

# THE HISTORY OF LAND PLANTS IN THE NORTHERN HEMISPHERE DURING THE TRIASSIC WITH SPECIAL REFERENCE TO THE FLORAS OF EURASIA

I.A. Dobruskina, Moscow

With 2 charts and 7 figures

**Abstract:** Triassic period is a period of reconstruction ("perestroyka") in the plant kingdom. During the Triassic Paleophytic plant assemblages gradually changed to Mesophytic ones. The greatest break in the plant life took place in the middle of the Triassic and "perestroyka" itself occurred during the late Permian and the first half of the Triassic, i.e. during about 60 millions of years.

Late Permian and Lower Triassic stage of development of plants may be characterized as the last stage of the Paleophytic. Reconstruction continued during Ladinian-Karnian stage which may be considered as the first stage of Mesophytic. "Normal" Mesophytic begins from Norian (middle Mesophytic) and continues during the Jurassic and Lower Cretaceous (late Mesophytic).

The reconstruction in floral composition was accompanied by the reconstruction of the paleogeographical zonation. The great isolation and fractionality of the Paleozoic Phytochoria were replaced by more simple zonation, similar to the recent one.

**Zusammenfassung:** Während der Trias erfuhr die Pflanzenwelt eine grundlegende Änderung. Die paläophytische Florenvergesellschaftung wurde von der mesophytischen abgelöst. Der stärkste Florenschnitt erfolgte in der Mitteltrias, wobei sich die Änderung in der Pflanzenwelt bereits während des Oberperms und der Untertrias vollzog, d.h. während eines Zeitraums von ca. 60 Mill.J.

Die oberpermische und untertriadische Entwicklungsstufe der Pflanzen kann als spätes Stadium des Paläophytikums charakterisiert werden. Der Umbau erfolgte während des Ladins und Karns, was als erstes Stadium des Mesophytikums aufgefaßt werden kann. Das eigentliche ("normale") Mesophytikum beginnt mit dem Nor (mittleres Mesophytikum) und setzt sich bis in den Jura und die Unterkreide (spätes Mesophytikum) fort.

Die Änderung der Florenvergesellschaftung war begleitet von einer Änderung der paläogeographischen Zonierung. Die starke Isolation und Zonierung der paläozoischen Phytochoria wird von einer einfacheren Zonierung, ähnlich der heutigen, abgelöst.

## 1. Introduction

The Triassic period is in many respects a time of great changes. In fact some researchers even consider it to be unique because of the significance of these events (TRÜMPY, 1982). It is with the Triassic that the Mesozoic era began, a time when great changes took place in both the plant and animal kingdoms. During the Triassic the Paleophytic flora which had been in existence since the origin of land plants in the early Paleozoic disappeared and was replaced by a different flora, the so-called Mesophytic flora (KRYSHTOVICH, 1957). In addition the phytogeographic zonation which developed during the Mesophytic is very close to that of the present day. The Triassic is thought to have been one of the warmest periods in earth history when the average temperature is estimated by paleoclimatologists to have been 20° higher than at present (FRAKES, 1975). Triassic deposits contain conspicuous quantities of

redbeds and the quantities of clastic rocks reach 70% (RONOV & KHAIN, 1961). Many tectonic events occurred in the Triassic, although they are explained in various ways by different geologists. A number of them believe that rift-zones began to form in the early Triassic or in the late part of the Permian in Laurasia, and that one of these rift-zones was responsible for the origin of the Atlantic Ocean during the Triassic. In other words Pangea had begun to break up during the Triassic. Other geologists think that Pangea did not form until the Triassic (see TRÜMPY, 1982). A third point of view is that Eurasia was formed during the Triassic (BELOV et al., 1982).

Significant floral changes occurred during the Triassic and here I briefly summarize them and attempt to relate them to tectonic events of the period. Detailed discussions of this material has been presented elsewhere in Russian (DOBRUSKINA, 1978, 1980, 1982).

## 2. Flora stages of the Triassic

Three floral stages have been recognized in the Triassic (DOBRUSKINA, 1978, 1982, chart 1 in present paper). The first is in the lower part of the Triassic (the Scythian and Anisian) and is so closely related to the Paleophytic that it is generally referred to as the late Paleophytic (Post-paleophytic of MEYEN, 1970). As shown in chart 1 the very provincial Permian floras were replaced during this time by most widespread floras which contained many forms that were close or identical to Permian genera. It was also characterized by the origin and expansion of a new family of lycopsids, the Pleuromeiaceae. The second floral stage, the early Mesophytic, occurs in the Ladinian and Carnian and was a transitional stage from the Paleophytic to the Mesophytic. The *Scytophyllum* flora with its pronounced meridional zonation is characteristic of this stage (DOBRUSKINA, 1982). The third floral stage or the middle Mesophytic occurs in the Norian and Rhaetian stages of the Triassic, together with the Early and Middle Jurassic. The Triassic portion of the stage is characterized by the *Lepidopteris* flora with its more modern type of biogeographical zonation. The beginning of the Middle Mesophytic is actually the real beginning of the Mesophytic with the domination of Cycadophyta, Ginkgophyta and Dipteridaceae (KRYSHTOFOVICH, 1957). (The late Mesophytic includes late Jurassic and early Cretaceous floras and is not discussed here).

### First floral stage

The late Paleophytic began during late Permian time and was marked by (1) the extinction of many of the plants which had dominated the late Paleozoic plant assemblages, and (2) the beginning of the expansion of those plant groups that had been in the background. These changes probably were caused by the increased aridity which occurred following the great regressions of the sea during this time. In western Europe the late Paleophytic lasted from the Zechstein to the middle of the Triassic during the time of the *Voltzia* flora, a flora which was closely related to the Zechstein flora and contained practically no new plant groups. In eastern Europe, Siberia and northern China the late Paleophytic lasted from the Upper Tatarian (DURANTE, 1980) to the middle of the Triassic during the time of the analogues of the *Voltzia* flora and during the time of the Korvuntchana flora of Siberia.

New data confirm the traditional point of view (Resolutions, 1981), that the Korvuntchana flora of Siberia arose at the very beginning of the Triassic and lasted until Middle Triassic time. This conclusion is based on a

study of Korvuntchana flora which consists principally of conifers (DOBRUSKINA, 1984, MOGUTCHEVA, 1984), the correlation of this flora with *Voltzia* flora of western Europe and China (DOBRUSKINA, 1985 - chart 2) and the correlation of volcanics of the Tunguska basin with the volcanics of the Kuznesk basin, Verkhojanie and Taymyr (MOGUTCHEVA, 1982).

During the first floral stage only one new family of land plants appeared, the Pleuromeiaceae (DOBRUSKINA, 1982, 1985 b). After its sudden appearance the family rapidly spread throughout most of the world.

The presence of the *Voltzia* flora in China, the existence of common forms of conifers and lycopsids in the floras of western Europe, China and Siberia and the uniform development of the early Triassic floras of Siberia and China indicates that the fragmented floras of the late Paleozoic had been replaced by a single flora which allowed the exchange of plants between them. At the very beginning of the Triassic there was no barrier between the Atlantic and Cathaysian plant kingdoms, and as a result a united European-Sinian floristic area developed. The barrier between this area and the Siberian area had now become much less significant than it was in the Permian. There is some question about what geologic events are connected with it.

As shown in figure 1 the southern boundary of the Angarian floristic area of the Permian (MEYEN, 1970, fig. g) coincides with the zone of the Variscan uplifts which extended from the Far East to the Donetz basin. The northern part of Urals separated the East-European area from the Angara area. From this point of view it is not important, if the isolation of the three phytogeographical kingdoms was caused by high mountains, marine basins, or by the separation of plates. But it is significant that by late Tatarian time this barrier did not exist and the *Tatarina* flora extended in a wide belt between the Angara area in the north and the Atlantic and Cathaysian areas in the south (DURANTE, 1983). It occupied the eastern European part of the Angarian kingdom and the northern part of Cathaysia where its traces are known in northern China at Nanshan and adjacent areas. But at the same time the isolation of the Atlantic and Cathaysian kingdoms continued. In the early Triassic (figs 1 and 2) this barrier disappeared and the floras of the west and of the east of European-Sinian areas became similar.

So, the role of Variscids as a barrier disappeared by the end of the Permian, or when the joining of the Cathaysian plate to the rest of Eurasia had been completed by this time, and the barriers between the west and east ceased to exist either at the beginning of the Triassic or possibly in

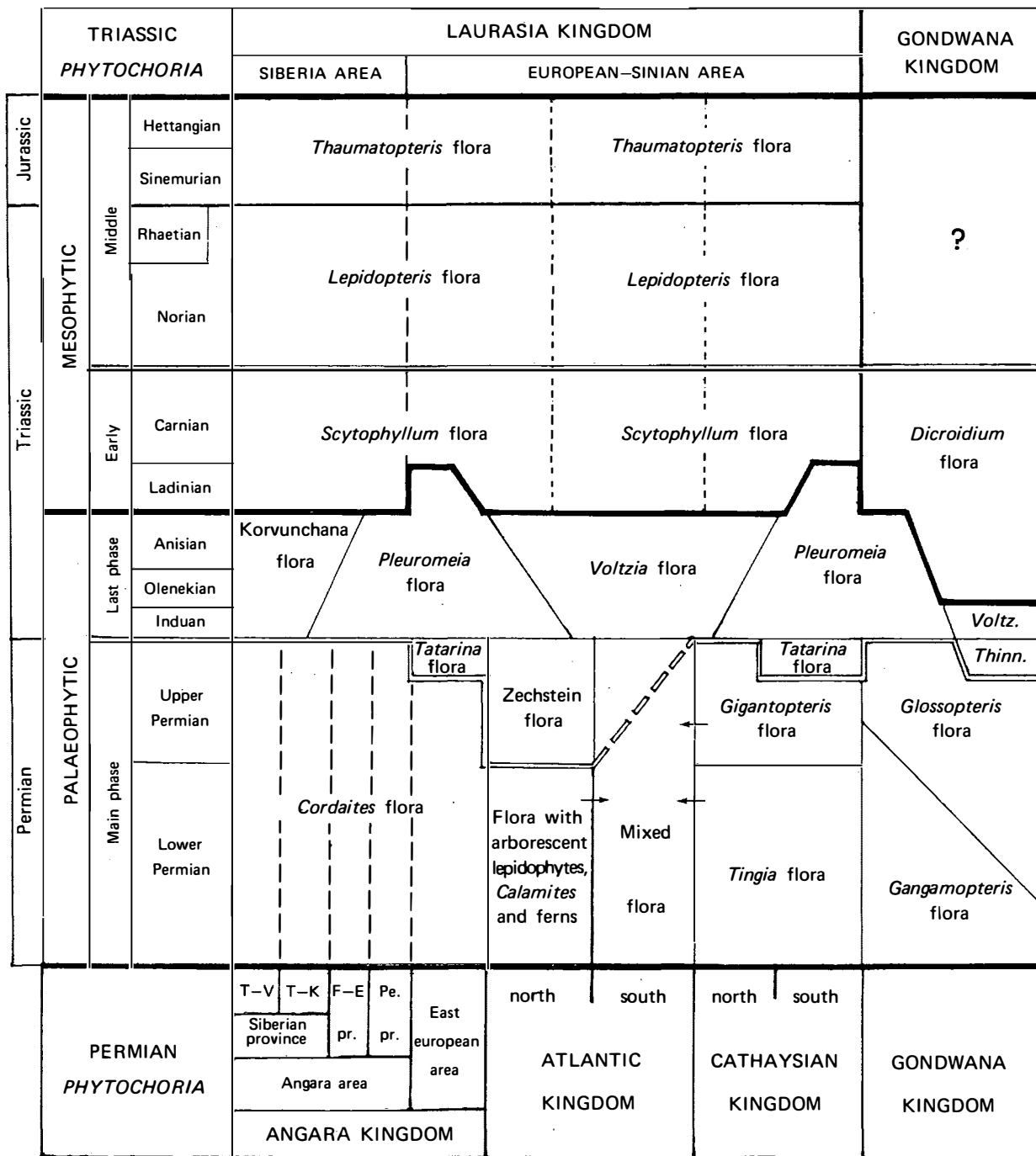


Chart 1:

The stages of development of the floras at the Paleophytic-Mesophytic transition

Phytochoria in the Permian, after MEYEN (1970); Gondwana kingdom, after RETALLACK (1977)

Abbreviations: T-V: Taymyr-Verkhoyansk count; T-K: Taymyr-Kuznetsk count; F-E: Far East province; Pe.: Pechora province; *Voltz.*: *Voltziopsis* flora; *Thinn.*: "*Thinnfeldia callipteroides* flora

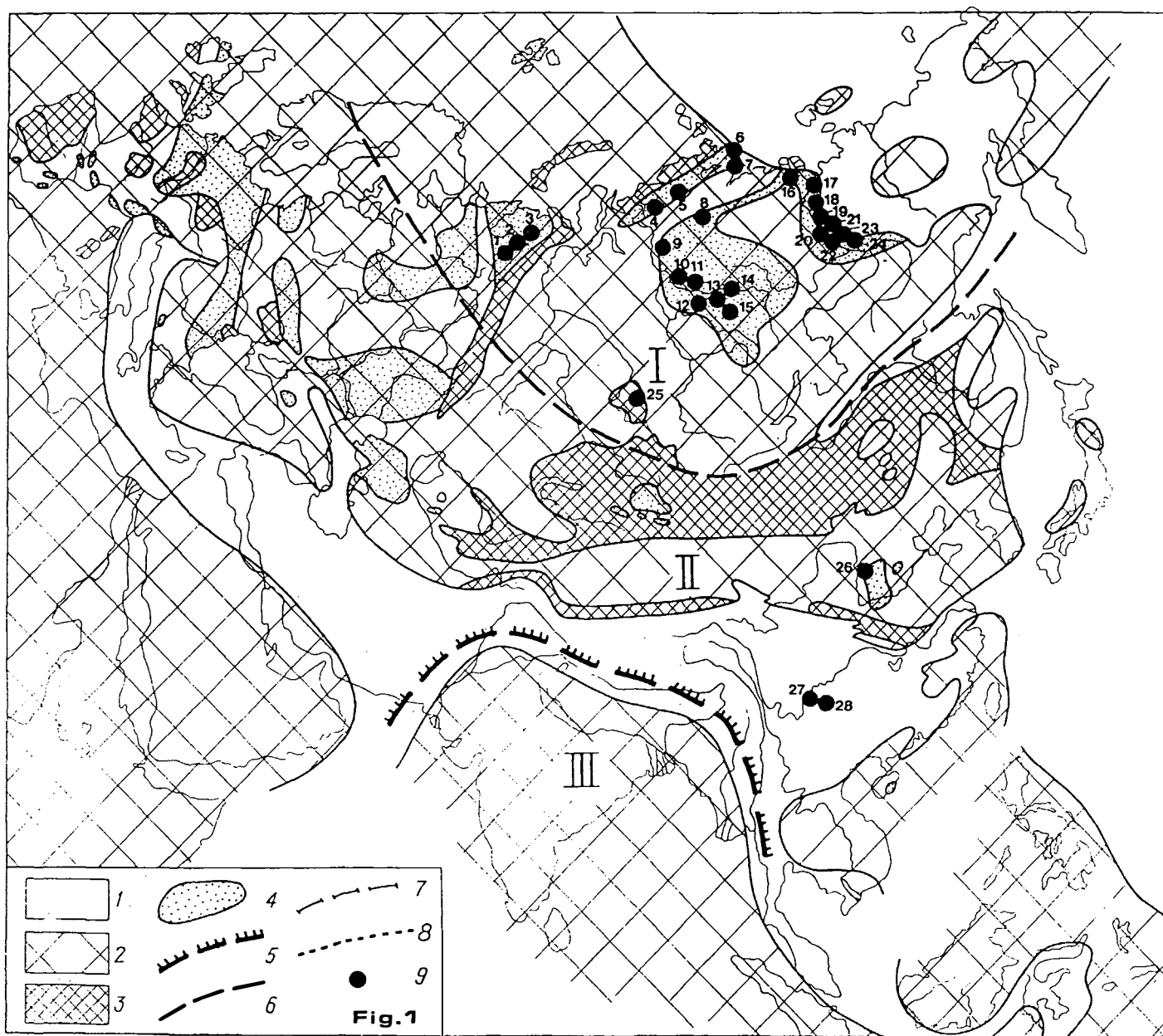
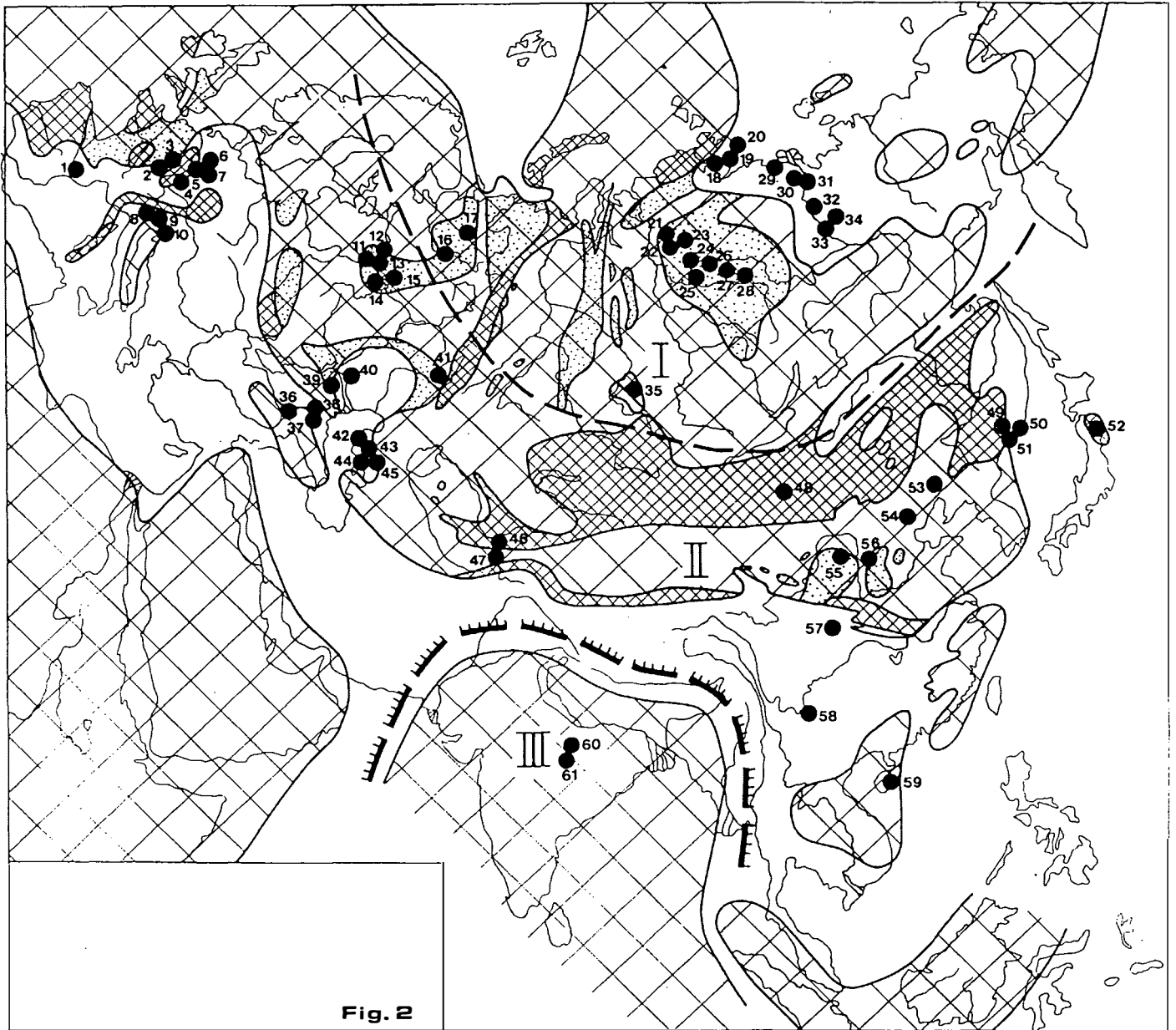


Fig. 1:

Distribution of floras and phytogeography in the lower part of the Lower Triassic (Induan stage):

1 - Novaya Zemlya, 2-4 - Petchorabasin, 5 - Kuznetskbasin, 6-15 - Tunguskabasin, 16-19 - Taymyr peninsula, 20-21 - Olenekian coast, 22-29 Verkhoyansk range, western slope, 30 - Vilyuy synecise, 31 - Northern China, 32-33 - Southern China





**Fig. 2**

**Fig. 2:**

Distribution of floras and phytogeography in the Olenekian and Anisian: 1-6 - central part of the German basin, 7-11 - marginal parts of the German basin, 12-15 - the Alps and Balkans, 16-21 - southern part of Moscow syncline, 22-23 - northern part of Moscow syncline, 24 - southern Priuralye (Fore-Urals), 25-26 eastern Predkavkazye (Fore-Caucasus), 27 - northern Caucasus, 28-29 - Pricaspian depression, 30-33 - southern Mangyshlak, 34 - Darvaz, 35 - southern Fergana, 36 - Kuznetsk basin, 37-47 - Tunguska basin, 48-50 - Taymyr peninsula, 51-53 - Olenekian coast, 54 - Verkhoyansk range, western slope, 55 - Southern Mongolia, 56-59 - Northern China, 60-62 - Southern China, 63 - Japan, 64-66 - Soviet Primorye, 67-68 Central India, 69 - Salt Range

Western Europe		Russian platform and adjacent areas		Siberia	Northern China	Southern China		
Anisian	Marls with Voltzia in Recoaro	Upper formations with Pleuromeia in Mangyschlak		Korvunchana formation	Shischientfeng	Ermaying	Yunningzheng	Lingwen
	Voltzien-sandstone	Röt	Putorana horizon					
Olenekian	Solling Hardeggen	Formations with Pleuromeia and single conifers		Dvurogiy horizon	Heshankou	Upper Dongchuan		
Induan	Lower part of Buntsandstein without plants	Ust-Berezovka formation of Pechora basin		Tutonchana horizon	Liujia kou	Lower Dongchuan		
Upper Permian	Zechstein	Tatarian stage		Coalbearing formations	Sunjiakou	Changhsing		

Chart 2:

Correlation of plant-bearing deposits of Western Europe, USSR and China at the Permian-Triassic transition

the upper part of the Lower Triassic. Any continental reconstructions showing ocean basins between Angara and Cathaysia at the end of the Permian and in the Triassic are doubtful. In fact the basins could be present only in pre-late Tatarian time.

### Second floral stage

The beginning of the second stage is marked by the abrupt disappearance of the *Pleuromeia* flora and the appearance of the *Scytophyllum* flora. The *Scytophyllum* flora is the next stage of the development of the *Voltzia* flora and Korvuntchana floras. The geological and botanical changes at the boundary between the first and second stages are different from those that occurred at the boundary between the Permian and the Triassic. The second stage is characterized by the appearance of several new groups of plants including the Dipteridaceae, Bennettiales, Czekanowskiales and Cycadocarpidiaceae, by the expansion of the Cycadophyta, by the wide distribution of the Peltaspermaeae and Glossophyllaceae. During the Ladinian and Carnian the last two families were present only in the Middle Asian sector (fig. 3) i.e., at the position of the Middle Eurasian zone of the later Permian with its *Tatarina*

flora. This distribution suggests several questions: What prevented the Peltaspermaeae and Glossophyllaceae from migration to the west and to the east in the middle of the Triassic? What prevented the Dipteridaceae and Cycadocarpidiaceae from migrating from Japan to China, the Bennettiales to Japan, the Czekanowskiales to the Far East? In other words, it seems that the new groups were fixed to the places of their origin during this stage and only the Sphegnopsida (*Neocalamites*, *Equisetites*) seem to have had no barriers and became widely distributed all over Eurasia.

The disappearance of the Pleuromeiaceae at the beginning of the second stage may be easily explained by the appearance of the new groups of plants. But what caused such a sudden appearance of the new groups?

