise feine Mergelfugen aufweisen. Örtlich werden die Karbonatgesteine stärker mergelig. Dolomitgesteine treten nur im südlichsten Tunnelbereich etwas häufiger auf, wo sie zum Hauptdolomit überleiten. Großräumig betrachtet stellt sich der Plattenkalk als homogene Gesteinsserie dar, die sehr regelmäßig gebankt ist. Der Name "Plattenkalk" besteht daher auch aus baugeologischer Sicht zu Recht.

Die Schichtmächtigkeit schwankt von 10 - 50 cm, die häufig-sten Werte finden sich zwischen 10 - 30 cm. Die Schicht-flächen sind überwiegend eben und glatt, die Verzahnung ist

aber ständig vorhanden, sodaß die Standfestigkeit auch bei großen Querschnitten gegeben ist. Die Abschlagslängen beim Kalottenvortrieb betragen meist 3 - 4 m, mit Ausnahme von stärker mergeligen oder geklüfteten Partien.

Kössener Schichten:

Sie bestehen aus einer raschen Wechselfolge von gebankten Kalkgesteinen, Tonschiefern und Mergeln. Die Tonschiefer erreichten eine größte Mächtigkeit von ca. 15 m. Der Übergang zum Plattenkalk vollzieht sich langsam und ist beim Tunnelvortrieb nicht störend.

Während sich die Kalkgesteine geotechnisch ähnlich wie der Plattenkalk verhalten, sind die Tonschiefer und Mergel deutlich schlechter. Die stark wasserempfindlichen Gesteine erweichen sich und verursachen umfangreiche Nachbrüche aus Brust und First. Die Abschlagslängen überschreiten daher nur mehr selten 2 m. Besondere Schwierigkeiten bereiten die Tonschiefer auch beim Schutterverkehr in der Sohle. Um einem Quelldruck zu begegnen, wurde in diesen Strecken ein Sohlgewölbe eingebaut.

Die Schattwald-Schichten zeigen ein noch ungünstigeres Verhalten. Durch das starke Vorherrschen von Tonschiefern ist das Gebirge weich bis mürb und sehr stark wasserempfindlich. Die Abschlagslängen verkürzten sich auf 1 - 2 m.

Allgäu-Schichten:

Sie werden im Außerfern sehr mächtig. Der Tunnel durchörtert die tiefere (= ältere) Serie der Allgäu-Schichten. Sie bestehen aus dünnbankigen, mergeligen Kalkgesteinen, die sehr häufig von dünnen Tonschiefer- oder Mergelfugen durchzogen werden. Die Bankungsmächtigkeit der Kalkgesteine beträgt 10 - 30 cm, die Schichtflächen sind wellig, häufig auch kleinräumig verfaltet und glatt. Die gesamte Gesteinsserie reagierte auf tektonische Belastung mit einer wellblech-artigen Verfaltung, die durch die feinen Tonschiefer- und Mergelfugen ermöglicht wurde. Die Wasserempfindlichkeit beschränkt sich auf die Schichtfugen. Die Abschlagslängen beim Kalottenvortrieb betragen meist 3 m.

Lockermaterial:

Es besteht aus quartären, eiszeitlichen Moränenablagerungen. Im Bereich des Tieftales (Station 2700) tritt umgelagerter Hangschutt hinzu. Die Moränen bestehen aus stark schluffigen Kiesen mit Steinen. Die geringe Korngrößensortierung führte infolge einer alten, hohen Eisauflast zu einer außerordentlich guten Verdichtung und Kornbindung. Bereits beim Voreinschnitt des Nordportals konnten Bagger das Material nicht mehr lösen, sodaß Lockerungssprengungen notwendig wurden.

Beim bergmännischen Vortrieb erwies sich das Material im trockenen Zustand als gut standfest und ebenfalls als schwer lösbar. Auch die Ausrüstung des Stollenbaggers Broyt mit einem Reißzahn verbesserte nicht die Vortriebsleistung. Die ARGE entschloß sich daher zum Einsatz einer Teilschnitt-

maschine WAV 170, Westfalia - Lünen, der sehr erfolgreich verlief.

Die Standfestigkeit des Lockermaterials ist von der Wasserführung abhängig. Bereits eine kurze Durchnässung genügt, um die Kornbindung aufzulösen. Das Material geht dann in Schlamm über. Dieser Effekt erschwerte den Schutterverkehr in feuchten Gebirgszonen. Ungünstig war vor allem das Auftreten von sandig-schottrigen Zwischenschichten innerhalb der Moräne. Entlang dieser Schichten konnte leichtes Bergwasser zutreten und das Gebirge im Kalottenbereich durchfeuchten. Dadurch war das Moränenmaterial nicht mehr standfest, die Kalotte wurde unterteilt und mußte sofort gesichert werden. Diese Gebirgsverhältnisse blieben jedoch eine Ausnahme, sodaß die 470 m lange Eingangsstrecke in rund 6 Monaten vollständig ausgebrochen werden konnte.

2.3 Schichtung

Das durchörterte Gebirge weist vom Südportal zum Nordportal die normale stratigraphische Abfolge auf. Größere tektonische Komplikationen fehlen, sodaß die Schichtlagerung sehr homogen ist. Als Mittelwert über den ganzen Tunnel ergibt sich

ss = 97/80 S

d.h. die Schichtflächen streichen fast genau Ost-West. In der Regel herrscht steiles bis mittelsteiles Einfallen gegen Süden, Nordfallen ist wesentlich seltener. Großräumig ergibt sich dadurch eine leicht überkippte Lagerung, sodaß ältere Schichtglieder auf jüngeren liegen. Das Nordfallen im Bereich des Südportals findet sich nur an der Geländeoberfläche. Es hängt daher mit der Hangtektonik zusammen, die unter 2.5 näher beschrieben wird. Die Abfolge Plattenkalk - Kössener Schichten - Allgäu-Schichten bildet den Südflügel einer weitgespannten Mulde. Die Muldenachse taucht sehr flach gegen E zum Lermooser Becken ab.