Tectonic activity at the boundary between the first and second floral stages is more significant in the Far East (Akiesi tectonic phase) and it is here where florogenesis was most active in the middle of the Triassic. In northern China less different formations occur in the first half of the Triassic than in its second half; the boundary between the two halves corresponds to the Middle Triassic. There is an important unconformity in western Eurasia at the end of the Anisian (MOVSCHOVICH, 1981). Could the tectonic activity have been responsible for the unconformity of the

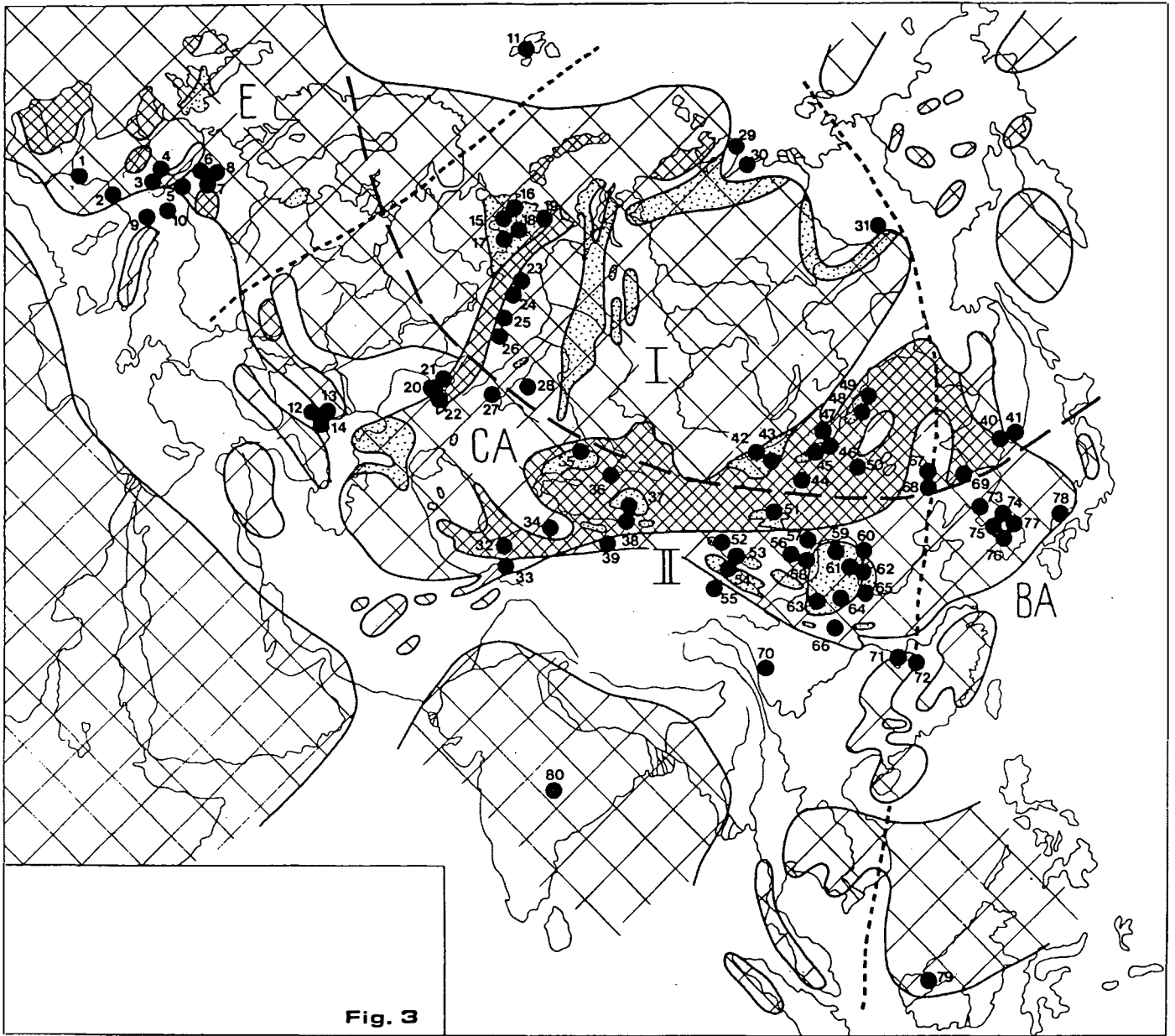


Fig. 3:

Distribution of floras and phytogeography in the Ladinian and Carnian:

1-4 - central part of the German basin, 5-6 - marginal parts of the German basin, 7-9 - the Alps, Carpathians, Balkans, 10-12 - Svalbard, 13 - Donets basin, 14-15 - Novaya Zemlya, 16-20 - Pechora basin, 21-23 - southern Priuralye (Fore-Urals), 24-26 - eastern Predkavkazye (Fore-Caucasus), 27-30 - depression of the eastern Urals, 31-33, Middle Asia, 34 - Taymyr peninsula, 35 - Olenekian coast, 36 - Verkhoyansk range, 37 - Semeytau mountains, 38-48 - Mongolia, 49-71 - Northern China, 72-76 - Southern China, 77 - Japan, 78 - Southern Primorye, 79 - Sarawak, 80 - India

florogenesis? Perhaps florogenesis occurred gradually during the first half of the Triassic and the tectonic activity in the middle of the Triassic only accentuated the differences between the floras of the two parts of the Triassic. At that time some new meridional barriers appeared and those that had existed in the Paleozoic and the first half of the Triassic disappeared. To judge by paleogeographical maps these new barriers (the boundaries of the sectors) appear to be connected with marine basins. If this is the case it is clear why they did not obstruct the migration of the Sphenopsida which lived along shorelines. In connection with the paleogeographical changes at the end of the Triassic the boundary between the Eastern Asian and Middle Asian sectors moved toward the west. The floras of China, Korea and Japan now became more similar. The clearness of the sectorial boundaries became less and the differences in the floras of the various sectors at the end of the Triassic and in the Jurassic as well as nowadays can be explained by their distance from the sea (although the history of the distribution of plants must not be forgotten).

### Third floral stage

The third stage is marked by the disappearance of the *Scytophyllum* flora (i.e. *Danaeopsis-Bernoullia* flora) and appearance of the *Lepidopteris* flora (*Dictyophyllum-Clathropteris* flora). However, there is some question about the position of the boundary as the Chinese geologists think that these two floras are partly coeval with the *Scytophyllum* flora being distributed in the north and the *Lepidopteris* flora in the south of that country (KIMURA, 1984). At present there is no sufficient evidence to clarify this situation. Therefore the stratigraphical position of every locality in China must be carefully evaluated. In fig. 3, I show all localities with *Scytophyllum* flora of the Ladinian-Carnian and all localities with *Lepidopteris* flora of the Norian-Rhaetian (fig. 4). It was done because most of the *Scytophyllum* flora is Ladinian-Carnian and most of the *Lepidopteris* flora is Norian-Rhaetian. *Scytophyllum* floras east of Asia occur in terrestrial grey beds and *Lepidopteris* floras in coal bearing deposits of sea shores, shallow water and islands. Does it really correspond to the situation that the origin of the coal bearing formations began in the Norian or in some places it began earlier - now it is not clear. But the outlines on the paleogeographical and climatological maps depend on the answer to this problem.

Thus the position of the boundary between the second and third stages is still not clear. If the *Lepidopteris* flora changed to *Scytophyllum* flora everywhere at the same time (and that moment corresponded to the boundary

of the Carnian and Norian or to the boundary of the lower and middle Norian as it is in the west of Eurasia) this moment was characterized by the extinction of those plant groups which came from *Tatarina* flora and Zechstein flora and by the distribution of the new Mesophytic groups which originated in the middle of the Triassic.

But if the *Scytophyllum* flora and the *Lepidopteris* flora are partly coeval (especially in the east) then a distinct boundary between the second and the third stages does not exist. In this case the transition between the *Scytophyllum* and *Lepidopteris* floras was gradual and that change did not take place simultaneously in different parts of Eurasia.

### 3. Conclusion

If we consider the history of the Triassic flora when we analyze the paleomagnetic reconstructions of continents for the second half of the Triassic (fig. 7), we see that (1) an ocean between Cathaysia and Angarida (KHRAMOV, 1982, BELOV et al., 1982) seems to be doubtful, (2) an ocean between Indochina and the rest of Eurasia (GORODNITSKI et al., 1978) also seems doubtful because the Norian-Rhaetian floras of Indochina as well as tetrapods are similar to the European ones, and the Ladinian-Carnian floras of Sarawack are similar to the coeval floras of the rest of South-Eastern Asia, (3) the position of New Zealand in the northern hemisphere (TOZER, 1982) is strange because it has a typical Middle Triassic Gondwana flora. The distribution of the floras of the first half of the Triassic is better in modern paleogeographic reconstruction (fig. 5) than in paleomagnetic reconstruction (fig. 6).

By the beginning of the Triassic the extinction of the dominants of the Paleophytic kingdom was completed (MEYEN, 1970). It took place in the four Paleozoic plant kingdoms and was probably initiated by the increasing aridity during the great regression. At the beginning of the Triassic the barriers between the three northern kingdoms disappeared - the mountains were leveled and/or the isolated plants were combined in the united Eurasia. We can judge about it because a single great community of plant assemblages developed in all Eurasia, especially in the European-Sinian area.

Some paleophytic plants survived in hot and arid conditions during the first half of the Triassic together with the new plant groups formed the Mesophytic plant kingdom in the middle of the Triassic. During the first half of the Triassic when conditions were unfavourable for the "normal" plants we see the explosion and world-wide expansion of the peculiar Lycopsids, the Pleuromeiaceae.

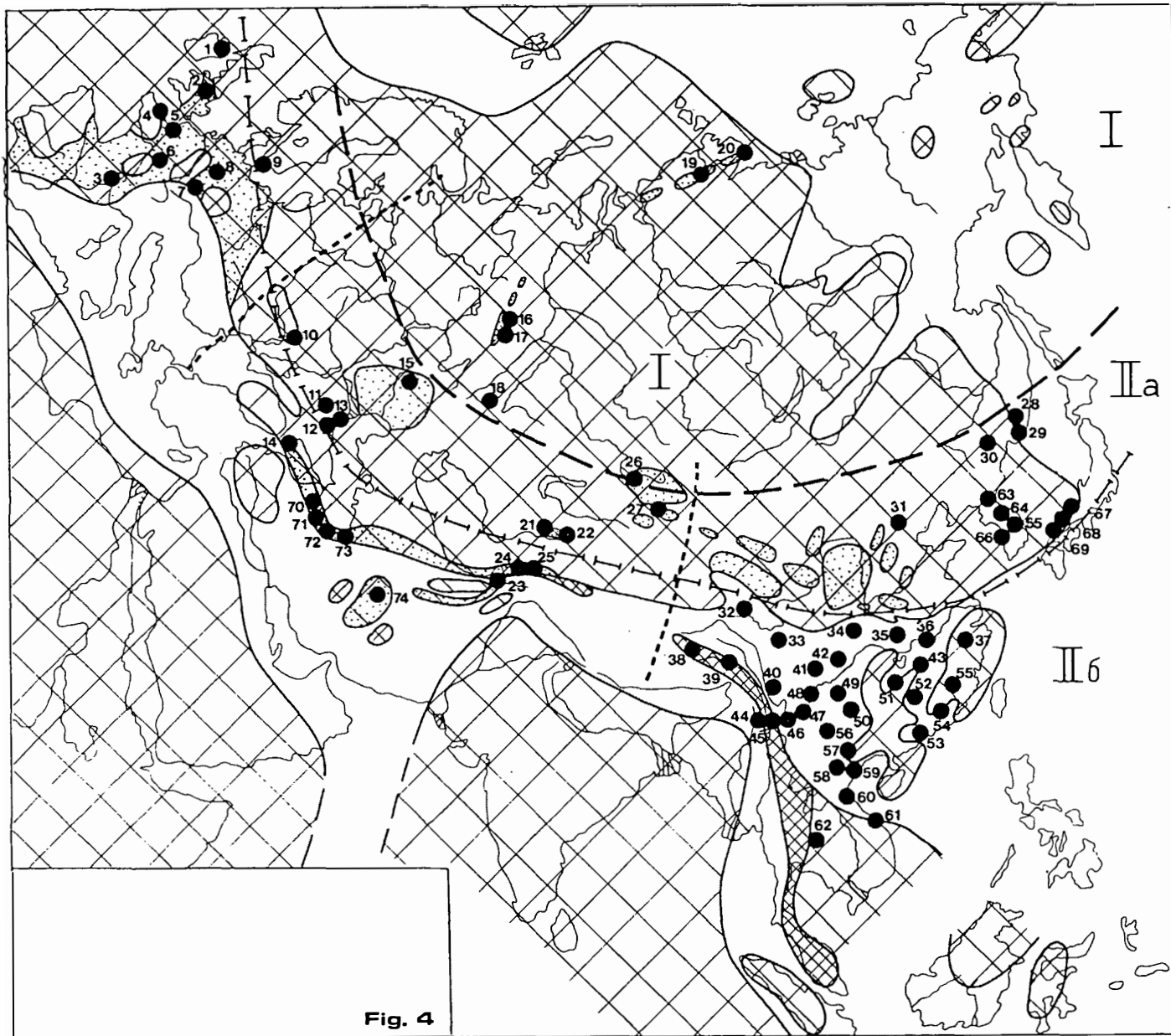


Fig. 4

Fig. 4:

Distribution of floras and phytogeography in the Norian-Rhaetian:

1-3 - central part of the German basin, 4-13 - marginal parts of the German basin, 14-15 - the Alps, Carpathians, Balkans, 16 - Donets basin, 17 - Pricaspian depression, 18-20 - eastern Predkavkazye (Fore-Caucasus), 21 - eastern Urals, 22 - Turgay basin, 23 - Zakavkazye (Transcaucasus), 24-28 - Iran, 29 - Afghanistan, 32-34 - Middle Asia, 35-36 - Taymyr peninsula, 37 - the northeast of the USSR, 38 - the mountainous Altay, 39-41 - Northern China, 42-66 - Southern China, 67-68 - Japan, 69-70 - Soviet Primorye, 71-74 - Korea, 75-76 - Viet Nam, 77 - Thailand, 78 - Cambodia

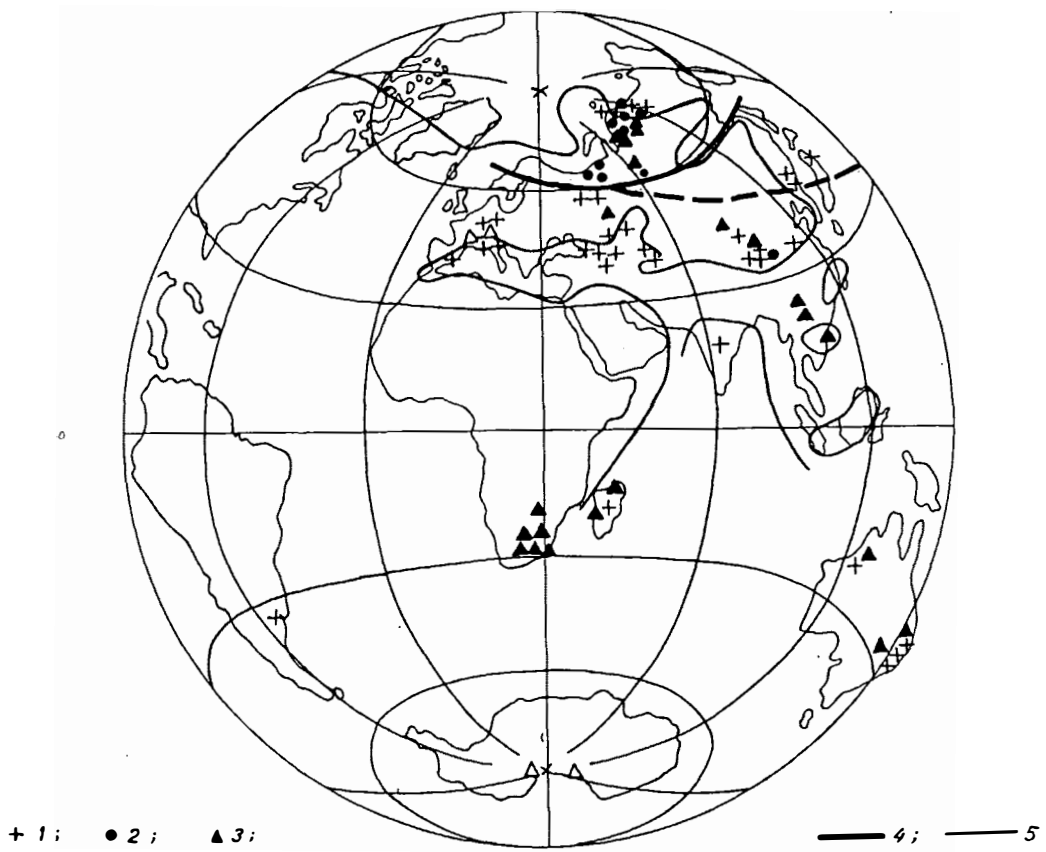


Fig. 5:

Distribution of floras of the first half of the Triassic in modern paleogeographic reconstruction:  
 1 - fam. Pleuromeiaceae, 2 - Korvuntchana flora, 3 - *Voltzia* and *Dicroidum* floras.

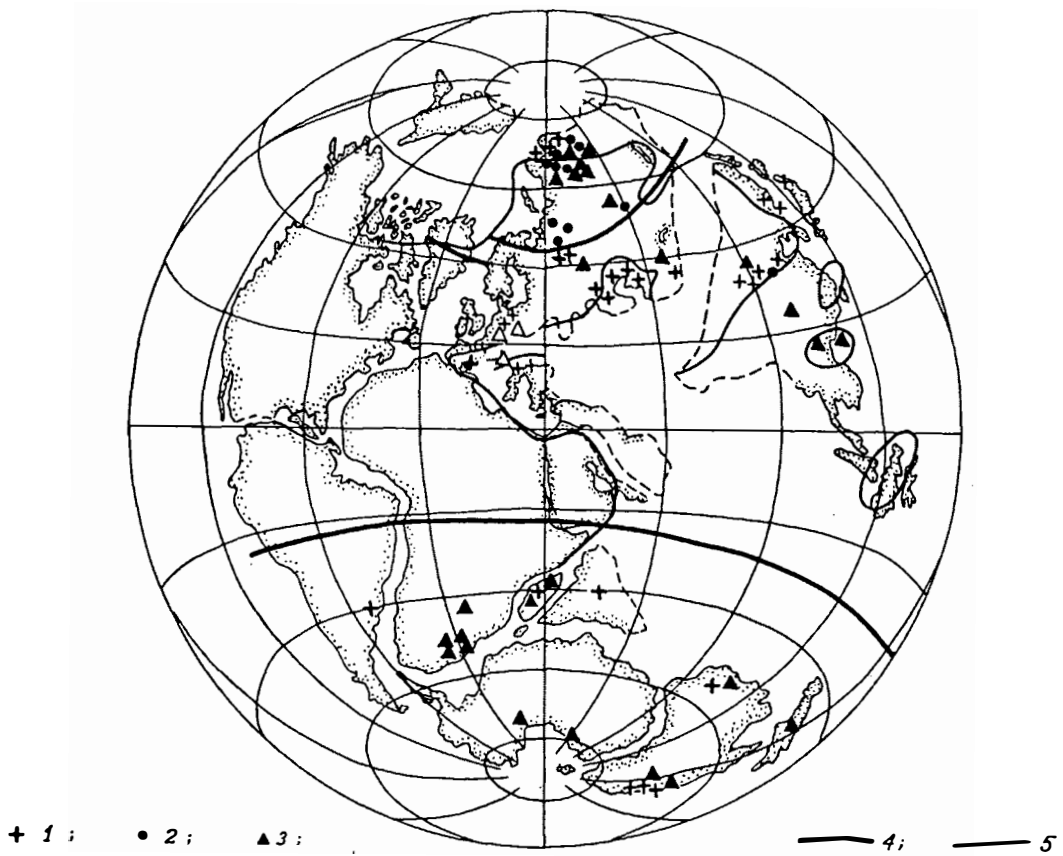


Fig. 6:

Distribution of floras of the first half of the Triassic on the paleomagnetic reconstruction map of KHRAMOV, 1982

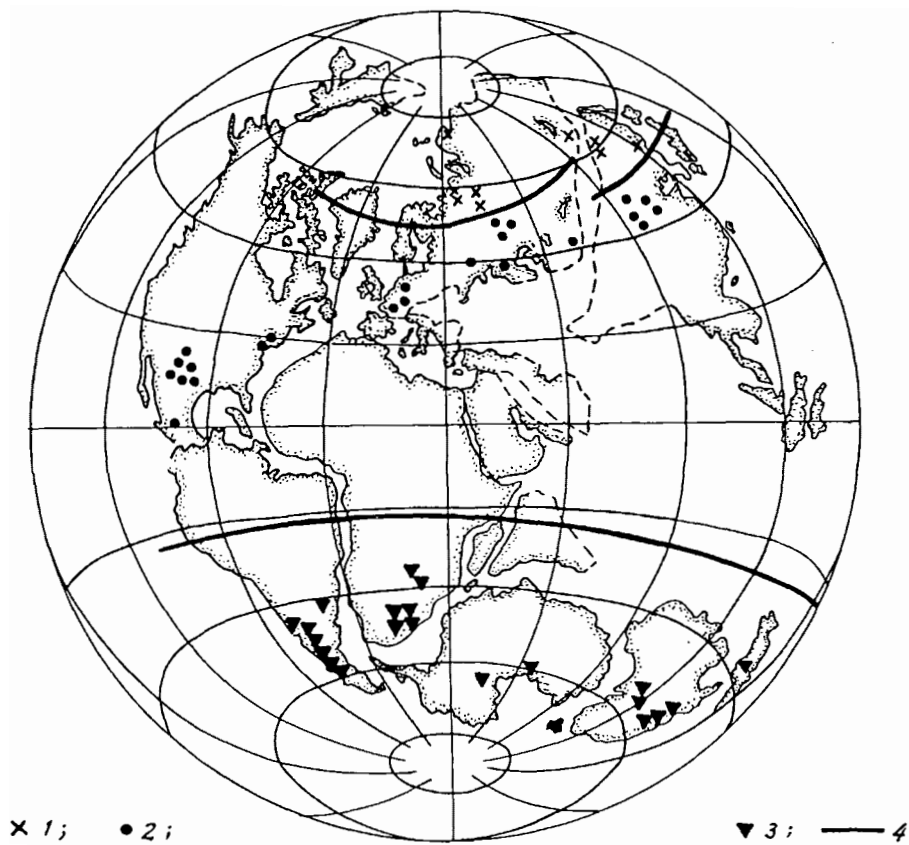


Fig. 7:

Distribution of floras of the Ladinian and Carnian on the paleomagnetic reconstruction map of KHRAMOV, 1982:

1 - northern non-tropical floras, 2 - tropical floras, 3 - southern non-tropical floras

Relatively high humidity was present at that time only in the Siberian area as indicated by the abundance of ferns and Sphenopsidae in the Korvuntchana flora (MOGUTCHEVA, 1973). But at the end of this stage when great quantities of conifers migrated into the Siberian area I can suggest that climatic conditions in all Eurasia had become more arid. However, abundant ferns and Sphenopsidae were still present only in the Siberian area (ibid.).

The absence of barriers, the similarity in climatic conditions, and the great new transgression resulted in conditions that were again favourable for the distribution and evolution of "normal" plants. We can judge about this because of the extinction of Pleuromeiaceae and of the good development of "normal" plant assemblages as the *Scyto-phyllum* flora throughout Eurasia. After the tectonic movements indicated by the unconformities of the end of the Anisian or between the Anisian and Ladinian and also after the change of the formations in the middle of the Triassic came the culmination of the Mesophytic flora. Together with the appearance of the new groups (Dipteridaceae, Cycadales, Bennettitales, Cycadocarpidiaceae, etc.) came the gradual extinction of the last representatives of the Paleophytic flora - most of the Peltaspermeaceae, the

Glossophyllaceae, the Equisetaceae, and the Pleuromeiaceae. Coexistence of the dying and flourishing groups is the most important feature of the *Scyto-phyllum* flora, the first stage of Mesophytic. The absence of the former and the abundance of the latter is the characteristic feature of the next stage of Mesophytae, which continued from the end of the Triassic into the middle part of the Jurassic.

During the second half of the Triassic the climate became colder and more differentiated: in the lower Ladinian in the very north of Siberia there lived such southern forms as *Anomozamites*, *Vittaephyllum*, and *Macrotaeeniopteris* (MOGUTCHEVA, 1981); in the Carnian and later they are absent at such higher latitude. The southern boundary of the Siberian area in the Ladinian-Carnian corresponded with the boundary of the Greenland-Japan and Iran-Vietnam belts in the Norian-Rhaetian. It means that the more cold-resistant floras extended to the south, a tendency which continued into the Jurassic. At the same time the differences between the Boreal and Tethys fauna grew. It is important to note that this cooling was not very significant; during all Mesozoic it was actually very warm. There was an abundance of tropical Cycadales and Bennettitales present at this time in the European-Sinian area. The warmth

of the first half of the Triassic may be compared only with the warmth in the Eocene on the eve of the next glacial epoch.

### Acknowledgments

The author is greatly indebted to Prof. S.R. Ash for his help in preparing the manuscript for publication.

### References

- BELOV, A.A., MOSSAKOVSKI, A.A., SOKOLOV, S.D., SHVOLMAN, V.A. (1982): Late Paleozoic and early Mesozoic development of the mediterranean - central-asiatic branch of Tethys. - In: The problems of geodynamics of the Caucasus, Nauka, 21–30, Moscow (in Russian).
- DOBRUSKINA, I.A. (1978): The relations in the development of the flora and fauna during the transition from the Palaeozoic to Mesozoic. - In: The problems of stratigraphy and historical geology, Nauka, 127–139, Moscow (in Russian).
- DOBRUSKINA, I.A. (1980): The stratigraphical position of the Triassic plant-bearing beds of Eurasia. - Trans. Geol. Inst. USSR Acad. Sci., N 346, 1–156 (in Russian).
- DOBRUSKINA, I.A. (1982): Triassic floras of Eurasia. - Trans. Geol. Inst. USSR Acad. Sci., N 365, 1–196 (in Russian).
- DOBRUSKINA, I.A. (1984): Triassic conifers as the basis for stratigraphical correlation. - Geobios, N 17, fasc. 6, 861–863.
- DOBRUSKINA, I.A. (1985 a): Correlation of the Lower Triassic plant-bearing beds of Siberia and China. - Albertiana, N 3, 21–23.
- DOBRUSKINA, I.A. (1985 b): Questions of systematics of the Triassic lycopods. - Palaeontological Journal, N 3, 90–104 (in Russian).
- DURANTE, M.V. (1980): The relations of the Upper Permian flora of Nanshan with the coeval Angara floras. - Palaeontological Journal, N 1, 125–135 (in Russian).
- DURANTE, M.V. (1983): Existence of an Upper Permian mixed Cathaysio-Angarian flora in Nanshan (North China). - Geobios, N 16, fasc. 2, 241–242.
- FRAKES, A.L. (1979): Climates through Geologic Time. - Elsevier, 1–130.
- GORODNITSKI, A.N., ZONENSHEIN, L.P. & MIRLIN, E.G. (1978): Reconstructions of the position of the continents in Phanerozoic (after the palaeomagnetic and geological data). - Moscow, Nauka, 1–122 (in Russian).
- KHRAMOV, A.N. (1982): Palaeomagnetology. - Nedra, 1–312, Leningrad (in Russian).
- KIMURA, T. (1984): Mesozoic floras of East and Southeast Asia, with a short note on the Cenozoic floras of Southeast Asia and China. - In: KOBAYASHI, T., TORIMAYA, R. & HASHIMOTO, W.: Geology and palaeontology of Southeast Asia, 25, 325–350, Univ. Tokyo Press.
- KRYSHTOFOVICH, A.N. (1957): Palaeobotany. - Gosoptekhisdat, 1–650 (in Russian).
- MEYEN, S.V. (1970): Permian floras. - Trans. Geol. Inst. USSR Acad. Sci., N 208, 111–157 (in Russian).
- MOGUTCHEVA, N.K. (1973): The Lower Triassic flora of Tunguska basin. - Trans. of SNIIGGIMS, N 154, Nauka, Moscow (in Russian).
- MOGUTCHEVA, N.K. (1981): A new found of the Middle Triassic flora in Eastern Siberia. - Collection of scientific papers SNIIGGIMS: Stratigraphy and palaeontology of Siberia, N 287, 43–48, Novosibirsk (in Russian).
- MOGUTCHEVA, N.K. (1982): The Permian-Triassic boundary in the Tunguska syncline. - In: The boundaries of the great divisions of the Phanerozoic of Siberia. Collection of scientific papers SNIIGGIMS, Novosibirsk, 115–120 (in Russian).
- MOGUTCHEVA, N.K. (1984): New Triassic plants of Middle Siberia. - In: New species of ancient invertebrates and plants of oil-bearing provinces of Siberia, SNIIGGIMS, 50–55 (in Russian).
- MOGUTCHEVA, N.K. & DOBRUSKINA, I.A. (1986): Buntsandstein conifers in the Korvunchana flora. - In: Biostratigraphy of the Mesozoic of Siberia and the Far East. - Trudy Institute Geologii i Geofiziki (Sibirskoye Otdelenie AN SSSR), vyp. 648, 72–76 (in Russian).
- MOVSHOVICH, E.V. (1981): Main problems of Triassic stratigraphy of Precaspian depression (to 150<sup>th</sup> anniversary of discovery of the Triassic). - Bull. Mosk. o-va ispytatelei prirody, otd. geol., t. 56, vyp. 5, 58–69 (in Russian).
- Resolutions of the third interdepartmental regional stratigraphical meeting on Mesozoic and Kainozoic of Middle Siberia, 1981, 1–91, Novosibirsk (in Russian).
- RONOV, A.V. & KHAIN, V.E. (1961): The Triassic lithological formations of the world. - Sovetskaya geologia, N 1, 27–48 (in Russian).
- TOZER, E.T. (1982): Marine Triassic faunas of North America. Their significance for assessing plate and terrane movement. - Geol. Rdsch., 71, 3, 1077–1104.
- TRÜMPY, R. (1982): Das Phänomen Trias. - Geol. Rdsch., 71, 3, 711–724.

#### Author's address:

Dr. Inna A. Dobruskina, Geological Institute, USSR Academy of Sciences, Pyzhevski per. 7, 109017 Moscow, USSR

received: May 19, 1988

accepted: October 25, 1988



## LITHOSTRATIGRAPHIE UND PALÄO GEOGRAPHIE DER TRIAS AM NORDRAND DER PALE DI SAN MARTINO (DOLOMITEN, ITALIEN)

K.-H. Roeder & A. Muehl, Tübingen

Mit 10 Abbildungen

**Zusammenfassung:** Am Nordrand der Pale di San Martino (Dolomiten) ist eine durchgehende Schichtfolge vom Skyth bis ins Oberladin aufgeschlossen. Lithostratigraphische und fazielle Untersuchungen ermöglichen eine paläogeographische Rekonstruktion.

Im Oberskyth erfolgt nach der "Badia-Transgression" eine Verflachung des marinen Sedimentationsraumes. Die Entwicklung mündet in eine Emersion und subaerische Erosion des Gebietes im mittleren Anis. Nach der fluviatilen Sedimentation der Abtragungsprodukte beginnt im Oberanis und Unterladin eine Phase stärkerer Subsidenz und Karbonatproduktion. Es entstehen ausgeprägte Faziesgegensätze, der Reliefunterschied zwischen der Karbonatplattform und dem Becken erreicht 900 m.

Im Grenzbereich Unter-/Oberladin tauchen zumindest Teile der Plattform auf und werden der Verkarstung unterworfen.

Im Oberladin folgen starke Eruptionen, Vulkanite und Vulkanoklastika füllen das Becken und bedecken den Plattformanhang. Das Aufdringen eines Subvulkans steht mit dem Intrusivkörper von Predazzo-Monzoni in Verbindung.

**Abstract:** A complete succession ranging from Scythian to Ladinian deposits is exposed in the northern Pale di San Martino area. Paleogeographic reconstruction is based on lithostratigraphic investigations and facies analyses.

The "Badia-Transgression" was followed by a shallowing of the marine sedimentary environment during the Upper Scythian and Lower Anisian. Emersion and subaerial erosion of the area took place during the middle Anisian. The denudational debris was deposited in braided river sediments. Subsidence started again during the Upper Anisian and reached its maximum intensity in the Early Ladinian. Difference in relief between the carbonate platform and the basin grew up to almost 900 m.

Subsequently, parts of the carbonate platform were emerged and karstified. Huge masses of volcanics and volcanoclastics filled the basin and covered the slope in the Late Ladinian.

A subvolcano associated with the intrusion area of Predazzo-Monzoni rose in the centre of the area during the Late Ladinian.

### 1. Einleitung

Seit mehr als 100 Jahren sind die Dolomiten das klassische Gebiet für Faziesuntersuchungen in der Trias. Bereits 1879 verfaßte MOJSISOVICS sein ausführliches Werk über die Geologie der Dolomiten, ein modernes Gegenstück hierzu bildet die Abhandlung von LEONARDI (1967). Trotz einer Vielzahl von detaillierten Arbeiten in den Dolomiten gibt es nur wenige Informationen aus dem Gebiet nördlich der Pale di San Martino (Abb. 1 und 2). Die hier vorgestellten Ergebnisse führten zur Erstellung einer geologischen Karte (Abb. 3) und ermöglichen die Korrelation mehrerer Profile (Abb. 4), die Aussagen über die paläogeographische Entwicklung dieses Areal vom Skyth bis zum Oberladin zulassen.

Eine erste umfassende Bearbeitung der Pale di San Martino stammt von CASTIGLIONI (1939). Danach er-

stellte SOMMAVILLA (1970) eine Arbeit über die oberladinischen Monzonite und Latite im Zentrum des Arbeitsgebietes. PISA et al. (1978) untersuchten die anisischen Ablagerungen in den südöstlichen Dolomiten. Das westlichste der dargestellten Profile liegt innerhalb des Arbeitsgebietes. Ein Profil der Buchensteiner Schichten und eine Rekonstruktion des unterladinischen Beckenrandes wurde von BOSELLINI & FERRI (1980) veröffentlicht. SARDI & ARDIZZONI (1984) konzentrierten sich auf die oberladinische Entwicklung des Magmatismus und der Tektonik. ROEDER (1987) bearbeitete die unterladinischen Faziesbereiche vom Rand der Karbonatplattform bis zum Becken. ZAMPIERI (1987) untersuchte den ladinischen Schlerndolomit und den karnischen Cassianer Dolomit der Pale di San Martino.

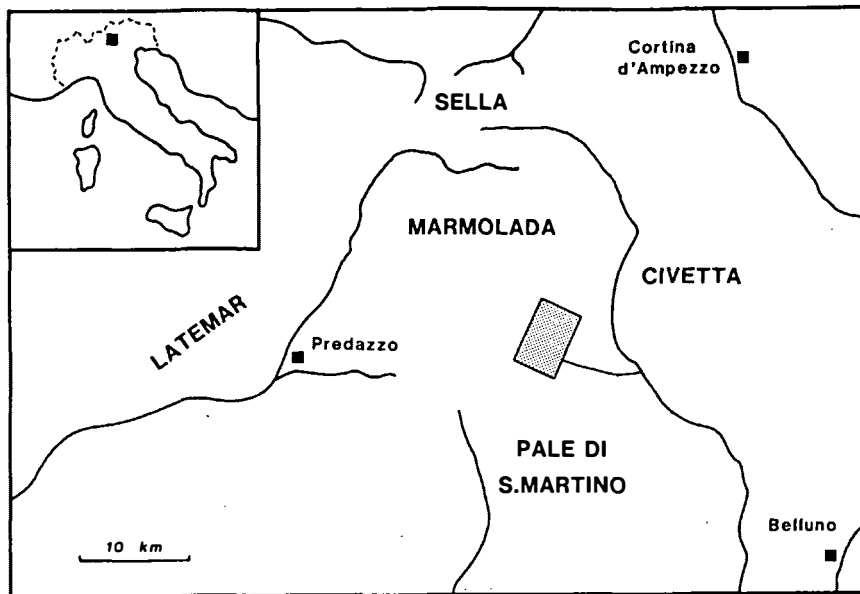


Abb. 1:

Lage des Arbeitsgebietes am Nordrand der Pale di San Martino, Provinz Belluno

## 2. Lithostratigraphie und Mikrofazies

### 2.1. Werfener Schichten (BRONN, 1832)

Eine umfangreiche Arbeit zur Sedimentologie und Biostratigraphie der Werfener Schichten stammt von BROGLIO LORIGA et al. (1983). Die lithostratigraphische Unterteilung in acht Einheiten ("Memברי") dient als Grundlage der weiteren systematischen Untersuchungen.

Von den oberen Werfener Schichten (Campiler Schichten) sind im Arbeitsgebiet das Memברי di Val Badia und das Memברי di Cencenighe vertreten. Vom Memברי di Val Badia, das nach PISA et al. (1978) skythisches Alter hat, sind nur 20 m aufgeschlossen. Es besteht aus glimmerreichen Sand- und Siltsteinen mit gelblicher Färbung und zahlreichen Mergelzwischenlagen, Hummocky-Schrägschichtung zeigt einige Sturmereignisse an.

Das Memברי di Cencenighe folgt im oberen Skyth, was durch das gemeinsame Vorkommen der Foraminiferen *Meandrospira pusilla* (HO) und *Meandrospira cheni* (HO) zu bestimmen ist. Es hat eine Mächtigkeit von 70–80 m und besteht aus stark glimmerhaltigen und meist kräftig roten Sand- und Siltsteinen und wenigen Mergellagen. Kennzeichnend sind zahlreiche Oolith-Horizonte, die mehrere Meter mächtig werden können (oolitic bioclastic grainstones). Die Ooide sind sekundär stark verformt, an- und eingebrochen (Abb. 5A). Seltene Hiatusooide (BERG, 1944) zeigen zeitweise leicht übersalzene Verhältnisse an. Zum Teil führte eine relativ starke Wasserbewegung zu guter Sortierung der Ooide. Dagegen wird eine

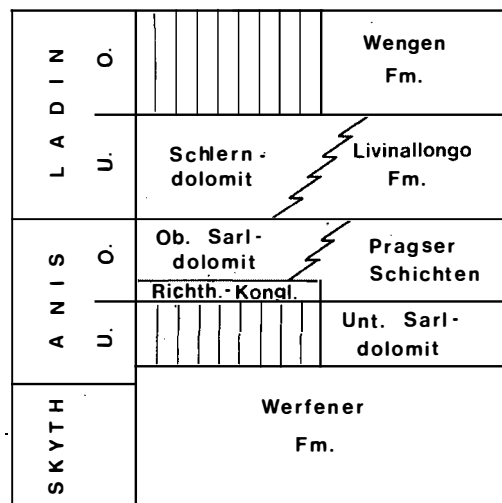


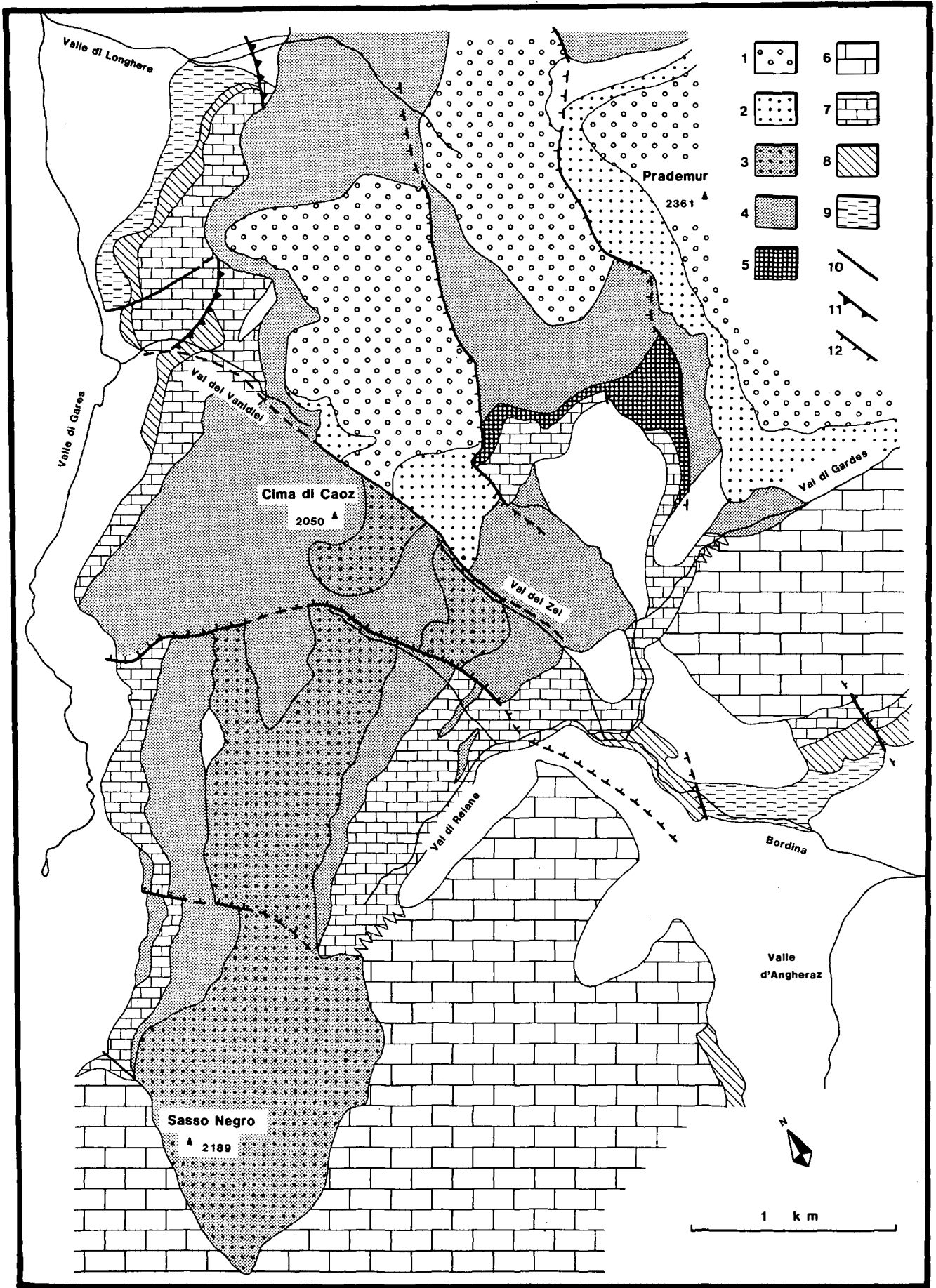
Abb. 2:

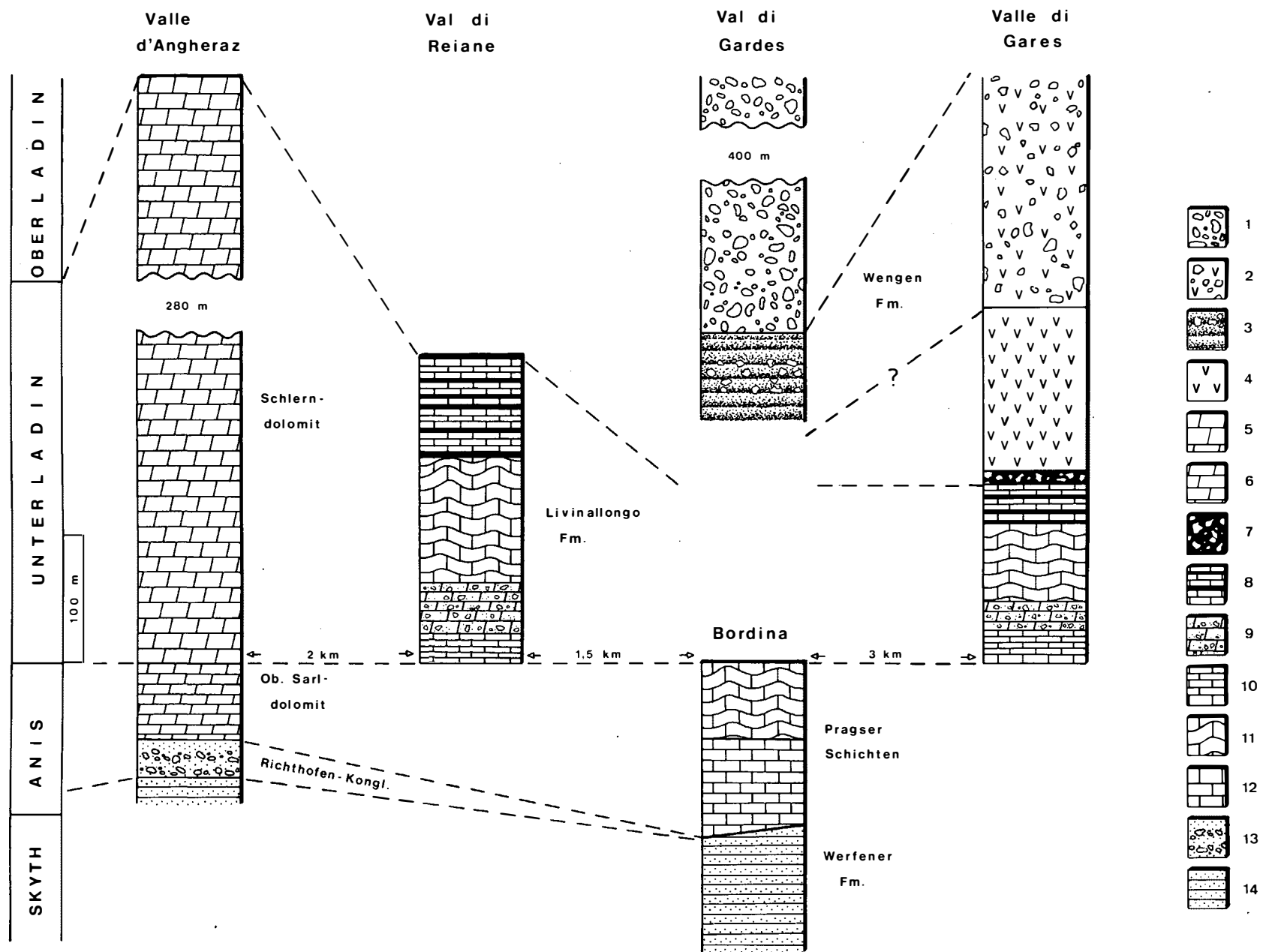
Lithostratigraphisches Schema der Unter- und Mitteltrias in den Dolomiten

Abb. 3:

Geologische Lage des Arbeitsgebietes

- 1) Marmolada-Konglomerat, 2) Hyaloklastite von Fernazza, 3) Pillow-Breccie, 4) Pillow-Lava, 5) Tuff-Kalk-Breccie, 6) Schlerndolomit, 7) Buchensteiner Schichten, 8) Pragser Schichten, 9) Werfener Formation, 10) Störung mit unbekanntem Bewegungssinn, 11) Aufschichtung, 12) Abschiebung





gelegentliche und lokal geringere Wasserbewegung an dem Vorherrschen von zwei Ooidgrößen zusammen mit verschiedenen großen Lithoklasten deutlich. Die Oolithe sind fossilarm. Lediglich die Foraminiferengattung *Meandrospira* tritt häufig auf und bildet im unteren Abschnitt des Membro di Cencenighe meist die Kerne der Ooide. Sie ist außerdem in den Siltsteinen zum Teil massenhaft vertreten. Gegen das Hangende nehmen die Meandrospiren ab und Lithoklasten werden als Ooidkerne häufiger, was für eine steigende Tendenz der Wasserbewegung innerhalb des Membro di Cencenighe spricht.

Im unteren Abschnitt findet sich noch ein 2 m mächtiges Konglomerat, dessen Gerölle aus demselben Oolith-Horizont stammen, in den sie eingebettet sind. Es dürfte auf kleinere tektonische Bewegungen im oberen Skyth zurückgehen. Starke Pyritbildung spricht für zeitweilig euxinische Verhältnisse.