Die Schichtung ist in allen Gesteinsserien das vorherrschende Gefügeelement. Mechanisch ist sie vor allem in den Allgäu-Schichten wichtig, die einen lamellenartigen Aufbau von harten und weichen Gesteinstypen zeigen. Die Allgäu-Schichten reagieren daher bei tektonischer Belastung mit einer intensiven Verfaltung, die bis in den Meterbereich erfolgen kann. Dafür ist in dieser Serie die Klüftung weniger ausgeprägt.

Die Kössener Schichten besitzen zwar ebenfalls eine ausgeprägte Wechsellagerung, die einzelnen Gesteinstypen werden jedoch wesentlich mächtiger als in den Allgäu-Schichten. Die Verfaltbarkeit der Schichtfolge ist daher geringer. Im Plattenkalk sind die Schichtflächen ebenfalls sehr deutlich ausgebildet, die Teilbeweglichkeit in den Schichtfugen ist aber sehr gering, weil Mergel- oder Tonschieferlagen selten sind. Im Gebirge verhält sich der Plattenkalk

wesentlich starrer und spröder als die Allgäu- und Kössener Schichten. Er ist daher nicht verfaultet, dafür aber stark geklüftet.

2.4 Klüftung

Sie ist vor allem im Plattenkalk ausgebildet, wo sie die Standfestigkeit wesentlich mitbestimmt. Die Auswertung aller im Tunnel gemessenen Klüftflächen zeigt das starke Vorherrschen von ungefähr Nord-Süd verlaufenden Klüften. Die größte Häufung ergibt sich in der Richtung N 16° E. Das Fallen wechselt von 70° W bis 70° E. Diese Richtung entspricht einem Lineament, das die Fernpaßfurche vorzeichnet. Die Ost-West verlaufenden Klüfte sind wesentlich geringer.

Das Klüftgefüge paßt zum gewohnten tektonischen Bild der Kalkalpen, in denen die Ammer- und Loisachrichtung vorherrschen.

2.5 Störungszonen

Störungen mit großer tektonischer Wirksamkeit wurden vom Tunnel nicht durchörtert. Trotzdem treten vor allem im spröden Plattenkalk eine Reihe von Störungen auf, die gerade im Hinblick auf die Wasserführung bedeutend sind.

Die erste stark gestörte Zone verläuft zwischen Station 100 und 310. In diesem Bereich finden sich zahlreiche Störungsflächen oder Großklüfte. Sie sind meist mit mehreren Zentimetern Calcit dicht verheilt oder mit Lehm gefüllt. Bei Station 310 queren den Tunnel steilstehende, bis 10 cm klaffende Klüfte. Nördlich der klaffenden Störungen bei Station 310 verändert sich der Gebirgscharakter. Die Auflockerung ist deutlich geringer. Aufgrund der im Tunnel zu beobachtenden tektonischen Verhältnisse wird das Gebirge vom Südportal bis ca. Station 310 als stark aufgelockerte Bergflanke gedeutet, in der Bergzerreibungen auftragen. Diese schwerkraftbedingten Felsdeformationen haben in der Fernpaßtalung örtlich zu Felsstürzen geführt, die jünger als der große Felssturz vom Loreakopf sind. Im Bereich des Lermooser Tunnels haben die Bewegungen nur zu einer Auflockerung der obersten Felsschwarte geführt. Sie blieb im Inneren aber doch soweit intakt, daß sich kein Felssturz löste. Die zahlreichen offenen Spalten und Klüfte wurden nachträglich durch zirkulierendes Bergwasser wieder mit Calcit ausgefüllt. Die Trennflächen bei Station 310 werden als basale Bewegungszone dieser Hangzerreibung gedeutet. Auffallend ist, daß hier der Plattenkalk im Meterbereich verfaultet ist. Diese Erscheinung fehlte sonst im Plattenkalk vollkommen.

Die nächste gestörte Zone tritt zwischen Station 700 und 730 m auf. Das Gebirge ist hier engständig geklüftet und zerrüttet. Großklüfte und vereinzelte Störungen finden sich auch in weiterer Folge immer wieder. Bei Station 1100 quert eine 30 - 40 cm mächtige lehmgefüllte Störung den Tunnel.

Bei 1350 m ist die tektonische Beanspruchung ebenfalls stärker als üblich. Ab 1440 bis zum Kontakt zu den Kössener Schichten bei 1512 ist das Gebirge leicht gestört. Der stratigraphische Kontakt zwischen Kössener Schichten und Plattenkalk ist tektonisch überprägt und vermutlich die Folge des unterschiedlichen Gebirgsverhaltens. Die Kössener Schichten sind nur gering gestört. Sie reagierten auf Belastung mit plastischer Verformung. Kleine Störungen finden sich bei Station 1800 und 1820.

Ab 1920 m nimmt in den Kössener Schichten die Kleinverfäلتung zu, bei 1940 m werden sie durch schichtparallele Bewegungsflächen von den Schattwald-Schichten getrennt. Die Schattwald-Schichten stellen eine Art Pufferzone zwischen den Kössener Schichten und den Allgäu-Schichten dar. Es fehlt eine klar definierte Störungszone, da das Gebirge bis in den Kleinbereich durchbewegt wurde. In den Allgäu-Schichten fehlen größere Störungen überhaupt. Es scheint, daß durch die groß- und kleinräumige Verfaltung die tektonische Belastung abgefangen wurde, sodaß keine tiefgreifende rupturale Deformation stattfand.