## 2.2. Unterer Sarldolomit (PIA, 1937)

Mit dieser Formation beginnt bereits die Faziesheteropie in den Dolomiten, die ihren Höhepunkt im Unterladin erreicht. Von PISA et al. (1978) wird die Formation des Unteren Sarldolomits in zwei Einheiten zerlegt. Der tiefere Teil wird als Membro di San Lucano mit einer sandigen bis evaporitischen Ausbildung beschrieben, beim höheren Teil handelt es sich um den eigentlichen Unteren Sarldolomit (syn.: Dolomia di Frassené). Beide Einheiten fehlen im Kartierungsgebiet durch Abtragung; sie finden sich ledig-

← Abb. 4:

Lithostratigraphische Korrelation der Profile:

1) Gerundete Gerölle der Pillow-Lava in vulkanogener Matrix, grob gebankt (Marmolada-Konglomerat); 2) Pillow-Breccie mit vulkanogener Matrix, nicht gebankt; 3) arenitische und pelitische, häufig gradierte Tuffe. In der Nähe des Paläoslopes mit Cipit-Blöcken (Hyaloklastite von Fernazza); 4) Pillow-Lava; 5) dickbankige bis massige, helle Dolomite (Schlerndolomit); 6) hellgraue Kalkarenite und Dolomite (Oberer Sarldolomit); 7) Breccie mit Klaster der Buchensteiner Schichten in tuffitischer Matrix (Tuff-Kalk-Breccie); 8) laminierte, dünnbankige Mikrite und Turbidite (Bänderkalke) mit sauren tuffitischen Einschaltungen (Pietra Verde); 9) Dolomitbreccie in den Buchensteiner Schichten; 10) schwarze, bituminöse Plattenkalke der Buchensteiner Schichten; 11) dunkle Knollenkalke (Kalke von Morbiac und Knollenkalke der Buchensteiner Schichten); 12) dickbankige, bioklastische Kalke (Kalkarenite von Listolade); 13) Gerölle der Werfener Formation und des Unteren Sarldolomits in sandiger Matrix (Voltago-Konglomerat); 14) rote und hellbraune Sand- und Siltsteine, Oolithe, Kalke und Mergel (Werfener Formation)

lich in Form von Geröllen in der nächsten Einheit, dem Voltago-Konglomerat.

## 2.3. Pragser Schichten (PIA, 1937)

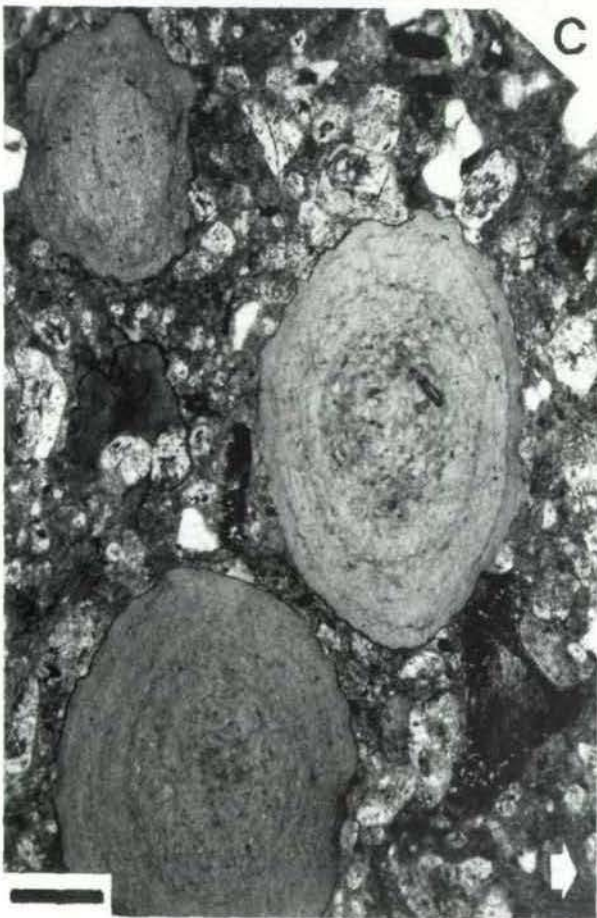
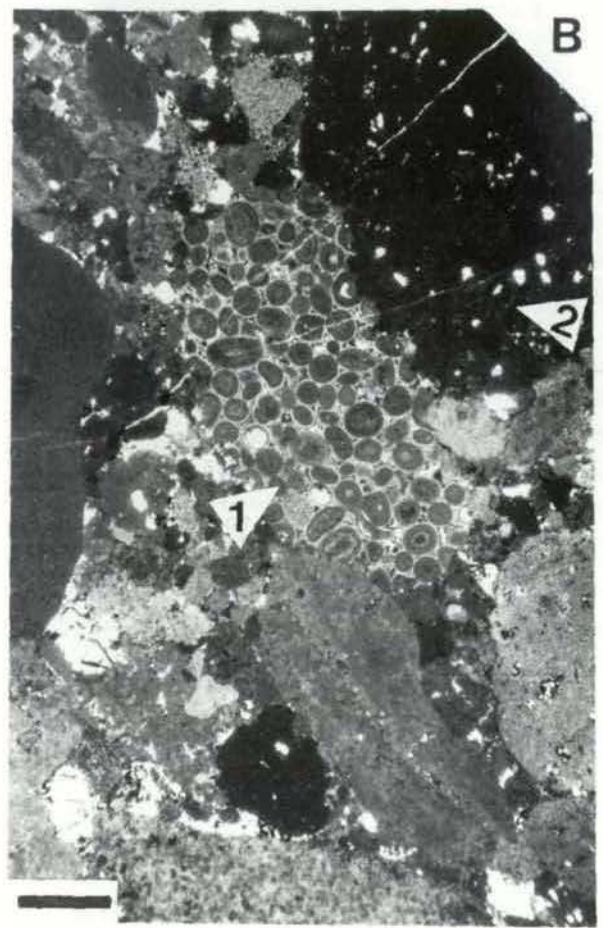
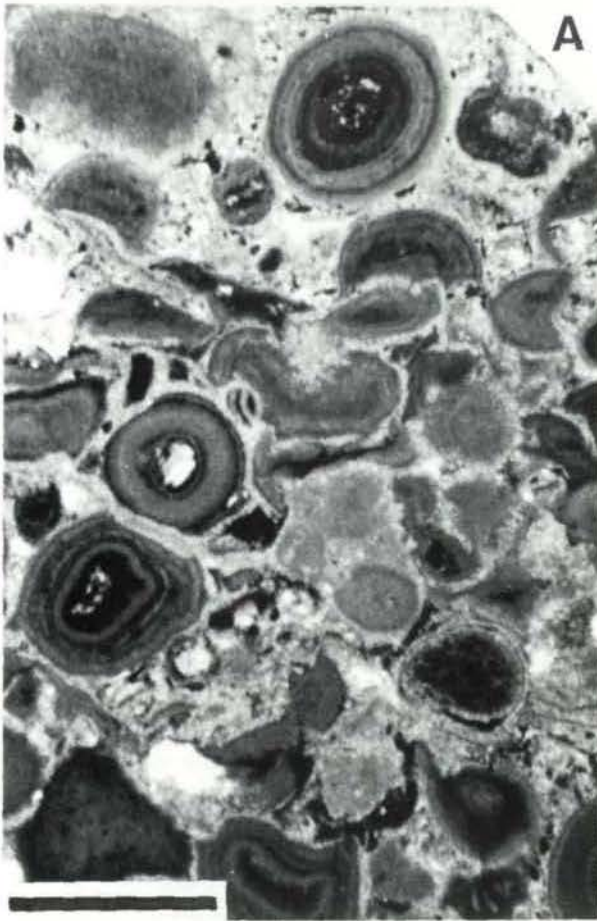
PISA et al. (1978) merken an, daß den Pragser Schichten der Rang einer Gruppe zukommt ("Gruppo di Braies"). Das Liegende wird von der Formation des Unteren Sarldolomits gebildet, im Hangenden folgt die Formation der Buchensteiner Schichten oder der Schlerndolomit. Lateral sind sie mit dem Oberen Sarldolomit zu parallelisieren. Die Gruppe der Pragser Schichten setzt sich aus einer Wechselfolge von Sandsteinen, Mergeln, Kalken und Konglomerat-Horizonten zusammen.

Voltago-Konglomerat (FARABEGOLI et al., 1977): Das Konglomerat entspricht den "Peresschichten" (PIA, 1937) und den "Mittleren Peresschichten" (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Es handelt sich um mehrere Konglomerat-Horizonte, von denen aufgrund gleicher Schüttungsrichtungen und gleicher lithologischer Zusammensetzung angenommen werden kann, daß sie von demselben Hebungsgebiet stammen. Die größte Mächtigkeit hat das Konglomerat im Valle d'Angheraz mit 25 m (Abb. 4). Im Valle di Gares und im Valle di San Lucano liegen die Mächtigkeiten unter 10 m. Die einzelnen Horizonte haben nur geringe laterale Erstreckung, da der Transport der Gerölle entsprechend dem Richthofen-Konglomerat nach ROSSI (1973) in braided streams erfolgte.

Die Komponenten des Konglomerats setzen sich überwiegend aus Oolithen und Sandsteinen der Werfener Schichten und mikrokristallinen Dolomiten zusammen, die als Gerölle des Unteren Sarldolomits interpretiert werden. Die Matrix ist meist ein roter, glimmerführender Feinsandstein (Abb. 5B).

Die Mächtigkeit des Konglomerats, die Größe der Gerölle und ihr Rundungsgrad nehmen im Gebiet von Nordwesten nach Südosten ab, die Sortierung der Komponenten und Schrägschichtungen nehmen in dieser Richtung zu. Im Arbeitsgebiet wurden Teile der Werfener Schichten (Skyth) und der Untere Sarldolomit (Bithyn?) erodiert. Daraus geht hervor, daß ab dem Ende des Bithyn eine Hebung stattfand, die für die Konglomeratschüttung verantwortlich ist und deren Zentrum nordwestlich des Gebietes lag. Nach BOSELLINI (1964) reicht die Erosion im Gebiet des Dorsale Badioto-Gardenese bis in die Bellerophonschichten des Perms. Das Arbeitsgebiet liegt somit am Rand dieses Hebungsgebietes. Für die paläogeographische Rekonstruktion ist es von Bedeutung, daß die Konglomerat-Horizonte im SE über dem Membro di Cen-





cenighe folgen, während sie im NW bis in wesentlich höhere stratigraphische Einheiten reichen können (Kalke von Morbiac).

Kalkarenite von Listolade (Calcareniti di Listolade; PISA et al., 1978):

Mit dieser Einheit beginnt eine Entwicklung zur weniger terrigen beeinflussten Fazies. Mudstones, bioclastic wackestones, lime grainstones und Einschaltungen von feinklastischen Sedimenten sind charakteristisch. Biosparite grainstones, oolitic grainstones und peloidal grainstones sind schlecht sortiert und enthalten außerdem Foraminiferen, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Ostracoden in Form von Bioklasten. Bei den Ooiden handelt es sich meist um Einfachooide, deren Kerne von Intraklasten und selten auch von Foraminiferen gebildet werden. Gelegentliche Sturmereignisse zeigen sich an zentimetergroßen mud pebbles in einigen Schichten.

Die bis 85 m mächtigen Kalkarenite von Listolade können leicht wellig bis knollig ausgebildet sein. Dann ähneln sie in Fazies und Fossilreichtum den jüngeren Knollenkalken von Morbiac, allerdings ist der terrigene Sandanteil deutlich höher. Unregelmäßige Wechsellagerungen von Kalken, Mergeln und Tonen führen zu der knolligen Ausbildung. Zum Hangenden wird diese Fazies häufiger, sodaß ein kontinuierlicher Übergang zu den Morbiac-Kalken besteht. Dies läßt sich jedoch nicht als eigene lithologische Einheit definieren, wie von PISA et al. (1978) beschrieben, die an dieser Stelle von den "dunklen Kalken von Framont" sprechen.

Im Bordina-Tal schaltet sich im oberen Abschnitt ein etwa 15 m mächtiger Feinsandstein-Horizont ein, der im Millimeterbereich schräggeschichtet und im oberen Teil bioturbat ist. Er ist fossilleer. Hierbei dürfte es sich um eine distale Sandschüttung handeln, die dem Richthofen-Konglomerat (Obere Peresschichten nach BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970) zugerechnet werden kann. Der Se-

← Abb.5:

A) Oolitic grainstone mit an- und eingebrochenen Ooiden; Dünnschliff, Membro di Cencenighe, Valle di Longhere. B) Voltago-Konglomerat mit schwach gerundeten Komponenten der Werfener Formation (1) und des Unteren Sarldolomits (2); Dünnschliff, Valle d' Angheraz. C) Pietra-Verde-Lage mit Lapilli in den Bänderkalken; Dünnschliff, Valle di Gares. Pfeil weist nach oben. D) Stromatolith und einzelne Dolomitkristalle in kalkig erhaltenem Schlerndolomit; Dünnschliff, Val di Gares, Pfeil weist nach oben. Maßstab jeweils 1 mm.

dimentationsraum der Kalkarenite von Listolade entspricht einer offenen Lagune oder Bucht mit oolithischen Barren.

Kalke von Morbiac (Calcari scuri di Morbiac; PISA et al., 1978):

Im Illyr bilden sich zwei unterschiedliche Faziesräume heraus: Zum einen im äußersten Südwesten des Arbeitsgebietes die Plattform des Oberen Sarldolomits, zum anderen die entsprechende Beckenfazies, die Knollenkalke von Morbiac.

Das Zentrum des Beckens lag in nördlicher Richtung, die Mächtigkeit der Kalke erreicht dort 95 m. Der Einfluß des Oberen Sarldolomits drückt sich in wenigen bio- und lithoklastischen Horizonten aus, deren Komponenten aus einem Flachwasserbereich stammen. Insgesamt sind es sehr einheitliche Sedimente mit Mergeln und fossilreichen Kalken in knolliger Ausbildung. Mikrofazial handelt es sich hauptsächlich um bioclastic wackestones und peloidal wackestones ohne Sortierung. Schalenreste stammen von Mollusken, daneben kommen Ostracoden, Pflanzenreste und wenige Foraminiferen vor. Pelloide sind häufig. Der Übergang der Kalkarenite von Listolade in die Knollenkalke von Morbiac ist durch besonderen Fossilreichtum gekennzeichnet. Hier findet man vor allem Mollusken als Makrofossilien. Holzreste, die über 1 m Länge erreichen, beschränken sich auf diesen Bereich. Auch treten Kiesellagen und verkieselte Grabgänge gehäuft auf. Die knollige Struktur der Morbiac-Kalke kommt durch unregelmäßige Zwischenlagen von Mergeln in den Mikriten zustande. Die Entstehung läßt sich auf mehrere Vorgänge zurückführen:

Starke Bioturbation ist für die gesamte Einheit charakteristisch. Außerdem bilden besonders im unteren Abschnitt oft Makrofossilien die Kerne der Kieselknollen. Nach FÜRSICH (1973) können sich diese synsedimentären Konkretionen durch die Bioturbation bei der Diagenese zu Knollenkalken kompaktieren. Schrumpfrisse in den Knollen, die mit unverfestigtem, mergeligem Sediment gefüllt sind, sprechen für eine Beteiligung frühdiagenetischer Vorgänge an der Knollenbildung. Gleiche Biogene in den Knollen und Mergeln, gekappte Biogene und Klüfte an den Rändern der Knollen, eng zusammengepreßte Tonfasern zwischen dicht aufeinanderliegenden Knollen, sowie laterale Übergänge von Knollen und Mergeln sind nach BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) Anzeichen für spätdiagenetische Knollenbildung. Die Sedimente der Kalke von Morbiac wurden im tiefer neritischen Bereich bei ruhigen Bedingungen abgelagert.







Oberer Sarldolomit (PIA, 1937):

Zeitgleich mit den Kalken von Morbiac entsteht die Flachwasserfazies des Oberen Sarldolomits. Er ist im Süden des Valle d'Angheraz ausgebildet und hat eine Mächtigkeit von 60 m. Wird er vom Schlerndolomit des Ladins überlagert, so ist eine Grenzziehung schwierig. In weiß-grauen, porösen Dolomiten und Kalkareniten, die dickbankig oder massig sind, findet man Reste von Lamellibranchiaten, Foraminiferen, Brachiopoden, Crinoiden und Algen, sowie Intraklasten und Peloide.

#### 2.4. Buchensteiner Schichten (RICHTHOFEN, 1860)

Die Buchensteiner Schichten (syn. Livinallongo-Formation) bestehen aus Beckensedimenten des Unterladins und sind zeitgleich mit den Plattformsedimenten des Schlerndolomits. In der Übergangszone von der Karbonatplattform in das Becken verzahnen sie sich mit den Ablagerungen des Plattformhanges. Aufschlüsse dieser Verzahnung finden sich im Südwesten des Val di Reiane und im mittleren Valle di Gardes (Abb. 3).

Plattenkalke:

Über den Kalken von Morbiac folgen dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke, die häufig dolomitisiert sind. Ein typisches Kennzeichen dieser Einheit ist eine millimeterfeine Lamination, die auf ein Fehlen von Bioturbation und ruhige, gleichmäßige Sedimentationsverhältnisse hindeutet. Der Bitumengehalt läßt auf Sauerstoffmangel schließen. Daneben kommen noch Pyritbildungen und einzelne Kiesellagen und -linsen vor.

Die Mikrofazies setzt sich aus microbioclastic calcisiltites und wackestones zusammen. Der Fossilinhalt besteht aus bis zu 25% kalzitisierten Radiolarien, die kaum deformiert sind. Als Bioklasten sind Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen und Dasycladaceen vorhanden. Die Mächtigkeit liegt relativ konstant bei 30 m. In der Mitte der Plattenkalk-Einheit befindet sich ein 4–7 m mächtiger Breccienhorizont, der als debris-flow-Ablagerung gedeutet wird (Abb. 6A). Im Hangenden der Plattenkalke setzt mit einer scharfen Grenze eine 20–50 m mächtige Dolomitbreccie ein, die nach oben in die Knollenkalke übergeht. PISA et al. (1978: 89 f. und Fig. 20) fassen diesen Komplex als Breccie der Karbonatplattform auf, die nach

← Abb. 6:

A) Debris-flow-Horizont mit Klasten aus den Plattenkalken (1) und dem Schlerndolomit (2), Borodina. B) Pflanzenrest in den Bänderkalken, Valle di Gares.

Westen zu durch eine synsedimentäre Störung begrenzt wurde.

Knollenkalke:

Die Knollenkalk-Einheit besteht aus grauen Kalken mit einer Bankung von 5–40 cm. Die Knolligkeit ist unterschiedlich ausgeprägt. Auf den Schichtflächen sind häufig Abdrücke dünnschaliger Lamellibranchiaten der Gattung *Daonella* erhalten. Funde von *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *ladinum* (MOJSISOVICS) und *Arcestes* (*Proarcestes*) *pannonicus* (MOJSISOVICS) aus der Zone des *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *archelaus* (MOJSISOVICS) könnten bedeuten, daß die Livinallongo-Formation entgegen der bisherigen lithostratigraphischen Gliederung noch über das Unterladin hinausreicht. Dies deckt sich mit Conodonten-Untersuchungen an Buchensteiner Schichten, die noch oberladinisches Alter (Langobard) ergaben (BRANDNER & MOSTLER, 1982: 33).

Die Mikrofazies setzt sich aus mudstones und wackestones mit Filamenten, microbreccias und microbioclastic calcisiltites zusammen ("allodapische Kalke"; MEISCHNER, 1965). BOSELLINI & FERRI (1980: 74 ff.) nehmen als Ausgangsmaterial der Knollenkalke gradierte Turbidite mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 15 cm an, die mit mergeligen Sedimenten wechselagern. Die Knollenbildung geht auf ein unterschiedliches Verhalten des kompetenten und inkompetenten Materials bei der Diagenese zurück.

Bänderkalke:

Die Bänderkalke bestehen aus einer Wechselfolge von dünnbankigen Kalken, Mergeln und Pietra-verde-Lagen. Die Mikrofazies umfaßt mudstones und wackestones mit 5–20% Radiolarien, die im Gegensatz zu den Plattenkalken starke Kompaktionserscheinungen zeigen. Eingeschaltet sind noch turbiditische Lagen von bioclastic-lithoclastic packstones. An einer Stelle im Valle di Gares sind in den obersten Bänderkalken Pflanzenreste stark angereichert. Der gute Erhaltungszustand einzelner Exemplare deutet auf einen relativ kurzen Transportweg hin (Abb. 6B). Dies bedeutet, daß sich in der Nähe Landbereiche in Form von Inseln oder einer aufgetauchten Plattform befunden haben. Am Fuß des Plattformhanges ist die Mächtigkeit der Bänderkalke deutlich erhöht. Aufgrund der starken Sedimentanlieferung dominieren detritische Kalke. Die Anzahl und die Stärke von gradierten Lagen und von grain-flow-Ablagerungen ist viel größer als im Beckeninnern (Abb. 4).

Als Pietra verde werden Tuffite mit saurer Zusammensetzung innerhalb der Buchensteiner Formation be-

zeichnet. In den Plattenkalken sind sie noch äußerst selten, in den Knollenkalken und Bänderkalken treten sie mit steigender Häufigkeit auf. Sie können mehrere Meter erreichen. Gleichzeitig kann auch die Korngröße bis zur grobsandigen Fraktion anwachsen. Vereinzelt sind Lapilli bis zu 1 cm Durchmesser vorhanden (Abb. 5C). Lamination und Gradierung lassen auf Ablagerung durch Trübestrome schließen (ASSERETO et al., 1977).

## 2.5. Schlerndolomit (RICHTHOFEN, 1860)

Der Schlerndolomit stellt das Faziesäquivalent zu den Buchensteiner Schichten dar. Er besteht aus hellem, grobkristallinem Dolomit, nur die Übergußschichten des Plattformhanges sind zum Teil noch kalkig erhalten. Die Mächtigkeit des Schlerndolomits beträgt 700–900 m, genaue Werte können wegen der subrezenten Erosion seiner hangenden Partien nicht angegeben werden. Die Plattformrandsedimente enthalten oft Algenmatten in Verbindung mit laminiertem Fenstergefüge. Lagige und halbkugelige Stromatolithen sind von inkrustierenden Foraminiferen besiedelt (Abb. 5D). Außerdem sind als Bioklasten noch Dasycladaceen und Gastropoden häufig vertreten. Daneben kommen Pelloide, Onkoide und Aggregatkörner vor.

Die Mikrofazies besteht aus algal boundstones, grapestones-grainstones, rudstones und oncoid grainstones. Im Randbereich der Plattform sind rötliche Hohlraumfüllungen zu beobachten, die Hineise auf meteorische Lösung im Süßwasserbereich geben. Dies kann bedeuten, daß die Plattform einer subaerischen Exposition ausgesetzt war. Mitteltriassische Paläokarst-Bildungen in den östlichen Dolomiten und den Karnischen Alpen wurden bereits von CROS & LAGNY (1969) festgestellt. ZAMPIERI (1987) beschreibt vom Plateau der Pale di San Martino eine Emersionsoberfläche des Schlerndolomits, gekennzeichnet durch Karsthohlräume mit Breccienfüllungen. ASSERETO et al. (1977: 9) und BOSELLINI (1984: 8) gehen davon aus, daß an der Grenze Unter- bis Oberladin Teile der Karbonatplattform über den Meeresspiegel gehoben und der Verkarstung unterworfen wurden. Die Datierung der hier beschriebenen Hohlraumfüllungen ist jedoch nicht gesichert.

Der Übergang von der Plattform ins Becken vollzieht sich über einen steilen Hang, der heute ein Gefälle bis zu 38° besitzt. Dieser Hang ist als Paläoslope erhalten geblieben (Abb. 7A und 8). Die Übergußschichten (MOJISOVICS, 1879) setzen sich aus dem Detritus der Plattform zusammen und bilden Breccien, deren Komponenten von einigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern reichen und aus Bruchstücken der oben geschilderten Mikrofaziestypen bestehen (ROEDER, 1978).

## 2. Wengener Schichten (WISSMANN, 1841)

Die Wengener Formation setzt sich aus einer mächtigen Abfolge von vulkanischem und vulkanoklastischem Material zusammen und füllt im Oberladin das Becken auf. Am Plattformhang des Schlerndolomits zeigt die Wengener Formation ein scharfes Auflager (Abb. 8 und 10). Über einer Breccie folgen Lavaströme, während das Material eines Subvulkans in die Buchenstein-Formation eindringt. Anschließend bedecken die Hyaloklastite von Fernazza große Teile des Gebietes. Das Marmolada-Konglomerat beendet die Schichtfolge.

### Tuff-Kalk-Breccie:

Über den Bänderkalken liegt eine Tuff-Kalk-Breccie, die nicht überall im Gebiet entwickelt ist und große Mächtigkeitsschwankungen aufweist. In der tuffitischen Matrix befinden sich karbonatische Komponenten ohne jegliche Sortierung, ihre Größe reicht von einigen Millimetern bis zu Blöcken von mehreren Metern (Abb. 7B und 7C). Wie die Mikrofazies zeigt, handelt es sich um Aufarbeitungsprodukte der Buchenstein-Formation. Die Entstehung dieser Tuff-Kalk-Breccie kann auf synsedimentäre Tektonik, eventuell im Zusammenhang mit Vulkanotektonik, zurückgehen.

### Pillow-Lava:

Die Buchensteiner Formation, bzw. die Tuff-Kalk-Breccie wird von einer Lavamasse überlagert, die im Gebiet meist als Steilwand in Erscheinung tritt. Die Mächtigkeit liegt bei 60–100 m, in Richtung zur Beckenwand keilt sie aus. An mehreren Stellen sind Pillows ausgebildet, die den submarinen Ursprung beweisen. Nach bisherigen Untersuchungen hat die Lava latitische bis basaltische Zusammensetzung (SOMMA VILLA, 1970; VIEL, 1979).

Die Unterscheidung der Lava vom Material eines Subvulkans, der ebenfalls im Oberladin aufgedrungen ist, gestaltet sich schwierig, da offensichtlich Übergänge entwickelt sind. Zwischen dem Val del Zei und dem Valle di Malgonera wölbt das Magma des Intrusivkörpers die Buchenstein-Formation auf und hebt Teile davon dachartig ab. In größerer Entfernung vom Zentrum sind schichtpa-

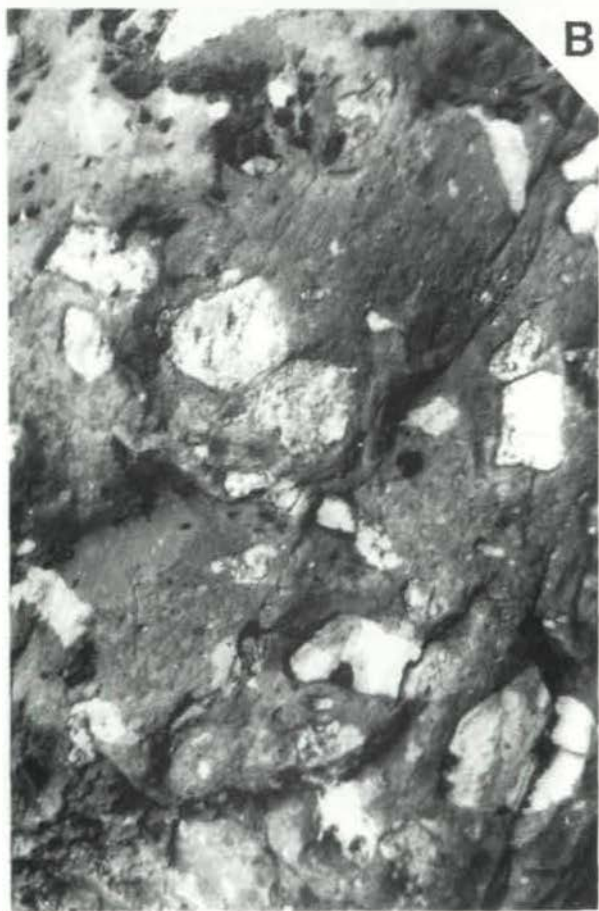
Abb. 7: 

A) Übergußschichten des Schlerndolomits im südlichen Valle di Gares. B) Riff-Kalk-Breccie, vulkanogene Matrix mit karbonatischen Klasten, Valle di Gares, Maßstab 10 cm. C) Tuff-Kalk-Breccie, Karbonatkomponente mit Filamenten (1) aus den Buchensteiner Schichten. Dünnschliff, Valle di Gares, Maßstab 1 mm.

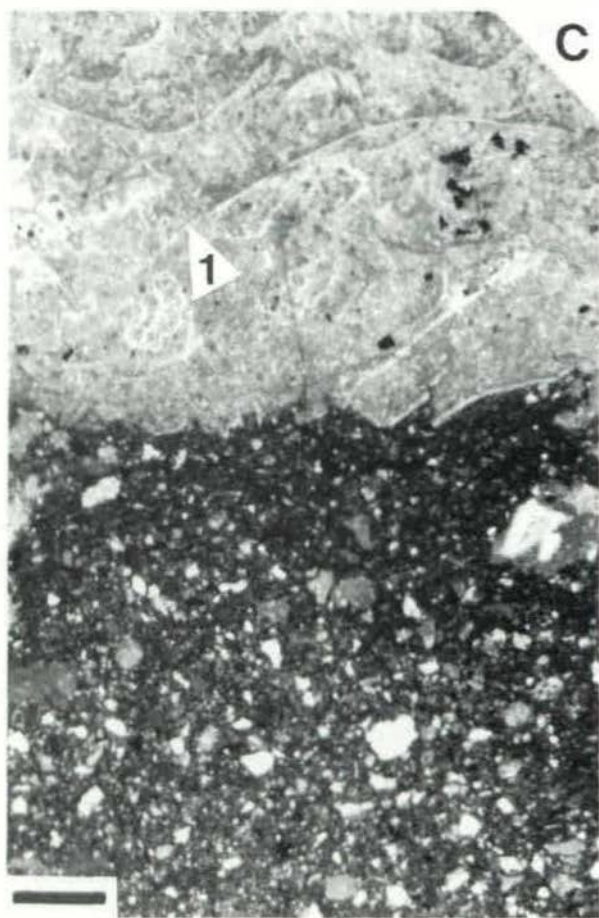
A

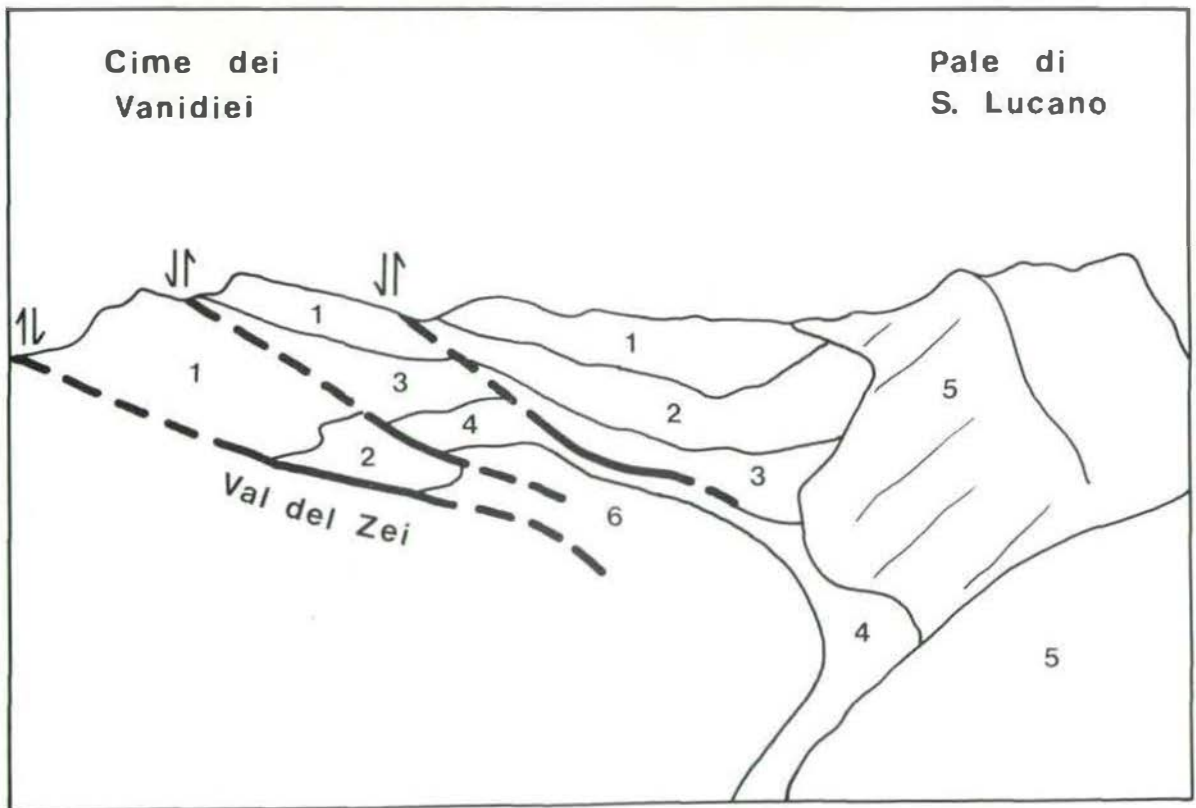


B



C





rallele Lagergänge eingeschaltet, so z.B. zwischen dem Val di Gardes und dem Val Grande, im Val di Reiane und im südöstlichen Valle di Gares. Nach SOMMAVILLA (1970) handelt es sich bei diesem Subvulkan um einen Ausläufer des großen Intrusivkomplexes von Predazzo-Monconi.

Hyaloklastite von Fernazza (Ialoklastiti del Monte Fernazza; VIEL, 1979):

Die Hyaloklastite von Fernazza wurden postmagmatisch im Becken sedimentiert und glichen die durch den Vulkanismus und die Intrusion entstandenen Reliefunterschiede mit starken Mächtigkeitsunterschieden von 0–170 m aus. Es wird mit dieser Einheit eine sehr heterogene Folge von Vulkanoklastika zusammengefaßt.

Nordöstlich des Val del Zei sind gebankte arenitische und pelitische Tuffe weitverbreitet. Die groben Tuffe sind bräunlich und zum Teil gradiert, die pelitischen Tuffe sind dunkelgrün bis schwarz und bilden manchmal Kugeltuffe, was vermutlich eine Verwitterungsform ist. Die Tuffe können anhand von strukturellen Merkmalen als Turbidite interpretiert werden (ASSERETO et al., 1977).

Während sich das Becken mit diesen Vulkanoklastika füllte, wurden in unmittelbarer Nähe des Plattformhangs feine Kalkschüttungen und Rutschblöcke in das Becken transportiert und in den unteren Abschnitt der Hyaloklastite eingebettet. Dabei handelt es sich um bioklastische Kalke mit Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, Mollusken, Crinoiden, Algen und *Tubiphytes*. In einigen dieser Horizonte schwimmen einzelne Kristalle vulkanischer Herkunft, Glas und feine Lava-Fetzen. Bioclastic grainstones treten auch als etwa 2 cm große Komponenten zusammen mit Porphyrit-Fetzen in Tuffbreccien-Horizonten auf. Nachlassende Sedimentation zeigt sich an wenigen millimeterfeinen, mikritischen Lagen mit Radiolariten.

Bis zu 40 cm Durchmesser erreichen eckige Rutschblöcke vom Plattformrand, Cipit-Blöcke nach WENDT & FÜRSICH (1980), die einen Hinweis für Auftauchphasen von Karbonatplattformen darstellen. Sie befinden sich in einem Horizont von etwa 20 m Mächtigkeit im oberen Abschnitt der Hyaloklastite von Fernazza. Umgelagerte Geopetalgefüge zeigen, daß die Blöcke nicht mehr ihre ursprüngliche Orientierung haben. Die Mikrofazies der

Blöcke ist biomikritisch und biosparitisch (mudstones, wackestones, floatstones, boundstones) mit großen Onkoiden und Stromatolithen. Primäre Hohlräume, z.B. Molluskengehäuse, sind mit vadosem Silt verfüllt, was einen Hinweis auf eine subaerische Exposition der Karbonatplattform gibt. Andere Hohlräume wurden erst nach der Einbettung des Blockes mit dem umgebenden vulkanoklastischen Material gefüllt. Aufgrund der beobachteten Mikrofazies stammen die Karbonateinschlaltungen und die Cipit-Blöcke im Val di Gardes aus den Bereichen des Plattformrandes. Diese wurden zunächst in den Auftauchbereich gehoben, anschließend erodiert und im Becken sedimentiert.

Das Ende der Karbonateinschlaltungen zeigt, daß der Plattformrand von Vulkaniten und Vulkanoklastika begraben wurde. Der Übergang zum Marmolada-Konglomerat ist durch einen Größenanstieg der Porphyrit-Bruchstücke gekennzeichnet.

Pillow-Breccie:

Aufgrund einer tektonischen Linie im Val del Zei kommt neben diese Tuffe im ganzen Südwesten des Arbeitsgebietes eine Pillow-Breccie zu liegen. Die Lava-Bruchstücke dieser Breccie besitzen Faust- bis Kopfgröße, sind nicht kantengerundet und liegen chaotisch in einer Matrix aus grobkörnigen Tuffen und aufgearbeiteten Komponenten der Lava. Die Transportweite war dabei nur gering. Zum Hangenden hin nimmt die Zahl der Lava-Bruchstücke ab und es schalten sich feine, gebankte Tuffe ein. Nur hier ist andeutungsweise eine grobe Schichtung vorhanden. Der Fund eines *Orthoceras campanile* (MOJISOVICS) weist auf eine submarine Entstehung der Breccie hin.

Marmolada-Konglomerat:

Das jüngste Schichtglied tritt nur im Nordosten des Arbeitsgebietes auf und wird nach Südwesten durch die tektonische Linie im Val del Zei begrenzt. Die gut gerundeten Lava-Gerölle bis zu 40 cm Durchmesser und die tuffitische Matrix stimmen mit dem Material der oben beschriebenen Einheit überein. Das Konglomerat ist sehr grob gebankt und es schalten sich gelegentlich dünnbankige, pelitische Tuffe ein. Die Packungsdichte in den einzelnen Bänken ist unterschiedlich. Dachziegellagerungen oder Schrägschichtungen wurden nicht beobachtet.

← Abb. 8:

Blick in das Val di Gardes

1) Marmolada-Konglomerat, 2) Hyaloklastite von Fernazza, 3) Pillow-Lava, 4) Buchensteiner Schichten und Tuffkalk-Breccie, 5) Paläoslope mit Übergußschichten des Schlerndolomits, 6) oberladinischer Intrusivkörper



### 3. Paläogeographie und überregionale Korrelation

Die im folgenden beschriebenen Sedimentationsabläufe ermöglichen es, die Entwicklung des Gebietes mit benachbarten Arealen zu vergleichen. Dies soll insbesondere die Darstellungen von PISA et al. (1978) nach Westen zu ergänzen, die die Abfolgen des Anis in den südöstlichen Dolomiten bearbeiteten. Außerdem können die geschilderten Abläufe mit den von BRANDNER (1984) vorgestellten überregionalen Zyklen in der NW-Tethys korreliert werden.

Die paläogeographische Ausgangssituation besteht in einer Grabenbruchzone der Neotethys, die seit dem Perm ihre Aktivität entfaltet, wobei die Sedimentationströge der Nord- und Südalpen durch eine Schwellenzone getrennt sind (BRANDNER, 1984).

#### Entwicklung vom oberen Skyth bis ins Anis:

Das obere Skyth wird geprägt von der terrigenen, klastischen Sedimentation der Werfener Schichten, die Karbonatproduktion ist nur schwach entwickelt. Zur Bildungszeit des Membro di Val Badia ist das Gebiet Teil eines ausgedehnten Schelfes. Der Meeresboden liegt in der Regel unter der normalen Wellenbasis, aber über der Sturmwellenbasis, sodaß Tempestite gebildet werden können. Dagegen erfolgt die Bildung des Membro di Cencenighe unter flacheren Bedingungen. Innerhalb dieser Einheit kommt es zur Zunahme der Turbulenz, einige oolithische Barren zeigen stark bewegtes Flachwasser an. In kurzen supratidalen Phasen werden dünne Dolomitbänkchen gebildet. Vereinzelt herrschen übersalzene Bedingungen, wobei sich Hiatusoide bilden. Als Ablagerungsraum kommt für das Membro di Cencenighe ein Küstengebiet mit litoralen Zonen und Lagunen in Frage. Innerhalb des Arbeitsgebietes konnten keine weiteren paläogeographischen Unterschiede festgestellt werden.

Die Entwicklung entspricht damit dem 1. Großzyklus nach BRANDNER (1984), der mit der Badia-Transgression im Spathian einsetzt. Dieser Zyklus beginnt mit einem Sedimentationsumschwung nach der weitverbreiteten Regressions-Transgressionsphase an der Perm/Trias-Grenze.

Der Untere Sarldolomit ist im Gebiet durch Abtragung nicht mehr vorhanden. In den Konglomerat-Horizonten sind jedoch neben den Geröllen aus der Werfener Formation die Komponenten aus dem Unteren Sarldolomit am häufigsten vertreten. Daraus ergibt sich folgendes Bild: Nach der Sedimentation der Werfener Formation kommt es im unteren Anis zur ersten anhaltenden Karbo-

natproduktion. Der Untere Sarldolomit entsteht in Bereichen des tidal flat bis zu äußeren Lagunen (ASSERETO et al., 1977). Die Bildung des Unteren Sarldolomits kann der "Reichenhaller Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974; zitiert nach BRANDNER, 1984: 444) zugeordnet werden. Dieses Ereignis ist durch Evaporite und Rauhacken in den Nordalpen dokumentiert und ist außerdem mit der Bovegno-Carniola-Fazies westlich der Etschplattform vergleichbar. BRANDNER (1984) stellt fest, daß eine weiträumige Verbreitung dieses Ereignisses nur auf eine Absenkung des Meeresspiegels zurückgehen kann.

Im mittleren Anis wird das Gebiet über den Meeresspiegel gehoben und der Erosion unterworfen. Diese Phase stellt das Ende des regressiven Trends dar, der sich ab dem obersten Skyth bemerkbar machte (DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982). Dadurch wird im Westen und Nordwesten ein Hochgebiet geschaffen (Dorsale Badioto-Gardnese; BOSELLINI, 1964). Aus den verschiedenen stratigraphischen Positionen der Richthofen'schen Konglomerathorizonte - im NW innerhalb der untersten illyrischen Kalke von Morbiac, im SE zwischen skythischen Werfener Schichten und pelsonischen Kalkareniten von Listolade - geht hervor, daß diese Hebung von der Wende Bithyn/Pelson bis ins unterste Illyr hinein anhielt und sich in dieser Zeit von SE nach NW verlagerte.

#### Entwicklung vom oberen Anis bis ins Oberladin:

Im oberen Anis setzen sich die räumlichen Unterschiede weiter fort. Im südlichen Valle d'Angheraz entwickelt sich der Obere Sarldolomit über der Konglomerat-Abfolge. Der Obere Sarldolomit läßt sich mit den Bildungen des Zwischendolomits im Drauzug und den Rauhacken der Engadiner Dolomiten vergleichen (BRANDNER, 1984).

Im übrigen Gebiet treten dagegen die Sedimente der Pragser Schichtgruppe auf. Der Ablagerungsraum der Kalkarenite von Listolade differenziert sich in offene Bereiche, Lagunen und oolithische Barren. Die Subsidenz des oberen Anis, die nach der Emersion und Erosionsphase im mittleren Anis einsetzte, hält weiter an. Landeinfluß tritt in den Kalken von Morbiac stark zurück.

Das Unterladin ist durch eine gesteigerte Subsidenz des gesamten Gebietes gekennzeichnet. Die bisher relativ geringen primären Reliefunterschiede verstärken sich nun bis zur Bildung der großen Faziesgegensätze zwischen Plattform und Becken. Die "Reiflinger Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974), ein Umschlag in eine pelagisch beeinflusste Sedimentation, steht am Beginn dieses 2. Großzyklus. Im südlichen Valle d'Angheraz geht der

oberanisische Sarldolomit in den unterladinischen Schlerndolomit über. Hier entwickelt sich eine Karbonatplattform, die von der Pale di San Martino über die Pale di San Lucano bis zur Civetta reicht. Nördlich davon treten dagegen die Plattenkalke der Livinallongo-Formation auf, die unter ruhigen Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden. In diesem abgeschnürten Hungerbecken herrscht eine stark eingeschränkte Wasserzirkulation, sodaß sich euxinische Verhältnisse ausbilden können. Die Entstehung eines weitverbreiteten debris-flow-Horizontes geht auf Reliefunterschiede in Verbindung mit tektonischer Aktivität zurück.

Die starke Subsidenz kann nur durch das rasche, vertikale Wachstum der Karbonatplattform ausgeglichen werden, wogegen die Beckensedimentation viel geringer ist. Sie beträgt etwa ein Viertel der Sedimentationsrate auf der Plattform (ROEDER, 1987). Damit ist die Sedimentation im Becken schwächer als die Subsidenz, was zu einer progressiven Vertiefung des Beckens führt. Außerdem nehmen die Reliefunterschiede zwischen Karbonatplatt-

form und Becken immer mehr zu und erreichen schließlich 900 m; dadurch kommt es auch zu einer Versteilung des Plattformhanges von 24° bis zu 38°. Im Unterladin treten erstmals auch vulkanogene Sedimente auf. Der Herkunftsort der Pietra Verdeliegt außerhalb des Gebietes. PISA et al. (1980) nehmen an, daß das Material von einer Vulkanette stammt, die entlang der südlichen Grenze der Südalpen lokalisiert wird.

Im Grenzbereich Unter-/Oberladin wird das Plattformwachstum beendet, die Plattform taucht zumindest in den Randbereichen auf und wird der Verkarstung unterworfen. Gleichzeitig ist auch die karbonatische Beckensedimentation der Buchensteiner Schichten beendet. Dieser Vorgang markiert einen Wendepunkt in der paläogeographischen Entwicklung: Nach der Ablagerung des Richthofen-Konglomerats war der Raum geprägt durch eine anhaltende Subsidenz, die im Anis noch langsam einsetzte und sich ab dem Unterladin verstärkte. An der Grenze zum Oberladin ist die Subsidenz nunmehr zum Stillstand gekommen.