2.6 Bergwasserverhältnisse

In Tafel 2 sind die Bergwasserverhältnisse dargestellt. Die gesamte Bergwassermenge des Tunnels schwankt jahreszeitlich zwischen 17 und 45 l/s. Beim Vortrieb betrug sie maximal 60 l/s. Die stärkste Bergwasserführung tritt im Frühjahr zur Zeit der Schneeschmelze auf, im Winter ist sie am geringsten. Mehr als 2/3 des Bergwassers fallen im Plattenkalk an. Die stärksten wasserführenden Zonen treten bei Station 1100 m und 1425 m auf. Das Maximum bei 1425 m liegt nahe an der Grenze zu den Kössener Schichten. Die Kössener Schichten sind zum Teil vollständig trocken, in Kalklagen trat hingegen Wasser zu. Die Schattwald-Schichten sind komplett trocken. In den Allgäu-Schichten ist die Bergwasserführung sehr gering. Nur an wenigen Stellen finden sich kleine Quellen, die aber 0,5 l/s nicht überschreiten.

Wasserzutritte im Plattenkalk wiesen bis maximal 1000 mg/l SO_4 auf. Die Sulfatgehalte in den Allgäu- und Kössener Schichten sind sehr gering. Dafür zeigen die Allgäu-Schichten Chloridgehalte bis zu 150 mg/l.

Schwefelwasserstoff (H_2S) war in allen Schichtserien vorhanden, am stärksten in den Allgäu-Schichten. H_2S macht sich neben seinem unangenehmen Geruch auch durch einen blaugrünen-schwarzen Niederschlag an der Austrittsstelle von Bergwasser bemerkbar. Im Laufe der Zeit bilden sich weiße, fadenförmige Ablagerungen, die Drainagen verlegen können.

2.7 Überlagerungshöhe

Die maximale Überlagerungshöhe beträgt 350 m. Am Südportal steigt die Überdeckung rasch an, sodaß hier keine besonderen Schwierigkeiten infolge Verwitterung auftraten. Das Nord-

portal und eine anschließend rund 450 m lange Tunnelstrecke liegen im Lockermaterial. Die Überlagerungshöhe beträgt hier maximal 50 m, sie verringert sich bei der Unterfahrung des Tieftales (Station 2700 m) auf 15 m. Die Verwitterung war hier stark und bewirkte gemeinsam mit einer starken Tropfwasserführung eine Verringerung der Standfestigkeit.

2.8 Felstemperatur

Die Messung der Felstemperatur erfolgte in 3 m tiefen Bohrlochern unmittelbar im Vortriebsbereich. Die Meßgenauigkeit der verwendeten digitalen Anzeigegeräte betrug $0,1^{\circ}\text{C}$. Die Messungen wurden zwischen Station 604 und 1208 durchgeführt, das war jener Bereich, in dem voraussichtlich die stärksten Wasserzutritte zu erwarten waren. Aus Kostengründen konnten die Messungen nicht über den gesamten Tunnel ausgedehnt werden. Die tiefste Felstemperatur beträgt $6,3^{\circ}\text{C}$ (Station 743), die höchste $9,4^{\circ}\text{C}$ (Station 985).

Die Felstemperatur ist im wasserführenden Kalkgebirge weitgehend unabhängig von der Überlagerungshöhe (geothermische Tiefenstufe). Sie wird fast ausschließlich von den Bergwasserhältnissen beeinflusst. Bei einer genauen Auswertung sind die Temperaturschwankungen geologisch interpretierbar. Die tiefsten Temperaturen traten überall im wasserführenden Gebirge auf. Die geringen Temperaturschwankungen sind dadurch bedingt, daß die untersuchte Tunnelstrecke voll im Bergwasserspiegel liegt. Es ist daher kein Zufall, daß die Felstemperatur am Beginn der wasserführenden Strecke von $8,0^{\circ}\text{C}$ (Station 604) kontinuierlich bis auf $6,8^{\circ}\text{C}$ (Station 662) abnahm. Nach dem Eintauchen in den Bergwasserspiegel pendelte die Temperatur zwischen $6,5^{\circ}\text{C}$ und $7,4^{\circ}\text{C}$. In dieser Strecke weisen nur die Bereiche bei Station 985 m und 1083 m mit $9,4^{\circ}\text{C}$ bzw. $7,9^{\circ}\text{C}$ höhere Temperaturen auf. Es sind dies jene Tunnelstrecken, die weitgehend trocken waren.

2.9 Spannungsverhältnisse

Während des Tunnelvortriebes wurden keine besonderen Spannungsäußerungen verzeichnet. Bergschlag in spröden Gesteinen oder plastische Deformation in Tonschiefern oder ähnlich weichen Gesteinstypen trat wegen der relativ geringen Überlagerungshöhe nicht auf. Der Plattenkalk ist geomechanisch ein sprödes Gebirge, in dem Verfaltungen nahezu vollständig fehlen. Die Kössener Schichten und verstärkt die Allgäu-Schichten verhalten sich bei tektonischen Belastungen, die sehr langsam ablaufen, plastisch und reagieren mit intensiver Verfaltung.

Im Plattenkalk konnte wiederholt entlang von Störungen ein rascher Wechsel des Kluffgefüges beobachtet werden. Daraus ist indirekt auf eine Änderung der lokalen Spannungsverhältnisse zu schließen. Das Vorherrschen flacher Harnischströmungen weist auf ehemals horizontale Spannungen hin. Direkte Spannungsmessungen wurden nicht durchgeführt.

2.10. Wasserempfindlichkeit

Die stärksten wasserempfindlichen Gesteinsserien sind die Kössener und Schattwald-Schichten. Die Befeuchtung verursacht nicht nur ein Auflösen der Kornbindungen, sondern auch richtigen Quelldruck. Beim Vortrieb wurden daher die Tonschiefer laufend auf ihr Quellverhalten von DDR. CZURDA (Geologisches Institut Innsbruck) untersucht. Es ergaben sich folgende Werte:

Station	Stratigr. Einheit	Max. Quell- erhebung	Max. Quelldruck
1541	Kössener Sch.	9 %	500 kN/m ²
1584	Kössener Sch.	10,3 %	800 kN/m ²
1727	Kössener Sch.	8 %	160 kN/m ²
1927	Kössener Sch.	3,5 %	90 kN/m ²
1944	Schattwald Sch.	?	50 kN/m ²
1985	Schattwald Sch.	10 %	800 kN/m ²
2633	Allgäu-Sch.	3,4 %	50 kN/m ²
2633	Allgäu-Sch.	1 %	50 kN/m ²
2605	Allgäu-Sch.	1 %	50 kN/m ²

Der maximale Quelldruck beträgt sowohl in den Kössener als auch in den Schattwald-Schichten 800 kN/m². Die Allgäu-Schichten und der Plattenkalk erwiesen sich als nicht quellfähig. Der Tunnel hat allerdings nur die tieferen, mergelarmen Allgäu-Schichten durchörtert.

Der Quelldruck ist richtungsabhängig und erreicht seinen größten Wert senkrecht zu den Schichtflächen. Die steile Lagerung der Schichtpakete im Tunnel erwies sich daher als sehr günstig. In den quellfähigen Schichten wurde sofort nach dem Ausbruch ein Sohlgewölbe eingebaut und sein Verhalten durch geotechnische Messungen kontrolliert. Sie zeigen, daß die eingebauten Stützmittel die Sohle ausreichend stabilisierten.

3. Vergleich zwischen geologischer Prognose und tatsächlich angetroffenen Verhältnissen

3.1. Vorbemerkungen

Die Prognose gliedert sich in eine Voraussage des geologischen Gebirgsbaus und in eine Beurteilung der zu erwartenden geotechnischen Gebirgseigenschaften. Eine richtige Prognose des Gebirgsbaus gibt daher noch keine Sicherheit für die richtige Einschätzung des Gebirgsverhaltens. Um eine objektive Beurteilung der Prognose zu ermöglichen, wurden im baugeologischen Längenschnitt, wie er der Ausschreibung zugrundelag, die tatsächlichen Verhältnisse eingetragen (Tafel 1). Beschreibungen der Prognose sind wörtlich zitiert.

3.2 Gebirgsbau

Der großräumige Gebirgsbau ist relativ einfach und war bereits vor der Tunnelauffahrung weitgehend bekannt. In den vorhandenen geologischen Karten sind allerdings die Grenzen zwischen Plattenkalk, Kössener Schichten und Allgäu-Schichten wegen der Bedeckung mit Lockermaterial nur ungenau angegeben. Für eine Kostenschätzung und für eine richtige Beurteilung der zahlreichen Varianten am Beginn der Projektierungsarbeiten war eine geologische und geotechnische Neuaufnahme des Gebirges notwendig.

Von der Oberfläche her war die Einschätzung des Plattenkalkes ziemlich genau möglich, sodaß in diesem Gebirgsabschnitt keine Bohrungen ausgeführt wurden. Der Gesteinsbestand der Kössener Schichten konnte bruchstückhaft aus Einzelaufschlüssen rekonstruiert werden.

Die Allgäu-Schichten sind hingegen im Tunnelbereich fast überhaupt nicht aufgeschlossen und bildeten den größten Unsicherheitsfaktor in der Einschätzung des Gebirgsverhaltens. Deshalb wurden hier 6 Bohrungen niedergebracht, die neben dem Gesteinsbestand auch die Grenze von Fels zu Lockermaterial erkundeten.

Während der geologischen Geländeerhebungen ergab sich der Verdacht, daß im Übergang von Kössener Schichten zu Allgäu-Schichten eine petrographische Sonderentwicklung in Form der Schattwald-Schichten auftreten könnte. Wegen der mächtigen Lockermaterialbedeckung war eine direkte Beobachtung nicht möglich, sodaß 2 Suchschlitze ausgeführt wurden, die tatsächlich den Nachweis der Schattwald-Schichten erbrachten.

Der Tunnelvortrieb hat das geologische Konzept bestätigt. Die Grenze Plattenkalk/Kössener Schichten wurde auf 2 m genau prognostiziert, die Vortriebsstrecke in den Kössener Schichten hat sich gegenüber der Prognose um 70 m verkürzt, der Übergang von den Allgäu-Schichten zum quartären Lockermaterial erfolgte auf 2 m genau. Eine Änderung ergab sich in der nördlichsten Tunnelstrecke. Aufgrund der Bohrungen wurde hier durchgehend Lockermaterial erwartet. Tatsächlich hat der Tunnel aber zwischen der Bohrung 3 und 4 auf ca. 30 m nochmals einen kleinen Felsbuckel schleifend geschnitten.