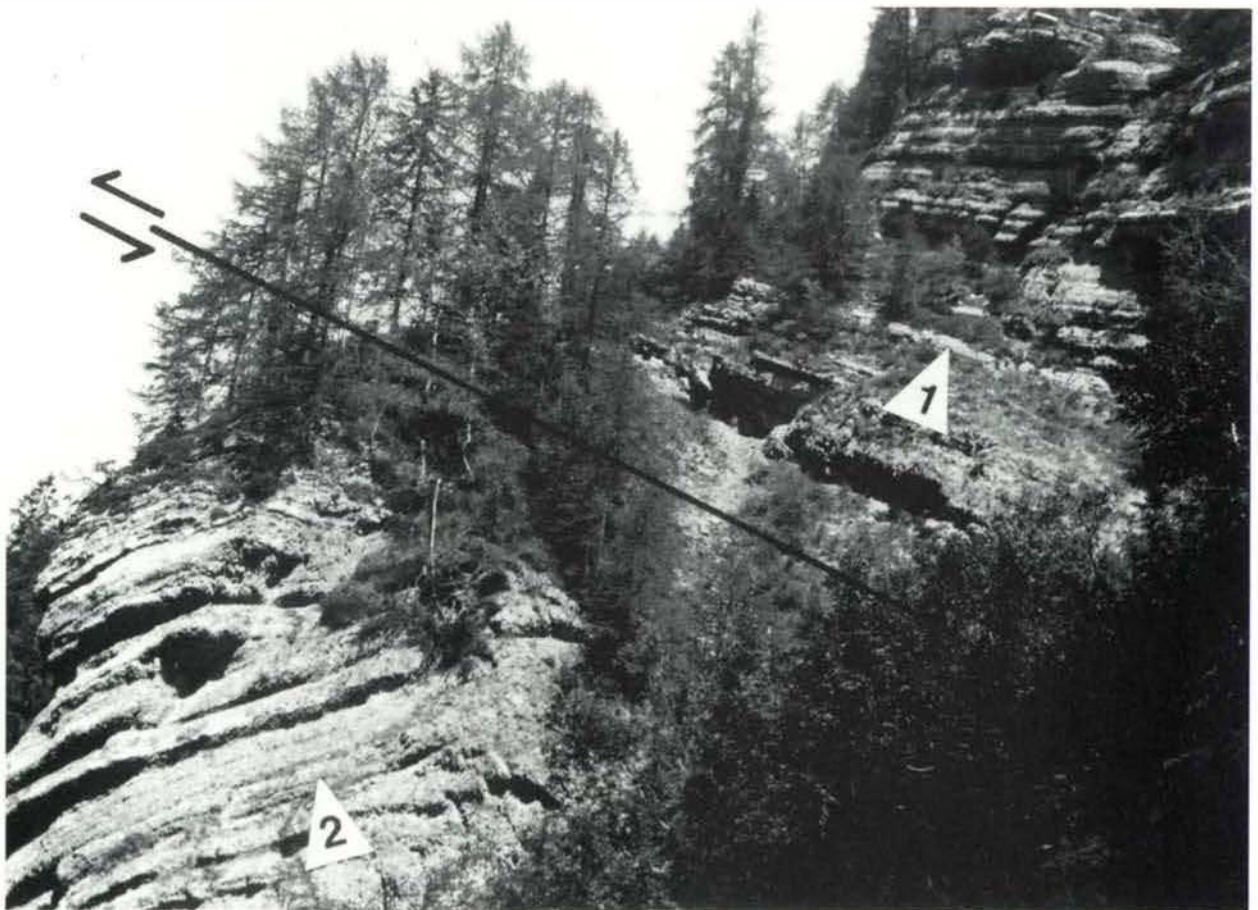


Abb. 9:

1) Kalke von Morbiac, 2) Buchensteiner Schichten

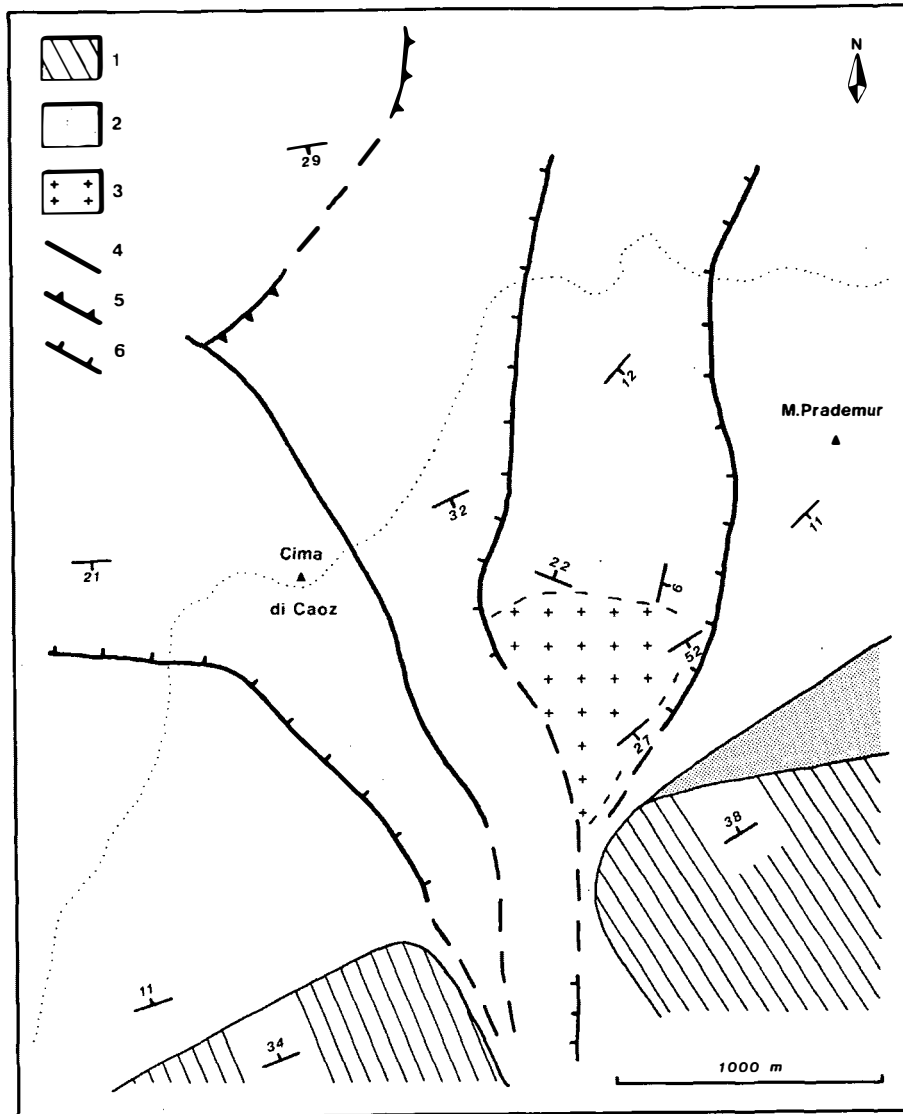


Abb. 10:

Grabenbruchartiges Störungssystem am Cima di Caoz

- |   |  |
|---|--|
| 1) Übergusschichten des Schlerndolomits               | 4) Störung mit unbekanntem Bewegungssinn |
| 2) Auflager von Wengener Schichten auf dem Paläoslope | 5) Aufschiebung                          |
| 3) Zentrum der oberladinischen Intrusion              | 6) Abschiebung                           |

Rote Hohlraumfüllungen im Schlerndolomit in Verbindung mit dem Internrelief von angelösten und aufgearbeiteten Karbonatklasten sind Anzeichen für den Auftauchbereich. In der nachfolgenden Wengen-Formation finden sich Cipit-Blöcke, die auch Karstmerkmale zeigen. Solche Cipit-Blöcke entstehen besonders während Auftauchphasen von Karbonatplattformen (WENDT & FÜR-SICH, 1980). Pflanzenreste in den obersten Schichten der Livinallongo-Formation können von bereits aufgetauchten Teilen stammen. Der regressive Trend beginnt mit dem Ende des Plattformwachstums und findet seinen Höhepunkt in der lokalen Kompression im Oberladin, die ihr Zentrum im Gebiet der Marmolada hatte (BLENDINGER, 1985). Im Oberladin kommt es zur Auffüllung des

Beckens durch Vulkanite und Vulkanoklastika. Das unterladinische Relief wird dadurch konserviert. Die Entstehung einer Tuff-Kalk-Breccie geht auf vulkanotektonische Ereignisse zurück. An Spalten, die im Beckeninnern aufreißen, kommt es zu submarinen Eruptionen und zur Bildung von Pillow-Lava. Aufgrund der Zusammensetzung ist eine Verbindung mit dem Subvulkan anzunehmen (SOMMAVILLA, 1970), der in die Buchensteiner Formation eindringt und diese dachartig aufwölbt.



#### 4. Mitteltriassische und jüngere Tektonik

Nach der Hebung und Erosion im mittleren Anis, deren Folge die Entstehung des Richthofen-Konglomerats war, fanden weitere tektonische Ereignisse in der mittleren Trias statt. Ein Ergebnis davon ist die Überschiebung, die vom Val dei Vanidiei ins Valle di Longhere verläuft und mit 25° nach Südosten einfällt (Abb. 9). Sie entstand vermutlich aufgrund der Kompression, die zu dieser Zeit auch das Auftauchen der Plattform bewirkte. Die Überschiebung verdoppelt nördlich des Val dei Vanidiei die Morbiac-Kalke und die Buchensteiner Schichten und wird in ihrem mittleren Teil von oberladinischen Vulkaniten überlagert. Im Südwesten wird sie von einer Störung abgeschnitten, die entlang dem Val del Zei verläuft. Daher muß die Überschiebung zwischen dem Unter- und dem Oberladin stattgefunden haben, was sich nicht mit den Angaben von SARTI & ARDIZZONI (1984) deckt, die diese Störung für alpidisch halten.

Die folgenden vier Abschiebungen ergeben ein Grabenbruch-System, dessen Mitte etwa mit dem Zentrum des Subvulkans übereinstimmt (Abb. 10). Durch eine Entleerung der Magmenkammer könnte dieser Einbruch erfolgt sein. Alle vier Störungen weisen mit ihrem südlichen Ende auf das Bordina-Tal. Offensichtlich handelt es sich um ein Störungsbündel, das nach Norden hin aufgefächert ist und im Bordina-Tal zusammenläuft. Die westlichste dieser Störungen gehört noch zur mitteltriassischen Phase. Entlang dem Valle delle Scale wurde die nordöstliche Scholle um 150 m abgeschoben. Die stark erhöhte Mächtigkeit des vulkanischen Materials in den Banche di Caoz, die durch diese Störung begrenzt wird, spricht für einen Zusammenhang der Abschiebung mit der oberladinischen Intrusion.

Drei weitere Störungen stellen die jüngeren tektonischen Ereignisse dar, die ein obertriassisches oder alpidisches Alter haben. Da sie die Wengener Formation einschließlich dem Marmolada-Konglomerat durchschlagen, kommt ein ladinisches Alter, wie es von SARTI & ARDIZZONI (1984) angegeben wurde, nicht in Frage. Das Val del Zei bildet eine tektonische Trennungslinie zwischen der Pillow-Breccie im Südwesten und dem Marmolada-Konglomerat im Nordosten des Arbeitsgebietes. Hierbei handelt es sich vermutlich um eine Abschiebung der östlichen Scholle, wie aus der Verbreitung der Wengener Formation abzuleiten ist. Kleinere Bewegungen mit Blattverschiebungscharakter haben dabei ebenfalls eine Rolle gespielt.

Die zwei Störungen, die durch die Cime dei Vanidiei bzw. Forcella di Pape verlaufen, haben etwa Nord-Süd-Richtung. Sie fallen annähernd saiger ein und schieben ihre westlichen Schollen um 700 m an den Cime dei Vanidiei

bzw. um 350 m an der Forcella di Pape ab. Sie stellen die jüngsten tektonischen Ereignisse in diesem Gebiet dar.

#### Dank

Unser Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. WENDT für die Betreuung dieser Arbeit, unseren Freunden Dr. E. BUTTERSACK und Dr. W. BLENDINGER für zahlreiche Anregungen und Diskussionen, und der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT für die finanzielle Unterstützung. Der Familie DEOLA sowie den Bürgermeistern von Canale d'Agordo und Taibon Agordino sei für die freundliche Aufnahme herzlich gedankt.

#### Literatur

- ASSERETO, R., BRUSCA, C., GAETANI, M. & JADOU, F. (1977): The Pb-Zn-mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. - *L'Industria mineraria*, 28, 1-34, 23 Abb., Roma.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olinger Dolomiten, Südtirol). - *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9-103, 4 Abb., 2 Tab., 17 Taf., Innsbruck.
- BERG, G. (1944): Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. - *Arch. Lagerstättenforsch.*, 76, Berlin.
- BLENDINGER, W. (1985): Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps). - *Tectonophysics*, 113, 105-121, 8 Abb., Amsterdam.
- BOSELLINI, A. (1964): Prima segnalazione di lacune stratigrafiche nel Trias inferiore delle Dolomiti. - *Rend. Acc. Naz. Lincei*, s. 8, 36, 2, 204-210, 3 Abb., 6 Taf., Roma.
- BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: Examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. - *Sedimentology*, 31, 1-24, 20 Abb., Amsterdam.
- BOSELLINI, A. & FERRI, R. (1980): La formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di S. Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). - *Annali Univ. Ferrara*, s. 9, 6, 63-89, 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Ferrara.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 4, 435-475, 25 Abb., Wien.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. - *Exkursionsführer 4. Jahrestagung Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern 1982*, 1-42.
- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: Sedimentologia e biostratigrafia. -

- Riv. Ital. Paleont. Strat., **88**, 4, 501–598, 27 Abb., 6 Taf., Milano.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps. II: A geodynamic model. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1111–1124, 3 Abb., Milano.
- CASTIGLIONI, B. (1939): Il gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche). - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1–104, 12 Abb., 2 Taf., Padova.
- CROS, P. & LAGNY, P. (1969): Paléokarsts dan le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique. - Sc. Terre, **14**, 2, 139–195, 20 Abb., 3 Taf., Nancy.
- DEZANCHE, V. & FARABEGOLI, E. (1982): Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 9, 299–308, 3 Abb., Innsbruck.
- FARABEGOLI, E., PISA, G. & OTT, E. (1977): Risultati preliminari sull' Anisico della conca di Agordo e dell' alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 659–703, 11 Abb., Roma.
- FÜRSICH, F.T. (1973): Thalassinoides and the origin of nodular limestone in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**, 136–156, 8 Abb., Stuttgart.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. - 1019 S., 519 Abb., 74 Taf., Trento.
- MEISCHNER, D. (1965): Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). - Abh. Hess. L.A. Bodenforsch., **39**, 1–47, 15 Abb., 7 Tab., 7 Taf., Wiesbaden.
- MOJSISOVICS, E. (1879): Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. - 552 S., 109 Abb., 5 Tab., 30 Taf., Wien.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - 248 S., 17 Abb., 14 Taf., Wien.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps. I: A review of general data in the Dolomites. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1093–1110, 5 Abb., Milano.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. (1978): Stratigrafia e Paleogeografia dei Terreni Anisici della conca di Agordo e dell' alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem. Soc. Geol. Ital., **18**, 63–92, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Bologna.
- ROEDER, K.H. (1987): Evolution of the Early Ladinian Paleoslope of the Pale di San Martino-San Lucano (Dolomites, Italy). - Giorn. Geol., **49**, 1, 51–61, 8 Abb., Bologna.
- ROSSI, D. (1973): Il conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. - Atti Acc. Rov. Agiati, s. 6 B, **10**, 13, 3–20, 2 Taf., Trento.
- SARTI, M. & ARDIZZONI, F. (1984): Tettonica Triassica nel Gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi). - Mem. Soc. Geol. Ital., **36**, 353–370, 12 Abb., 1 Karte, Padova.
- SOMMAVILLA, E. (1970): Monzonite con differenziazioni basiche e alcaline, e passaggio graduale a lava latitica, a nord delle Pale di S. Martino (Dolomiti, Italia). - Studi Trent. Sc. Nat., s. A, **47**, 1, 135–160, 16 Abb., Trento.
- VIEL, G. (1979): Litostratigrafia ladinica: Una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell' area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 85–125 und 297–352, 39 Abb., Milano.
- WENDT, J. & FÜRSICH, F.T. (1980): Facies analysis and paleogeography of the Cassian Formation, Triassic, Southern Alps. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1003–1088, 5 Abb., 2 Taf., Milano.
- ZAMPIERI, D. (1987): La piattaforma carbonatica Triassica delle Pale di San Martino (Dolomiti). - Mem. Soc. Geol. Ital., **39**, 73–83, 8 Abb., 1 Taf., Padova.

*Anschriften der Verfasser:*

*Dipl.-Geol. Karl-Heinz Roeder, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen;*  
*Dipl.-Geol. Astrid Muehl, St Peter's Rectory, 42 Pasturegate, Burnley, Lancashire BB11 4DE, Great Britain*

eingereicht: 21. Juli 1987

angenommen: 21. Sept. 1988

## DAS INKOHLUNGSBILD AUSGEWÄHLTER ALPNER KOHLENREVIERE - ZUR FRAGE DES EINFLUSSES TEKTONISCHEN DRUCKES AUF DIE CHEMISCHE INKOHLUNG\*

R.F. Sachsenhofer, Leoben

Mit 10 Abbildungen

**Zusammenfassung:** Während nach heutiger Lehrmeinung Temperatur und Zeit die chemischen Veränderungen beim Inkohlungsprozeß steuern, wurde früher der relativ hohe Inkohlungsgrad mancher tektonisch beanspruchter Kohlen (z. B.: triadische Steinkohlen der nordöstlichen Kalkalpen, jungtertiäre Glanzbraunkohlen der Reviere Fohnsdorf und Leoben) durch den Einfluß des tektonischen Druckes erklärt. Die Inkohlungsstadien obgenannter Reviere wurden daher auf etwaige Einwirkungen des tektonischen Druckes untersucht. Es stellte sich heraus, daß: 1. unterschiedliche geothermische Gradienten in vorcenomaner Zeit für regional unterschiedliche Inkohlung der Kohlen der nordöstlichen Kalkalpen verantwortlich sind; 2. erhöhte geothermische Gradienten und große Überlagerungsmächtigkeiten in vortektonischer (vorbadeniener) Zeit die hohe Inkohlung des Fohnsdorfer Revieres verursachten; 3. der hohe Inkohlungsgrad der Leobener Kohlen vermutlich auf nachtektonische Temperaturerhöhung infolge tiefer Versenkung bei der Einmuldung des Leobener Tertiärbeckens zurückzuführen ist. Man kann daher davon ausgehen, daß auch in diesen Revieren tektonischer Druck keinen Einfluß auf die chemische Inkohlung ausgeübt hat.

**Abstract:** Temperature and time are presently considered to be the main factors for chemical coalification reactions. Previously an influence of tectonic stress was deduced from highly coalified tectonized coals; e. g. Mesozoic medium and high volatile bituminous coals of the northeastern Calcareous Alps, Tertiary sub-bituminous coals of the Fohnsdorf and Leoben coal district. Coalification patterns of these coal districts were examined. It was concluded that: 1. variable geothermal gradients in pretectonic (pre-Upper Cretaceous) times caused the variable rank of the coals of the northeastern Calcareous Alps; 2. raised geothermal gradients and deep burial in pretectonic (pre-Badenian) times caused the high rank of the coals from Fohnsdorf; 3. probably raised temperatures in posttectonic time as a result of deep burial caused the high rank of the coals from Leoben.

### 1. Einleitung und Problemstellung

Der Inkohlungsprozeß wird in einen physikalisch-strukturellen und einen chemischen Teil eingeteilt (TEICHMÜLLER, 1954, 1982). Die strukturelle Inkohlung äußert sich z. B. in einer Abnahme des Wassergehaltes oder der optischen Anisotropie mancher Kohlen. Druck spielt bei der strukturellen Inkohlung sicher eine große Rolle. Die chemischen Veränderungen (Zunahme des C-Gehaltes etc.) werden dagegen nach heutiger Lehrmeinung nur durch die Faktoren Temperatur und Zeit gesteuert (TEICHMÜLLER, 1987). Der chemische Inkohlungsgrad ist daher ein ausgezeichnetes Paläogeothermometer. Ein geeigneter Parameter zur Erfassung des chemischen Inkohlungsgrades ist die mittlere Vitrinitreflexion (MACKOWSKY, 1982).

Bis vor ca. 30 Jahren war die Frage nach den Ursachen der chemischen Inkohlung allerdings umstritten. Druck, insbesondere tektonischer Druck wurde als wesentlicher Faktor auch der chemischen Kohlenreifung angeführt (z. B. PETRASCHECK, 1922; PETRASCHECK,

1956). Diese, bei manchen Geologen nach wie vor tief verwurzelte Meinung stützte sich auf die Beobachtung, daß Kohlen in gefalteten Schichten häufig höher inkohlt sind als Kohlen in ungefalteten.

Im folgenden sollen die Inkohlungsbilder dreier alpiner Kohlenreviere vorgestellt werden, deren relativ hohe Qualität ihrer tektonisch beanspruchten Kohlen den Einfluß des tektonischen Druckes zu bestätigen schien (PETRASCHECK, 1922, S. 46). Es sind dies die nordöstlichen Kalkalpen mit ihren triadischen Kohlen ("Lunzer Kohlenrevier") sowie das Fohnsdorfer und das Leobener Revier mit ihren karpatischen Kohlenserien.

Es wird untersucht, ob die Inkohlungsbilder dieser Reviere tatsächlich eine Beteiligung des tektonischen Druckes an den chemischen Veränderungen während des Inkohlungsprozesses zwingend nahelegen. Von besonderer Bedeutung ist in diesem Zusammenhang die Frage nach dem zeitlichen Verhältnis von Inkohlung und Tektonik.

\* Vortrag, gehalten beim Informationstreffen österreichischer Sedimentologen in Innsbruck, am 29.4.1988



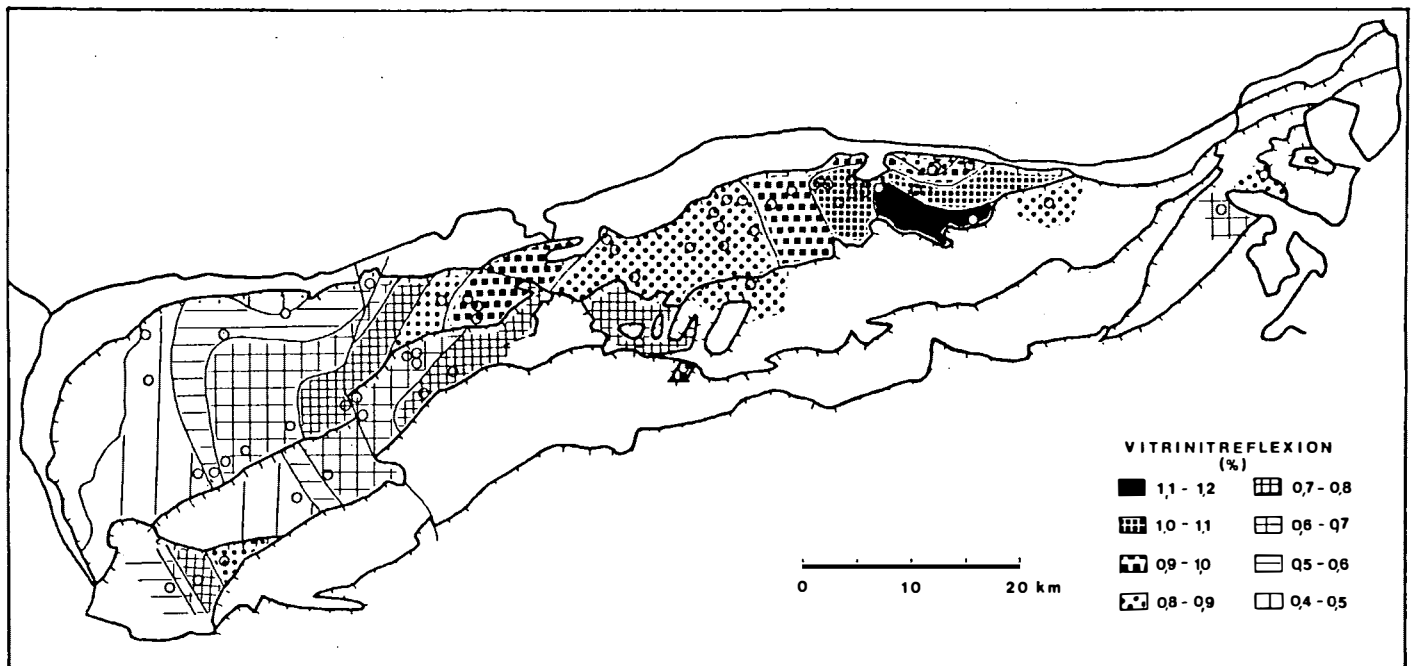


Abb. 2:  
Inkohlungskarte der Lunzer Schichten der östlichen Kalkvorpalen auf Basis der Vitrinitreflexion  
(aus SACHSENHOFER, 1987).

Weitserkennt man, daß die Kohlen keinerlei Anzeichen einer Naturbrikettbildung erkennen lassen, da die Zwickel zwischen den einzelnen Kohlenpartikel offen sind. Nach- oder syntektonische Inkohlung im Bezug auf die Mediterrane und Austrische Phase ist daher auszuschließen. Es handelt sich also um eine transportierte Inkohlung. Die bedeutenden tektonischen Kräfte, die zur Ausbildung des Schuppen- und Deckenbaus und zur Mylonitisierung der Kohlen geführt haben, haben offensichtlich keinen Einfluß auf die Inkohlung gehabt. (Die älteren tektonischen Phasen zwischen Trias und Oberkreide betrafen die Kohlen deutlich weniger; NEUBAUER, 1949).

Der Grund für die Inkohlungsunterschiede ist daher, daß der Zeitfaktor bei den gleich alten Kohlen wohl keine Rolle spielen darf, in unterschiedlicher Erwärmung der kohlenführenden Schichten in vorcenomaner Zeit zu suchen. Da wir aus den Untersuchungen von SPENGLER (1928) bzw. STEINER (1968) wissen, daß die Überlagerungsmächtigkeiten im höchst und im geringst inkohlten Gebiet ungefähr gleich groß waren, muß die unterschiedliche Erwärmung auf unterschiedliche paläogeothermische Gradienten zurückgeführt werden (SACHSENHOFER, 1987).