3.3 Gesteinstypen

Die petrographische Gesteinsausbildung ergab gegenüber der Prognose keine Überraschungen. Die geotechnisch ungünstigste Gesteinsserie, die Schattwald-Schichten, wurde trotz der fehlenden Geländeaufschlüsse erkannt und als Gebirgsgüteklasse VI richtig bewertet. Für die bauausführende ARGE war das Auffahren des Lockermaterials mittels Teilschnittmaschine ein Kostenrisiko. Die Ergebnisse der Aufschlußbohrungen wurden geotechnisch richtig interpretiert. Die gute Standfestigkeit der quartären Grundmoräne, die durch

eine alte, hohe Eisauflast stark verdichtet ist, und die nur geringen Wasserzutritte erlaubten einen erfolgreichen maschinellen Vortrieb.

3.4 Schichtung

Die Orientierung und Intensität des Schichtflächengefüges im Berginneren hat sich gegenüber der Prognose nicht geändert.

3.5. Klüftung

Die Geländeaufnahme ergab ein Vorherrschen von N-S bis NNE-SSW streichenden Kluftscharen. Diese Tendenz wurde durch den Tunnelvortrieb bestätigt, ebenso das verschiedene mechanische Verhalten zwischen plastisch deformierten Allgäu-Schichten und rupturrell beanspruchtem Plattenkalk. Der stärker geklüftete Südabschnitt des Tunnels innerhalb einer alten Bergzerreißung wurde in der Prognose durch eine schlechte Gebirgsklassifizierung berücksichtigt.

3.6 Störungszonen

In der Prognose wurden vorwiegend NNE-streichende Störungen erwartet, die örtlich zu Zerrüttungen oder Zerreibungen führen, jedoch keine tektonisch bedeutenden Großstörungen. Die Gebirgsgüteklasse VI wurde daher nur für den Übergangsbereich Plattenkalk zu Kössener Schichten bzw. zu Allgäu-Schichten prognostiziert, weil hier zwischen mechanisch verschiedenen reagierenden Gebirgszonen Bewegungen erwartet wurden.

Beim Tunnelvortrieb erwies sich der Übergang von Plattenkalk zu Kössener Schichten problemlos, da er sich langsam vollzieht und keine klar definierbare Grenze darstellt. Im obersten Abschnitt der Kössener Schichten, den Schattwald-Schichten, trat hingegen eine deutliche Gebirgsverschlechterung auf. Die Schattwald-Schichten bilden eine große, petrographisch bedingte Scherzone zwischen den nördlichen und südlichen Gebirgsabschnitten. Die östliche Fortsetzung dieser Bewegungszone liegt im Gaistal am Südfuß des Wettersteingebirges. Innerhalb des Plattenkalks bewirkten Störungen nur eine örtliche Zunahme der Gebirgszerlegung, die auf die Gebirgsgüteklasse keinen Einfluß hatte.

3.7 Bergwasserverhältnisse

Für den Tunnel wurden während des Vortriebes kurzzeitig 50 - 100 l/s prognostiziert, nach dem Durchschlag wurden weniger als 50 l/s erwartet. Rund 80 % des Bergwassers wurden dem Plattenkalk zugeordnet. Weiters wurde empfohlen, die Tunnelwässer ständig auf ihren Sulfatgehalt zu überprüfen. Die tatsächliche Wassermenge schwankt zwischen 17 und 45 l/s, beim Vortrieb fielen maximal ca. 60 l/s an. Mehr als 2/3 der Wasserführung entfällt auf den Plattenkalk.

Die Gesteine führen bis zu 1000 mg/l SO₄, sehr häufig ist auch Schwefelwasserstoff. Die Lage des Bergwasserspiegels stimmt mit der Prognose gut überein. Details können der Tafel 1 entnommen werden.

3.8 Gebirgsgüteklassen

Ein Vergleich der prognostizierten mit den tatsächlich aufgetretenen Gebirgsgüteklassen ermöglicht eine Beurteilung der geotechnischen Prognose. Klassifiziert wurden nur die Ausbruchsarbeiten bzw. der Bauablauf, die für die einzelnen Güteklassen angegebenen Stützmaßnahmen stellen nur Richtlinien dar, die kein Kriterium für die Festlegung der Güteklassen sind. Dieses Schema entspricht den bewährten Ausschreibungsgepflogenheiten der letzten großen Tunnelbauvorhaben.

Im baugelologischen Längenschnitt wurden die erwarteten Gebirgsgüteklassen dargestellt, wobei die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens mitberücksichtigt wurde. Bei der Klassifizierung wurden die Erfahrungen von vergleichbaren Tunnelbauten herangezogen, insbesondere vom Perjentunnel (KÖHLER, 1983).

Gebirgsgüteklasse	Prognose	Tatsache
I	0 %	0 %
II	17,5 %	0 %
III	27 %	35,0 %
	44,5 %	
IV	23,5 %	34,0 %
V	15 %	14,0 %
VI	2 %	2,0 %
Ü (Lockermaterial)	15 %	15,0 %
=====		

Beim Tunnelvortrieb wurden einzelne Parameter der Gebirgsgüteklassifizierung neu bewertet, sodaß sich gegenüber der Prognose in den Klassen II und III Verschiebungen ergaben. Werden die Klassen II und III zusammengefaßt, so stimmt die Prognose mit den tatsächlichen Verhältnissen sehr gut überein. Zwischen den Klassen III und IV ergab sich eine Verschiebung von 10 %, die Klassen I, V, VI und Ü wurden auf rund 1 % genau prognostiziert.

3.9 Bewertung der Trassenführung

Am Beginn der Projektierungsarbeiten standen mehrere

Trassenvarianten zur Diskussion. Ursprünglich war eine näher bei Lermoos verlaufende Trasse mit kurzen Tunneln vorgesehen. Sie hätten wegen ihrer Lehnenlage schlechte geologische Verhältnisse angetroffen, insbesondere wäre durchfeuchtetes, rutschgefährdetes Lockermaterial zu durchörteren gewesen, und außerdem wären die Tunnel ungünstig zum Trennflächengefüge verlaufen. Eine grundsätzliche Änderung der geologischen Gegebenheiten war nur durch eine großzügige Verschwenkung der Tunneltrasse zu erzielen. Bei einem Kostenvergleich erwies sich die nun ausgeführte Trasse als wirtschaftlichste Lösung. Diese Trassenfestlegung war zutreffend, da der Tunnelvortrieb die Prognose bestätigte.

4. Tektonische Schlußfolgerungen

4.1 Gebirgsbau und Störungen

Der Lermooser Tunnel liegt im steilstehenden Südschenkel einer großen Mulde, die einen einfachen Baustil zeigt. Tektonische Komplikationen entstehen nur durch Kluff- und Störungsflächen. Sie verlaufen im Plattenkalk vorherrschend NNE-SSW und entsprechen der sogenannten Loisachrichtung. Die Intensität des Kluffgefüges nimmt gegen die Fernpaßfurche deutlich zu und hängt mit der Annäherung an ein großes Lineament zusammen, das über den Fernpaß zum Ehrwalder Becken und nach Garmisch-Partenkirchen verläuft. Das Kluffgefüge ist tektonisch angelegt, erst nachträglich wurde es durch schwerkraftbedingte Hangtektonik überprägt. Die Trennflächen stehen steil und weisen vorwiegend horizontale Harnischstriemungen auf. Aus dem Kluffgefüge wurde der primäre Spannungszustand rekonstruiert. Die größte Druckspannungskomponente verlief dabei NNE-SSW, die kleinste WNW-ESE, beide waren annähernd horizontal. Dieser Spannungszustand bewirkte Blattverschiebungen.

Daneben gibt es aber durch Störungen isolierte Bereiche mit geändertem Spannungszustand. Diese Gebirgszonen zeigen auffallend flache Trennflächen. Die größte Druckspannungskomponente verläuft zwar ebenfalls horizontal in NNE-SSW-Richtung, die kleinste Druckspannung steht aber vertikal. Unter diesen Spannungsverhältnissen sind kleinräumige Über- oder Unterschiebungen möglich. Die Tunnelaufschlüsse zeigen somit, daß bei großräumig homogenen Druckverhältnissen (Einengung in NNE-SSW-Richtung) durchaus unterschiedliche Bruch- und Bewegungsbilder entstehen können. Diese Erscheinungen sind auch von theoretischen Überlegungen her zu erklären (BOCK, 1971; 1972).

4.2 Auflockerung der Talflanken

Die starke primäre Zerklüftung der Talflanken, die nicht nur im Tunnelbereich zu beobachten ist, begünstigt Hangbewegungen. Das größte Ereignis dieser Art ist der Fernpaßfelssturz (ABELE, 1964; ABELE & MAIER, 1975), der von weiteren, allerdings kleineren Felsstürzen begleitet wird.

Die Mechanik und Ursachen dieser Hangbewegungen zeigte der Lermooser Tunnel. Die Talflanken bestehen aus spröden Karbonatgesteinen, die intensiv geklüftet sind. Die eiszeitliche Talausformung hat die Stabilität der Hänge gestört, die sich dadurch talwärts verformen. Klüfte öffnen sich zu Spalten, die durch eindringendes Wasser verwittern und Gleitbahnen bilden können. In der vorbereiteten Phase eines Bergsturzes können in der basalen Gleitzone auch plastische Verformungen auftreten. Die allmähliche Bergzerreißung führt zu einem leichten Vorwölben der Felsflanke unter gleichzeitiger Rotation der Schichtflächen. Die Hänge nähern sich immer mehr einem Grenzgleichgewicht, bis es z.B. durch Erdbeben zum Niederbrechen der Felsmassen kommt.