### 3. Die Reviere Fohnsdorf und Leoben

Das Fohnsdorfer und das Leobener Kohlenbecken gehören jener Kette von Tertiärbecken an, die als Norische Senke bezeichnet wird. Die Norische Senke erstreckt sich vom Lungau bis in das südliche Wiener Becken (Hart/Gloggnitz; Abb. 3).

Einige der tief eingemuldeten Tertiärbecken, z. B. jene von Fohnsdorf und Leoben, beinhalten hochwertige Glanzbraunkohlen. Demgegenüber führen die gleich alten aber flach lagernden karpatischen Kohlenserien am Nordrand des Steirischen Beckens (z. B. Köflach) lediglich Weichbraunkohlen (POHL, 1970). Auch diese Diskrepanz wurde auf die Wirkung des tektonischen Druckes zurückgeführt (PETRASCHECK, 1922/29; HABIB, 1976).

Tatsächlich wird eine druckbedingte Beeinflussung der Fohnsdorfer und Leobener Kohlen durch eine - allerdings sehr schwache und daher nur im Durchlicht erkennbare - Anisotropie mit schiefen Auslöschungsrichtungen belegt (PETRASCHECK, 1947; PETRASCHECK, 1954). Diese offensichtliche Spannungsanisotropie, die auf einer druckbedingten Einregelung der als Micellen bezeichneten Aromatcluster der Kohlen beruht, ist aber eine Auswirkung der physikalisch-strukturellen Inkohlung im Sinne von TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1954) und

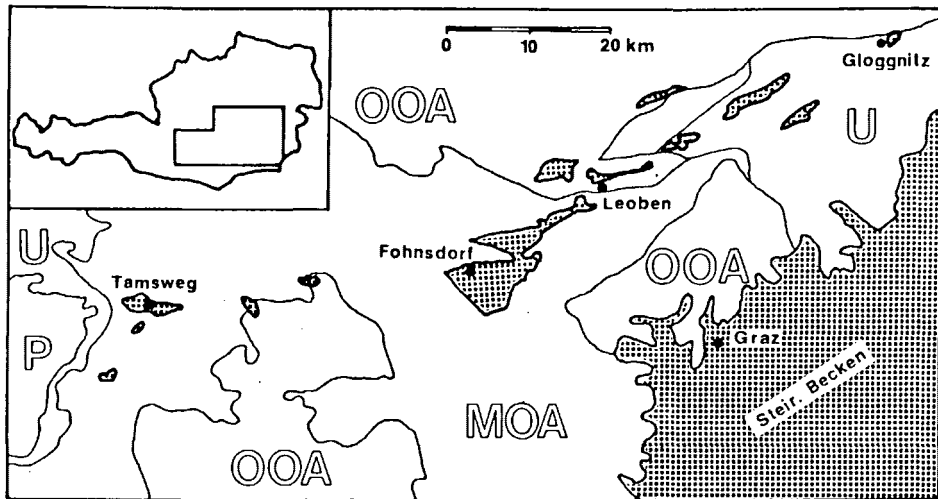


Abb. 3:

Die tektonische Position der Miozän-Becken der Norischen Senke (umgezeichnet nach TOLLMANN, 1985). P - Penninikum; U - Unterostalpin; MOA - Mittelostalpin; OOA - Oberostalpin; gepunktet - kohlenführendes Tertiär.

kann nicht die deutlichen chemischen Unterschiede zwischen den Kohlen der Norischen Senke und den Weichbraunkohlen des Steirischen Beckens erklären. Wohl aber kann die offensichtlich weit fortgeschrittene strukturelle Inkohlung den für Glanzbraunkohlen sehr geringen Wassergehalt der Kohlen der Norischen Senke von zum Teil weniger als 10 % erklären.

### 3.1. Fohnsdorf

Das Knittelfeld-Fohnsdorfer Tertiärbecken nimmt im Rahmen der übrigen Becken der Mur-Mürzfurche in bezug auf flächenmäßige Verbreitung und Mächtigkeit der Beckenfüllung eine Sonderstellung ein. Während die Sedimentmächtigkeit in der Regel wenige 100 m nicht übersteigt, beträgt sie im Knittelfeld-Fohnsdorfer Tertiär mehr als 3000 m (POLESNY, 1970). Ein Profil durch den westlichen Beckenteil (Abb. 4) veranschaulicht die Tektonik. Es zeigt den für viele Tertiärbecken der Norischen Senke charakteristischen asymmetrischen Bau mit steil gestelltem, z. T. sogar überkipptem Südschenkel und einem relativ flach lagernden Nordschenkel.

Der Bergbau ging im Nordschenkel um. Er verfolgte das Flöz bis 350 m unter den Meeresspiegel (WEBER & WEISS, 1983). Der Ausbläbereich des Flözes liegt dagegen in über +800 m SH, wodurch vom Verfasser die Veränderung des Inkohlungsgrades über ein Teufenintervall

von mehr als 1100 m beobachtet werden konnte. (Das Probenmaterial stammt von einer Dissertation, die knapp vor Schließung des Bergbaus abgefaßt wurde; HABIB, 1976).

Es zeigte sich, daß der Inkohlungsgrad im Flözhorizont sowohl in Bezug auf die Vitrinitreflexion als auch im Bezug auf die hygroskopische Feuchtigkeit nur sehr zögernd zunimmt. Die Vitrinitreflexion nimmt mit 0,08 %/km zu, der Wassergehalt des Vitrinites mit ca. 2-3%/km ab (Abb. 5).

Zusätzlich zur Inkohlung des Flözhorizontes wurde der Reifegrad von kohligem Material aus den Hangendschichten bestimmt. Dieses Material stammt von einer Bohrung, die 2 km westlich des Wodzicki-Schachtes (siehe Abb. 4) abgeteuft wurde. (Die Kerne der in Abb. 4 eingetragenen Schurfbohrungen wurden vor wenigen Jahren vernichtet.)

Aus den Meßdaten des Flözhorizontes und der Hangendschichten ergibt sich für den Bereich des ehemaligen Bergbaus folgendes Inkohlungsbild (Abb. 6):

Die Linien gleicher chemischer Inkohlung (Isoreflektionen) tauchen ungefähr parallel mit dem Schichteinfallen ab. Da die Isoreflektionen mit dem Sediment mitgekippt wurden, muß die chemische Inkohlung vor der Haupteinmündung abgeschlossen gewesen sein. Der spitzwinkelige Verschnitt von Isoreflektionen und Schichteinfallen ergibt sich aus der von METZ (1973) beschriebenen synsedi-

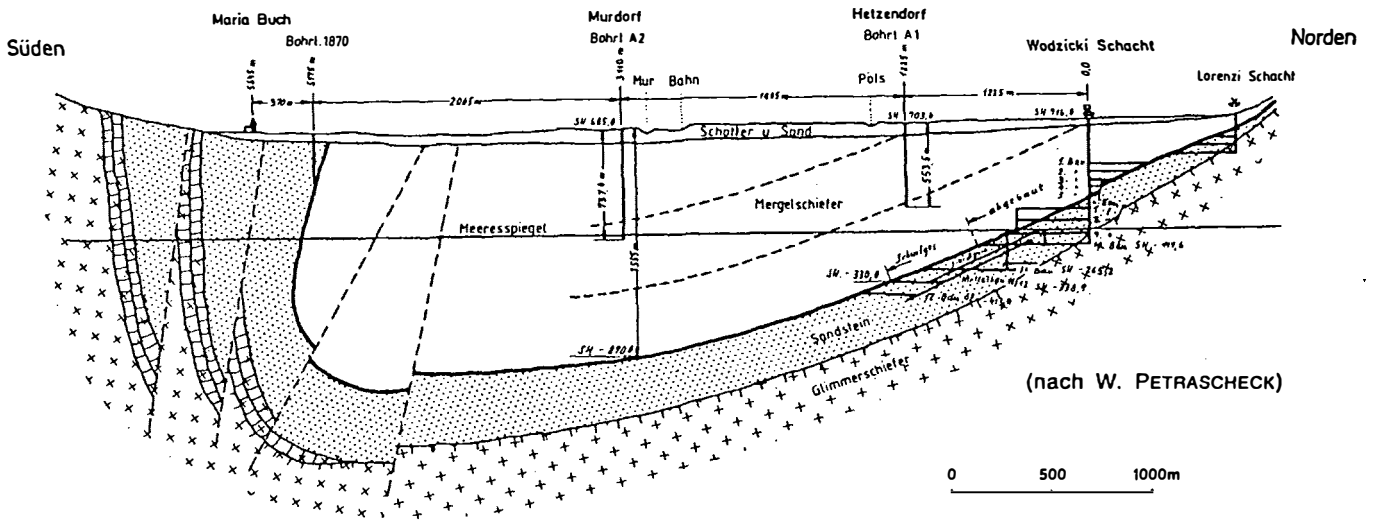


Abb. 4

Schematisches Profil durch das Fohnsdorfer Tertiärbecken (aus WEBER & WEISS, 1983).

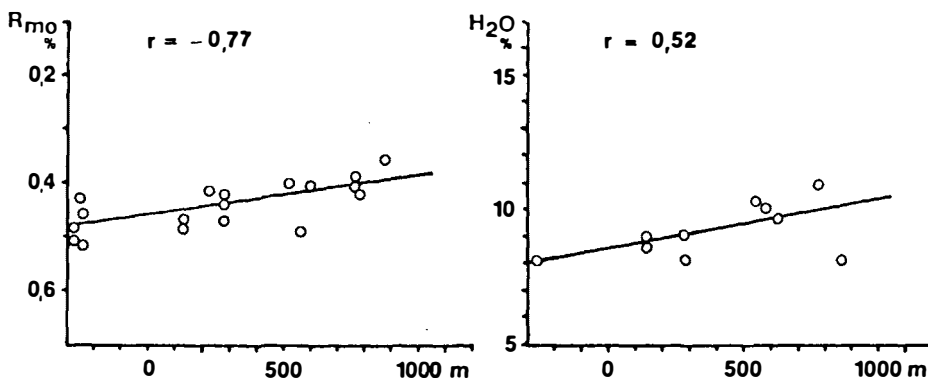


Abb. 5:

Korrelation zwischen Vitritreflexion ( $R_{mo}$ ) bzw. hygroskopischer Feuchtigkeit ( $H_2O$ ) und der heutigen Höhenlage der Kohlen im Fohnsdorfer Revier.

mentären Absenkungstektonik, bzw. der dadurch bedingten Zunahme der Überlagerungsmächtigkeit und damit der Temperatur im Flözhorizont gegen die Beckenmitte hin. Die Einengungstektonik hat offensichtlich keinen Einfluß auf den Inkohlungsgrad ausgeübt, sondern lediglich den Kohlen die Spannungsanisotropie aufgeprägt.

Der Inkohlungsgradient, gemessen senkrecht auf die Isoreflexionen, beträgt 0,3 %/km. Das ist ein Wert, der gestützt auf Literaturangaben über die paläogeothermischen Verhältnisse in verschiedenen tertiären Sedimentbecken (BUNTEBARTH, 1979; JAKOB et al., 1982; REUTTER et al., 1983) auf einen leicht erhöhten paläogeothermischen Gradienten schließen läßt.

Die Annahme einer vortektonischen Inkohlung, die alleine durch den Faktor Temperatur gesteuert wurde, stößt auch deshalb auf keine Schwierigkeiten, weil die Überlagerungsmächtigkeit im Knittelfeld-Fohnsdorfer Tertiärbecken so ungewöhnlich groß war.

### 3.2. Leoben

Anders liegen die Verhältnisse im Leobener Tertiär. Hier beträgt die heute erkennbare Überlagerungsmächtigkeit lediglich 300-400 m. Die Überlagerungsmächtigkeit liegt damit in der Größenordnung jener der Weichbraunkohlenführenden Köflacher Flöze. Es war daher insbesondere in diesem Revier naheliegend, an einen Einfluß des tektonischen Druckes zu denken.

Vorauszuschicken ist, daß wegen fehlender Bohrkernbezeichnungen bzw. der für Inkohlungsuntersuchungen ungünstigen Aufschlußverhältnisse an dieser Stelle nur eine vorläufige Abklärung des Inkohlungsbildes des Leobener Revieres geboten werden kann.

Das Leobener Tertiär befindet sich nördlich der Mur, von der Stadt durch einen schmalen Grundgebirgsrücken getrennt (Abb. 7). Das Profil (Abb. 8), dessen Lage durch die strichlierte Linie in Abb. 7 markiert wird und das ungefähr dem Seegraben folgt, zeigt den typischen asymmetrischen Bau der Tertiärbecken der Norischen Senke. Das Muldentiefste liegt in knapp unter 300 m SH, gegen Norden erstreckt sich das Tertiär bis in über 1000 m Höhe. Entlang der südlichen Randstörung ist das Flöz kräftig geschleppt und gestaucht.

Auflichtbilder der tektonisierten Leobener Kohlen zeigen hochgradig plastische Verformung (PETRASCHECK, 1940; Taf. 17). Es finden sich Knetstrukturen und Wirbelfalten. Andererseits erkennt man, daß Mikroverwerfer in der Kohle nachträglich vollständig verheilt sind. Damit hängt zusammen, daß die tektonisch durchbe-

wegten Kohlen hart und fest sind (Abb. 9). PETRASCHECK (1940) leitete davon ab, daß die Inkohlung die Deformation der Kohlen überdauert hat.

Gleichfalls für posttektonische (oder spät-syntektonische) Inkohlung spricht, daß der Inkohlungsgrad im Flözhorizont von den hochgelegenen Muldenflügeln gegen den Muldenkern hin drastisch zunimmt. Die Vitrinitreflexion nimmt mit ca. 0,21 %/km zu und erreicht im Muldentiefsten knapp über 0,5 %; die hygroskopische Feuchtigkeit nimmt mit 10,8 %/km ab (Abb. 10). Die Gradienten sind damit um ein mehrfaches höher als im prätektonisch inkohlten Fohnsdorfer Flözhorizont.

Die Untersuchungen bezüglich des Inkohlungsgrades der Hangendschichten mußten sich auf die anstehenden Gesteine des Hauptkonglomerates beschränken. In diesen sind Phytoklasten äußerst selten und zudem häufig oxydiert. Ohne eine statistisch genügend große Anzahl von gesicherten Inkohlungsdaten aus den Hangendschichten kann aber die räumliche Lage der Flächen gleicher Inkohlung nicht exakt bestimmt werden. Die wenigen Meßdaten sprechen allerdings für eine sehr flache Lage der Isoreflexionen:

- Vitrinitreflexionswerte aus dem Hauptkonglomerat des Südwestteiles des Leobener Tertiärs sind zwar geringfügig niedriger als für Kohlen des Flözhorizonts der gleichen Höhenlage zu erwarten wäre. Die Werte liegen aber im Streubereich der Meßdaten des Flözhorizontes;
- an angewitterten Phytoklasten aus dem Hauptkonglomerat des Seegrabens wurden Werte gemessen, nach denen die Isoreflexionen mit 4-5° gegen Süden einfallen sollten. Diese Werte sind aber wenig verläßlich, die wahren Werte liegen vermutlich höher und die Isoreflexionen damit flacher.

Die Deformationsbilder der Kohlen deuten in Verbindung mit dem hohen Inkohlungsgradienten im Flözhorizont und der vermutlich flachen Lage der Isoreflexionen darauf hin, daß die Inkohlung erst abgeschlossen war, als die Leobener Tertiärmulde bereits mehr oder weniger als solche vorgelegen hat.

Ob die optische Anisotropie den Kohlen während der Faltung in einem frühen Inkohlungsstadium aufgeprägt wurde, wie PETRASCHECK (1954) vermutete, oder den Glanzbraunkohlen nach Abschluß der Inkohlung wie im Fohnsdorfer Revier, ist schwer zu entscheiden. Letzteres würde bedeuten, daß der gerichtete tektonische Druck nach Abschluß der Deformationen noch anhält.



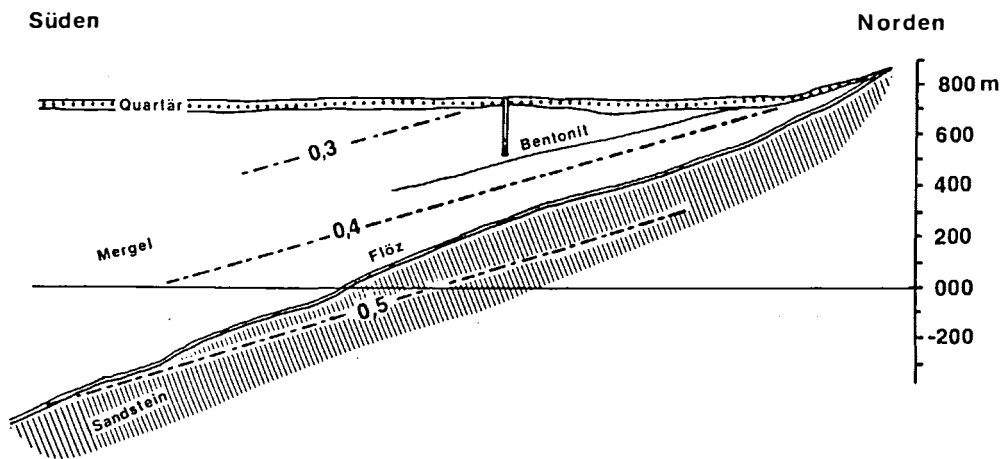


Abb. 6:

Das Inkohlungsbild des Fohnsdorfer Revieres auf Basis der Vitrinitreflexion (strichliert: Isoreflexionen).

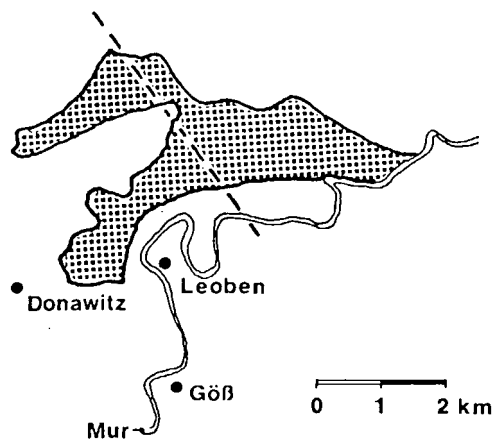


Abb. 7:

Das Tertiär von Leoben (strichliert: Lage des Profils Abb. 8).

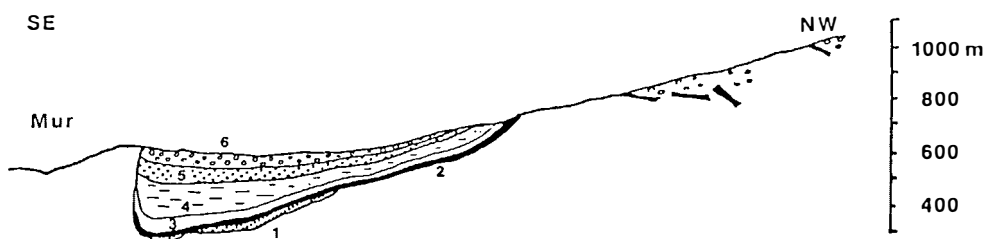


Abb. 8:

Profil durch das Leobener Tertiär im Bereich des Seegrabens.

1 - Liegendschichten; 2 - Flöz; 3 - bituminöse Tonschiefer; 4 - Mergel; 5 - Sandstein; 6 - Hauptkonglomerat.



Abb. 9:  
Gefaltete Kohle aus dem Leobener Revier (Sammlung Geol. Inst. Leoben).

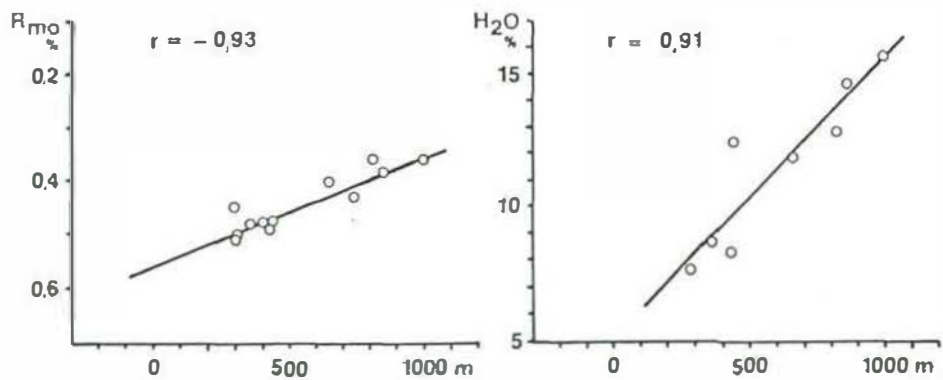


Abb. 10:  
Korrelation zwischen Vitrinitreflexion ( $R_{mo}$ ) bzw. hygroskopischer Feuchtigkeit ( $H_2O$ ) und der heutigen Höhenlage der Kohlen im Leobener Revier.

Nach den obigen Überlegungen kann nicht ausgeschlossen werden, daß zur Zeit der - im wesentlichen nachdeformativen - Inkohlungs tektonischer Druck auf die Kohlen gewirkt hat. Wesentlicher erscheint aber, daß durch die tiefe Einmuldung des Leobner Tertiärs die Überlagerung des Flözhorizontes im Muldenkern deutlich zugenommen hat. Während die primäre Überlagerung wenige 100 m nicht überschritt, beträgt das Teufenintervall vom Muldentiefsten zum heute höchsten Tertiäraufschluß mehr als 750 m. Unter der gut begründeten Annahme nachdeformativer Inkohlung entfällt daher das Hauptargument gegen den Einfluß der Temperatur auf die Inkohlung des Leobner Revieres, nämlich jenes der allzu geringen Überlagerungsmächtigkeit.

Nichtsdestotrotz müssen wegen der fortgeschrittenen Inkohlung auch hochgelegener Flöze (Mattbraunkohlenstadium) überlagernde Sedimente mit einigen 100 m Mächtigkeit bereits erodiert worden sein.

#### 4. Abschließende Bemerkungen

Die Untersuchungen ergaben, daß die Inkohlung des Lunzer Kohlenrevieres älter ist als die tektonischen Phasen, die zur Ausbildung des Schuppen- und Deckenbaus in den niederösterreichischen Kalkvorbergen und zur Mylonitisierung der Kohlen geführt haben. Ein Einfluß tektonischen Druckes auf den Inkohlungsgrad der Lunzer Kohlen ist daher auszuschließen.

Die Inkohlung der Tertiärbecken von Fohnsdorf und Leoben bietet ein differenziertes Bild. Die Inkohlung des Fohnsdorfer Tertiärs ist älter, die Inkohlung des Leobner Tertiärs jünger als die jeweilige Haupttektonik.

Ein Einfluß tektonischer Kräfte auf den Inkohlungsgrad der Fohnsdorfer Kohlen kann daher ausgeschlossen werden.

Für das Leobner Tertiär kann das Vorhandensein tektonischen Druckes während der Inkohlung nicht ausgeschlossen werden. Es besteht jedoch kein zwingender Grund, die fortgeschrittene Inkohlung mit Hilfe des Druckes erklären zu müssen, da durch die Annahme einer posttektonischen Inkohlung nun eine viel mächtigere Überlagerung und damit höhere Temperaturen zur Verfügung stehen. Es ist daher auch im Leobner Revier nicht an der Gültigkeit der Lehrmeinung vom alleinigen Einfluß von Temperatur und Zeit auf den chemischen Inkohlungsgrad zu zweifeln.

Auf den ersten Blick erscheint es vielleicht überraschend, daß die Inkohlung der Norischen Senke unterschiedlich alt ist. Dieses findet jedoch in den unterschiedli-

chen Schichtmächtigkeiten seine logische Erklärung. Die überragende Mächtigkeit der karpatischen Hangendschichten im Fohnsdorfer Becken (im zentralen Becken ca. 1500 m (POLESNY, 1970, S. 47); im Bereich des Bergbaus infolge beckenrandnäherer Position vielleicht 1000 m) bewirkte die zur Reifung der Glanzbraunkohlen nötige hohe Temperatur in vortektonischer Zeit. Ähnliche Überlagerungsmächtigkeiten und damit ähnliche Temperaturen wurden im Leobner Tertiär erst infolge der tiefen Einfaltung erreicht. Die Inkohlung ist daher nachtektonisch.