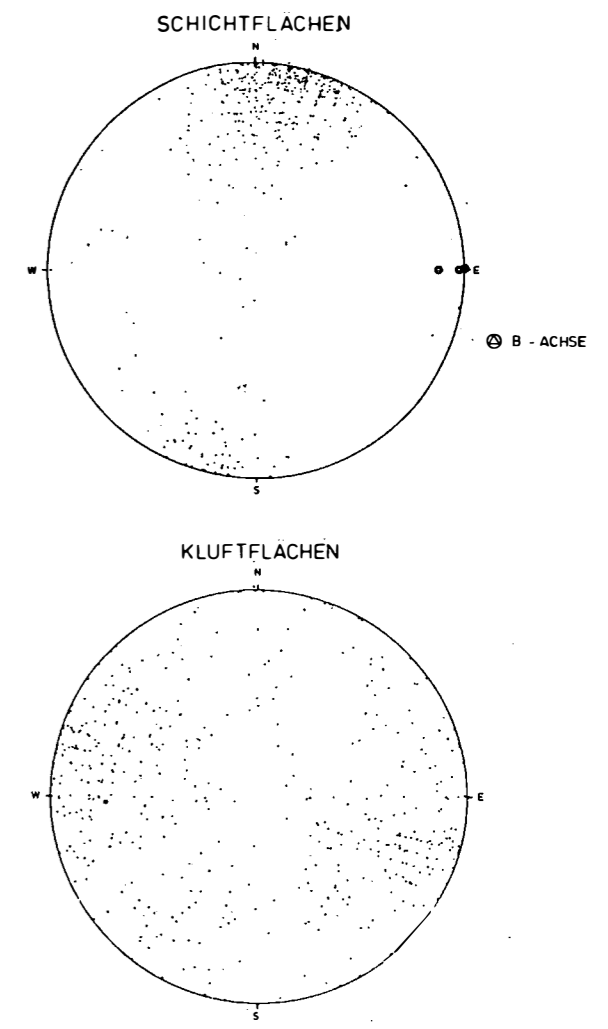
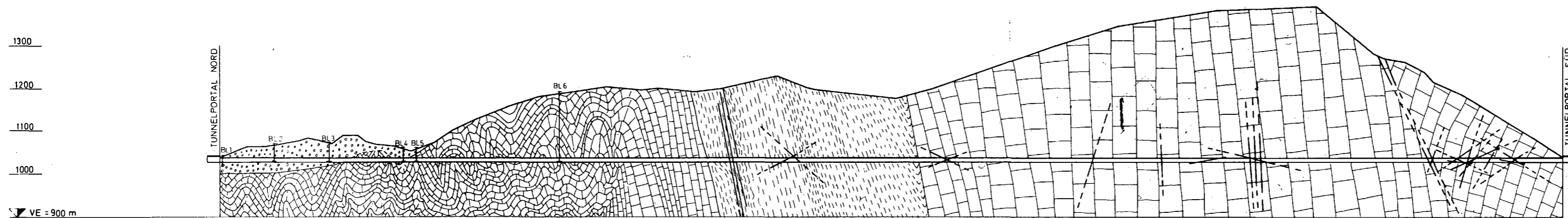
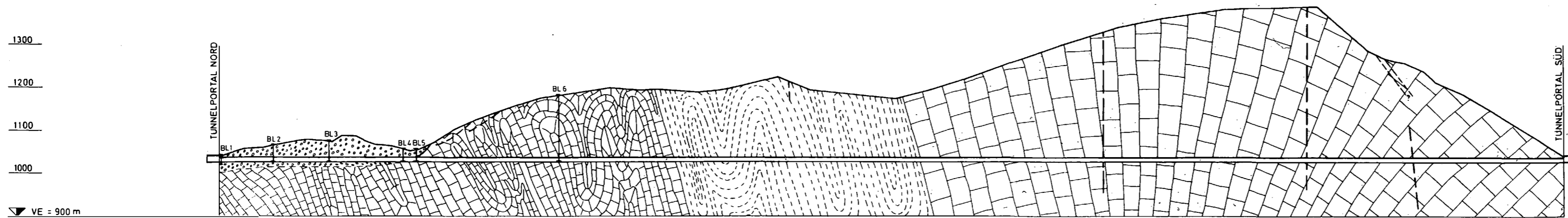
Im Bereich des Lermooser Tunnels kamen die Felsdeformationen aber nicht über das Anfangsstadium hinaus. Das aufgelockerte Gebirge wurde durch Calcitmineralisationen infolge zirkulierenden Bergwassers verfestigt und stabilisiert.

5. Danksagung

Der Verfasser möchte allen danken, die am Zustandekommen der vorliegenden Arbeit direkt oder indirekt beteiligt waren. Der Dank gilt insbesondere dem Landesbaudirektor Hofrat Dipl.-Ing. Otto STEINER und Oberrat Dipl.-Ing. Walter TEMML vom Amt der Tiroler Landesregierung, die durch ihre Aufgeschlossenheit eine baugeologische Dokumentation ermöglichten; weiters der bauausführenden ARGE ATO - Umfahrung Lermoos-Biberwier, deren Bauleiter und Mineure die geologischen Arbeiten laufend unterstützten, sowie Dipl.-Ing. LÄSSER und Dipl.-Ing. FEIZLMAYR, die mich über den Rahmen der projektsbezogenen baugeologischen Tätigkeit hinaus bei der Beschäftigung mit weiterführenden und vertiefenden geologischen Fragen förderten.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G.: Die Fernpaßstalung und ihre morphologischen Probleme (Tübinger Geographische Studien 12), Tübingen, 123 S, 1984.
- ABELE, G. & MAIER, J.: Fernpaß-Garmisch-Partenkirchen: aus Tirol - ein geograph. Exkursionsführer - Innsbrucker Geograph. Studien, Bd. 2, S 145-165, Innsbruck, 1975.
- AMPFERER, O.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Lechtal - Geol.B.A., 55 S, 1924.
- BESLER, W.: Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). - Jb. Geol.B.A., 102/3, S 407-460, 1959.
- BOCK, H.: Computer simulation of second order faults. Rock Mech. Bd. 3, No. 4, S 225-238, Wien, 1971.
- BOCK, H.: Vielfache Bruchstrukturen bei einfachen Beanspruchungen - Rechnerische Untersuchungen mit Hilfe der Finite-Element-Methode. - Geol. Rdsch., Bd. 61/3, S 824-849, Stuttgart, 1972.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomits und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). - Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S 165-253, 1971.
- FABRICUIS, F.H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerischen-Tiroler Kalkalpen. - E.J. Brill, Leiden, 1966.
- JACOBESHAGEN, V.: Lias und Dogger im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rom. III, S 303-318, Rom 1964.
- JACOBESHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol.B.A. 108, S 1-114, 1965.
- KÖHLER, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläographische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener-Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten). - Veröff. Univ. Innsbruck, Bd. 86, Festschr. HEISSEL, S 129-180, 1973.
- KÖHLER, M.: Perjuntunnel (Landeck, Tirol): Baugeologische Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 12/12, S 249-267, 1983.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. - Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S 255-308, 1972.



TUNNELKILOMETER AB SÜDPORTAL		3,168	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	0,00	
STRASSENKILOMETER		27,102								30,270
ÜBERLAGERUNG 0-50m 50-100m 100-300m 300-350m KENNNTNIS DES GEBIRGSBAUS VOR TUNNELAUFFAHRT UNSICHER										
STRATIGRAPHISCHE EINHEIT Prognose: Quartär, Allgäu-Sch. Qu., Allgäu - Schichten, Kössener - Schichten, Plattenkalk - Plattenkalk, Übergang zu Hauptdolomit Tatsache: Quartär, Allgäu-Sch. Qu., Allgäu - Schichten, Kössener - Schichten, Plattenkalk, Übergang zu Hauptdolomit										
GESTEINSTYP Prognose: Lockermaterial, Kalk(mergel) Lm, Kalk(mergelig) mit dünnen Tonschiefer od Mergellagen, Wechsellagerung von Kalk, Mergel und Tonschiefer, Kalk, Dolomit, Mergelzwischenlagen Tatsache: Lockermaterial, Kalk(mergel) Lm, Kalk(mergelig) mit dünnen Tonschiefer od Mergellagen, Wechsellagerung von Kalk, Mergel und Tonschiefer, Kalk, Dolomit, Mergelzwischenlagen										
LÄNGE DER BEREICHE IN METERN Prognose: 328, 470, 90, 54, 705, 575, 490, 1512 Tatsache: 328, 470, 90, 54, 705, 575, 490, 1512										
TRENNFÄCHEN	SCHICHTFLÄCHENABSTAND		Prognose: 50-100 cm, 10-50 cm, 1-10 cm Tatsache: 50-100 cm, 10-50 cm, 1-10 cm							
	EINFALLEN		Prognose: 90-100°, 60-30°, 30-0° Tatsache: 90-100°, 60-30°, 30-0°							
	STREICHEN ZUR TUNNELACHSE		Prognose: 90-100°, 60-30°, 30-0° Tatsache: 90-100°, 60-30°, 30-0°							
	ZERLEGUNGSGRAD		Prognose: < 5m, 5-1m Tatsache: < 5m, 5-1m							
STÄRKUNGSZONEN	EINFALLEN		Prognose: 90-100°, 60-30°, 30-0° Tatsache: 90-100°, 60-30°, 30-0°							
	STREICHEN D. HAUPTKLUFTSYSTEMS T. A.		Prognose: 90-100°, 60-30°, 30-0° Tatsache: 90-100°, 60-30°, 30-0°							
	AUSBILDUNG		Prognose: Zerrüttung, Mylonit Tatsache: Zerrüttung, Mylonit							
	STREICHEN ZUR TUNNELACHSE		Prognose: 90-100°, 60-30°, 30-0° Tatsache: 90-100°, 60-30°, 30-0°							
WAHRSCHEINLICHKEIT DES AUFTRETENS (T. A. PROGNOSE) Prognose: wahrscheinlich, möglich Tatsache: wahrscheinlich, möglich										
SPANNUNGSVERHÄLTNISSE Prognose: Kriechvorgänge, Schub von Bergseite, Kräftige Entspannung, Auflockerung, Grösste Druckspannung im kompakten Gebirge vermutlich NNE - SSW verlaufend, Talseitige Entspannung, Auflockerung, Sackungen Tatsache: Bei Durchfeuchtung druckhaft, Geringe Entspannung, ab 30m Überlagerungshöhe kompakt, Vermutlich horizontale Restspannungen, Vermutlich horizontale Restspannungen, Alte Bergzerreißung, Auflockerung										
WASSERDURCHLASSIGKEIT d. GEBIRGES Prognose: gering durchlässig, durchlässig, sehr durchlässig Tatsache: gering durchlässig, durchlässig, sehr durchlässig										
WASSERFÜHRUNG DES GEBIRGES Prognose: trocken, feucht, tropfend, Quellen Tatsache: trocken, feucht, tropfend, Quellen										
WASSER = EMPFINDLICHKEIT Prognose: unempfindl., gering, stark Tatsache: unempfindl., gering, stark										
SOHLHEBUNGEN (beim Zulaufen einer Durchfeuchtung) Prognose: unwahrsch., möglich, durchfeuchtung Tatsache: unwahrsch., möglich, durchfeuchtung										
PROGNOSE DER GEBIRGSGÜTEKlassenVERTEILUNG Prognose: unwahrsch., möglich Tatsache: unwahrsch., möglich										
TATSÄCHLICHE GEBIRGSGÜTEKlassenVERTEILUNG										

LEGENDE :

- Lockermaterial
- Allgäu - Schichten
- Kössener - Schichten
- Plattenkalk
- Störung
- T. A. Tunnelachse

GEBIRGSGÜTEKlassen:

	Prognose	Tatsache
I	0%	0%
II	17,5%	0%
III	27%	44,5%
IV	23,5%	35%
V	15%	14%
VI	2%	2,0%
U	15%	15,0%

AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG LANDESDIREKTION Bundesstrassenverwaltung Abteilung VI b1			
FERNPASS SCHNELLSTRASSE S 14 LERMOOSER TUNNEL			
PLANUNG INGENIEURGEMEINSCHAFT LÄSSER - FEIZLMAYR INNSBRUCK - FRAMSWEG 16		DR. ING. P. LÄSSER ZIVILINGENIEUR FÜR BAUWESEN	
GEGENÜBERSTELLUNG BAUGEOLGISCHE PROGNOSE ZU TATSÄCHLICHEN VERHÄLTNISSEN			
MASSTAB 1:5000	PLANNUMMER LM-G-D-33	EINLAGE NR. M ² 0,66	
ABTEILUNGSLEITER	GEHEHRUNGSVERMERK	LANDESDIREKTOR	