Wenn auch ein Einfluß des tektonischen Druckes auf die Inkohlung der Glanzbraunkohlen der Norischen Senke weitgehend auszuschließen ist, so scheinen dennoch detaillierte chemische Untersuchungen der tektonisch beanspruchten Kohlen angebracht. Probleme, die es in Zukunft zu lösen gilt sind:

- der für ihren Inkohlungsgrad ungewöhnlich geringe Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (eine Eigenschaft, die die alpinen Glanzbraunkohlen allerdings mit den flach lagernden ost-oberschlesischen Kohlen teilen; PATTEISKY & TEICHMÜLLER, 1960);
- die starke Grubengasführung der Fohnsdorfer Kohlen (PATTEISKY, 1951), die möglicherweise mit dem geringen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen in Verbindung steht.

#### Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn O. Univ.-Prof. Dr. H. F. HOLZER und Herrn Univ. Prof. Dr. F. EBNER für die Durchsicht des Manuskriptes und wertvolle Ratschläge recht herzlich bedanken. Die Geländearbeiten wurden von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unterstützt, wofür ich mich insbesondere bei Herrn emer. O. Univ.-Prof. DDr. W. E. PETRASCHECK herzlich bedanken will. Mein besonderer Dank gilt auch Frau Dr. I. DRAXLER (Geol. B.-A.) und Herrn Dr. M. VINZENZ (FGJ-Leoben) für zur Verfügung gestelltes Probenmaterial.

#### Literatur

- BUNTEBARTH, G. (1979): Eine empirische Methode zur Berechnung von paläogeothermischen Gradienten aus dem Inkohlungsgrad organischer Einlagerungen in Sedimentgesteinen mit Anwendung auf den mittleren Oberrheingraben. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 97-108, 3 Abb., 1 Tab., Krefeld.
- HABIB, B. (1970): Petrologie und Inkohlung der Kohle von Fohnsdorf (Stmk.) - Univeröff. Diss. Montanunivers. Leoben, 96 S., 60 Abb., 4 Tab., Leoben.

- JACOB, H.; KUCKELKORN, K. & MÜLLER, M. (1982): Inkohlung und Tektonik im Bereich der gefalteten Molasse. - Erdöl und Kohle, **35**, 510-518, 9 Abb., 2 Tab., Leinfelden.
- LACKENSCHWEIGER, H. (1937): Die Braunkohlenmulde von Leoben. - Zs. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Dtsch. Reiche, **85**, 209-213, 3 Abb., Berlin.
- MACKOWSKY, M.-Th. (1982): Rank determination by measurement of reflectance on vitrinites. - (In:) STACH, E. et al.: Coal Petrology. - 3. erw. Aufl., 319-329, Abb. 94-96, Tab. 26, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- METZ, K. (1973): Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorfer-Knittelfelder Tertiärbeckens. - Mitt. Abt. Geol. etc. Landesmus. Joanneum, **33**, 4-33, 12 Abb., Graz.
- NEUBAUER, W. (1949): Kohlenpetrographische Untersuchungen an Lunzer Kohlen. - Berg- u. hüttenmänn. Mh., **94**, 355-360, 18 Abb., 1 Taf., Wien.
- PATTEISKY, K. (1951): Beziehungen zwischen Naturfeuchte und Grubengasführung der Braunglanzkohlen von Fohnsdorf und Leoben. - Berg- u. hüttenmänn. Mh., **96**, 125-133, 2 Abb., 5 Zahlentaf., Wien.
- PATTEISKY, K. & TEICHMÜLLER, M. (1960): Inkohlungsverlauf, Inkohlungs-Maßstäbe und Klassifikation der Kohlen auf Grund von Vitrinit-Analysen. - Brennstoff-Chemie, **41**, 3-19, 12 Abb., 3 Taf., Essen.
- PETRASCHECK, W. (1922/29): Allgemeine Kohlengeologie. - (In:) PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, 21-50, Abb. 2-5, Katowice.
- PETRASCHECK, W. (1926/29): Die Steinkohlen der Alpen. - (In:) PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, 299-320, Abb. 177-196, 3 Tab., Katowice.
- PETRASCHECK, W. (1947): Die Metamorphose der Kohle und ihr Einfluß auf die sichtbaren Bestandteile derselben. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **156**, 375-444, 10 Abb., Wien.
- PETRASCHECK, W. (1935): Gefügeuntersuchungen an tektonisch beanspruchten Kohlen. - Z. dt. geol. Ges., **87**, 622-632, Taf. 33-34, Berlin.
- PETRASCHECK, W. (1940): Das tektonische Gefüge alpiner Glanzbraunkohlen. - Z. dt. geol. Ges., **92**, 441-449, 3 Abb., Taf. 17, Berlin.
- PETRASCHECK, W. (1954): Zur optischen Regelung tektonisch beanspruchter Kohlen. - Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., **4**, 232-239, 2 Abb., Wien.
- PETRASCHECK, W. (1956): Kohle - Naturgeschichte eines Rohstoffes. - 104 S., 64 Abb., Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- POHL, W. (1970): Die Kohle des Köflach-Voitsberger Revieres. - Berg- u. hüttenmänn. Mh., **115**, 270-277, 9 Abb., 3 Tab., Wien.
- POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorfer-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 233 S., zahlr. Abb., 15 Beil., Wien.
- REUTTER, K.; TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. & ZANZUCCHI, G. (1983): The coalification pattern in the northern Apennines and its palaeo-geothermic and tectonic significance. - Geol. Rundschau, **72**, 861-893, 8 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. - Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 1-45, 7 Abb., 10 Tab., 2 Taf., Wien.
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. - Jb. geol. B.-A., **78**, 53-144, 14 Abb., Taf. 1-2, Wien.
- STEINER, P. (1968): Geologische Studien im Grenzbe- reich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). - Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud., **18** (1967), 9-88, 9 Abb., Taf. 1-2, Wien.
- TEICHMÜLLER, M. (1987): Recent advances in coalification studies and their application to geology. - (In:) SCOTT, A.C. (Hrsg.): Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances, 127-169, 44 Abb., London (Blackwell).
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1954): Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle. - Geol. Rundschau, **42**, 265-296, 11 Abb., Stuttgart.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1982): The geological basis of coal formation. - (In:) STACH, E. et al.: Coal Petrology. - 3. erw. Aufl., 5-86, Abb. 1-26, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. - Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. - XV, 710 S., 287 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. - Bd. 3, Gesamtübersicht. - X, 718 S., 145 Abb., 8 Tab., Wien (Deuticke).
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. - Archiv Lagerstförsch. Geol. B.-A., **4**, 1-317, 110 Abb., 174 Tab., Wien.

*Anschrift des Verfassers:*

*Dr. Reinhard F. Sachsenhofer, Institut für Geowissenschaften (Geologie), Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben*

eingereicht: 26. Sept. 1988

angenommen: 28. Okt. 1988

## PALÄO GEOGRAPHISCHE ÜBERLEGUNGEN ZU DEN LEITHAKALKKAREALEN (BADENIEN) DER MITTELSTEIRISCHEN SCHWELLE (STEIERMARK)\*

J.G. Friebe, Graz

Mit 9 Abbildungen und 3 Tafeln

**Zusammenfassung:** Die in Bearbeitung stehenden Leithakalkvorkommen zwischen Wildon und Ehrenhausen (Steiermark) werden im Hinblick auf Fazies und paläogeographische Gesamtentwicklung beschrieben und interpretiert. Die Lagenidenzone ist - mit einer Unterbrechung - transgressiv entwickelt, regressive Tendenzen machen sich erst in ihren höchsten Anteilen bemerkbar. An der Ostflanke des Sausal finden sich gewachsene Korallenriffe, ebenso auf den Untiefen über dem "Schlier"-sockel. Nördlich des Sausal bilden sich erste Rhodolithenbänke. Die Sandschalerzone beginnt mit einer Transgression. Im Raum Wildon befindet sich eine ausgedehnte Algenplattform. In der oberen Sandschalerzone und der Buliminen-Bolivinen-Zone sind in den Leithakalkkarealen die Wasserspiegelschwankungen nur gering, während in die Florianer Bucht (? Fan-) Deltas progradieren.

**Abstract:** This paper contains a brief description of the Badenian (Middle Miocene) coralline limestone (Leithakalk) areas between Wildon and Ehrenhausen (Styrian Basin, Austria) and their paleogeographical interpretation. The Lagenidae zone was dominated, with one short interruption, by a massive marine ingression into the Western Styrian Basin. Regressive tendencies occurred only in its uppermost parts. In the east of the Sausal Mountains, which formed islands during the Badenian, patch reefs developed, as well as in the shallow areas above the Karpatian "Schlier" Formation. North of the Sausal, the first algal mounds occurred. The Sandschaler zone began with a new marine transgression. Around Wildon, a widespread rhodolite platform developed. The upper part of the Sandschaler zone and the Bulimina-Bolivina zone shows only little fluctuations of the water depth in the Leithakalk areas, whereas at the same time (? fan) deltas prograded into the shallow marine Western Styrian Basin. The Sarmatian transgression led to strongly reduced salinity and faunal endemism.

### 1. Einleitung

Das Steirische Tertiärbecken ist eine westliche Randbucht der zentralen Paratethys. Es zerfällt in ein Weststeirisches und ein Oststeirisches Becken mit unterschiedlicher Sedimentationsgeschichte. Letzteres läßt sich weiter in Teilbecken untergliedern. Als trennendes Element fungiert die Mittelsteirische Schwelle.

Im Karpatien herrschen im Oststeirischen Becken vollmarine Bedingungen (Steirischer Schlier), während im Weststeirischen Becken limnisch-fluviatile Sedimente zur Ablagerung gelangen (Eibiswalder Schichten). Im Anschluß an die steirische Phase der alpidischen Orogenese (die in etwa mit der Grenze Karpatien/Badenien zusammenfällt) kommt es zu einer marinen Ingression im Weststeirischen Becken. Nach einer kurzen Regressionsphase im oberen Badenien folgt eine neuerliche Transgression im Sarmatien, die jedoch nicht mehr die Ausmaße der badenischen Transgression erreicht (für Details siehe KOLLMANN, 1965, cum lit.).

Die Mittelsteirische (= Sausal-) Schwelle ist seit dem Neogen eine morphologische Hochzone, die das Gra-

zer Paläozoikum des Remschnigg verbindet. Im Badenien ist sie durch Leithakalksedimentation gekennzeichnet. Unter diesem Begriff werden marine Flachwasserkalke unterschiedlicher Ausbildung zusammengefaßt: Corallinaceen- (Schutt-) Kalke, patch reefs und Bryozoen-Kalke (DULLO, 1983).

Der Fossilreichtum regte schon früh zur Bearbeitung an (ROLLE (1855, 1856), HILBER (1877, 1878), STUR (1871). Themenschwerpunkt waren damals die Beziehungen zwischen Leithakalk und den angrenzenden Florianer Schichten des Weststeirischen Beckens. Eine Serie von Dissertationen in den fünfziger Jahren (siehe stellvertretend KOPETZKY, 1957) versuchte, die stratigraphischen Verhältnisse in Anlehnung an das Wiener Becken zu entschlüsseln. Eine Zusammenfassung aller Ergebnisse gibt KOLLMANN (1965). Detailstudien haben FLÜGEL (1972, 1977, 1986), DULLO (1983), HANSEN, MÜLLER & RÖGL (1987) und FRIEBE (1987) bekanntgemacht.

Das Leithakalkkareal der Mittelsteirischen Schwelle läßt sich anhand fazieller und stratigraphischer Kriterien in 5 Großbereiche gliedern (Abb. 1).

\* Vortrag, gehalten beim Informationstreffen österreichischer Sedimentologen in Innsbruck, am 29.4.1988

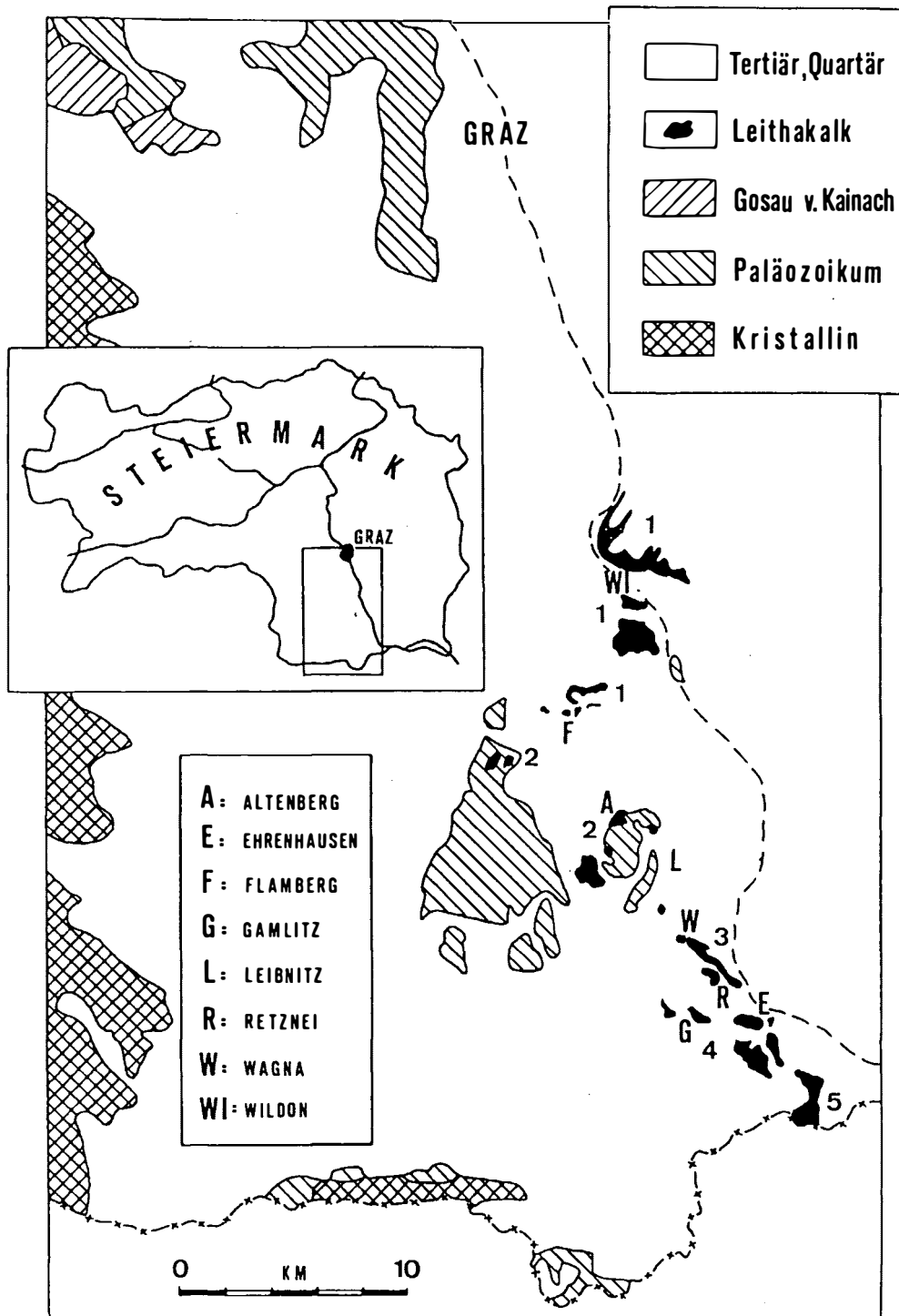


Abb. 1 <sup>(1)</sup>:

Lage der untersuchten Gebiete, umgezeichnet nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984):  
Geologische Karte der Steiermark, 1:200 000

- |  |  |
|--|--|
| 1) Das Leithakalkkareal von Wildon (oberste OLZ bis BBZ)         | 4) "Leithakonglomerat" und Leithakalk der Gamlitzer Bucht (ULZ, OLZ) |
| 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (LZ)                | 5) Die südliche Leithakalkplatte (OLZ)                               |
| 3) Das Leithakalkkareal südlich Leibnitz mit Fleckenriffen (ULZ) |  |

<sup>(1)</sup> Im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:  
 ULZ, OLZ: Untere bzw. Obere Lagenidenzone (unteres Badenien)  
 SZ: Sandschalerzone (mittleres Badenien)  
 BBZ: Buliminen-Bolivinen-Zone (oberes Badenien)

- 1) Die Leithakalkplatte von Wildon (oberste OLZ bis BBZ)
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal nordwestlich Leibnitz (LZ)
- 3) Das Leithakalkareal südlich Leibnitz mit Fleckenriffen (ULZ)
- 4) "Leithakonglomerat" und Leithakalk am Rand der Gamlitzer Bucht (ULZ, OLZ)
- 5) Eine Leithakalkplatte im Süden (OLZ)

Im folgenden sollen die Gebiete 1 bis 3 näher betrachtet werden. Angaben zur Mikrofazies beziehen sich auf DULLO (1983).

Die Arbeit wurde im Rahmen eines seit Herbst 1986 laufenden Forschungsprojektes, welches unter der Nummer P 6051 E vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt wird, und einer laufenden Dissertation unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER durchgeführt.

## 2. Das Leithakalkareal von Wildon

Das Leithakalkareal von Wildon umfaßt den Bereich Kollischberg-Afram NE' der Mur sowie den Wildoner Schloßberg und Buchkogel SW' der Mur. Südlich der Laßnitz verzahnt der Kalk mit den feinklastischen Sedimenten der Flamberger Bucht (Weststeirisches Becken).

Im N bildet leicht mergeliger Silt und Feinsand der OLZ mit Echinoideen und einer reichen marinen Molluskenfauna die Basis. Physikalische Sedimentstrukturen sind der Bioturbation zum Opfer gefallen. Eingeschaltet sind erste detritogene Leithakalkbänke in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies (Taf. 1, Fig. 1). Die Foraminiferenfauna der siltig-mergeligen Fazies wird von *Lenticulina* spp. dominiert, daneben kommen *Nonion commune* (d'ORBIGNY), *Ammonia beccarii* (LINNE), *Globigerinoides trilobus* (REUSS) und *Orbulina suturalis* BROENNIMANN häufiger vor, andere Foraminiferen sind selten, epiphytische Formen fehlen. Lediglich im Bereich der Leithakalkbänke treten Leithakalkformen wie *Amphistegina hauerina* d'ORBIGNY, diverse Elphidien, *Guttulina communis* d'ORBIGNY und andere hinzu.

Die Hauptmasse dieser Sedimente wurde durch (?Fan-) Deltas und seltene Stürme (DECELLES, 1987) eingebracht und in ruhigen Zeiten durch eine reiche Infau-na überarbeitet. Die Wassertiefe wird kaum mehr als 40–50 m betragen haben. Wassertiefe und Wassertrübe verhinderten eine Besiedelung durch Corallinaceen. Sporadisch wurde Algenschutt aus seichteren Partien eingeschüttet.

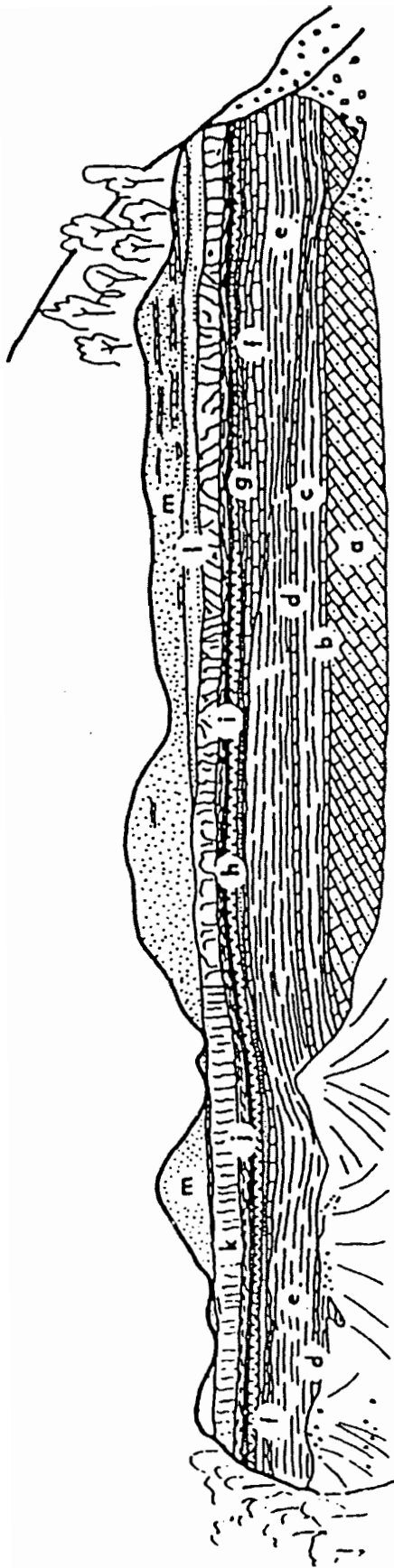
Im Süden bilden Sande unterschiedlicher Korngröße die Basis des Leithakalkes. Sie sind frei von Makro- und Mikrofossilien, zeigen aber stellenweise Bioturbation. Siltige Partien führen oft Blattabdrücke ("*Cinnamomum-Sandstein*" sensu HILBER, 1878). Physikalische Sedimentstrukturen sind in den Mittel- und Grobsanden nur angedeutet (trogförmige Schrägschichtung), Feinsand und Silt sind wellig laminiert mit Wechsellagerung im Millimeterbereich. Es handelt sich um Sandbarren, entstanden durch marine Strömungen im Vorfeld eines Deltas bei nur geringen Transportweiten.

Die Hauptmasse des Leithakalkes kam in der SZ bis BBZ zur Ablagerung. Er bildet eine 120–130 m mächtige Abfolge von Bänken in bioklastischer Rhodolithen- bzw. Algen-Schutt-Fazies (Taf. 1, Fig. 2) von unterschiedlicher Mächtigkeit (im Schnitt 10–50 cm). Sie sind durch dünne Bänder von Amphisteginen-Mergel voneinander getrennt. Ihre Foraminiferenfauna ("Leithakalkfauna", KOPETZKY, 1957) zeigt eine deutliche Vormacht epiphytischer Formen (*Cibicides* spp., *Elphidium* spp.). Verstärkte Zufuhr von terrigenem Material führte zum Absterben der Rhodolithen und ermöglichte das Wachstum von Seegraswiesen. Änderungen in der Foraminiferenfauna werden auf Änderungen der Wassertrübe und (im Gegensatz zu HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987) erst sekundär der Wassertiefe zurückgeführt.

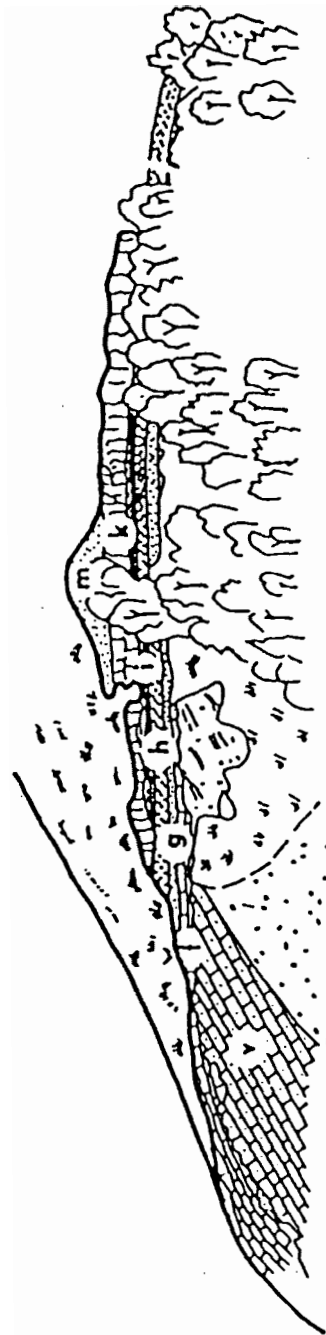
Das Vorkommen von Korallen beschränkt sich auf lokale Korallenrasen (GEISTER, 1983) von *Montastrea* sp., *Tarbellastrea* sp. und *Porites* sp. (FRIEBE, 1987).

Im Norden (Steinbruch Weissenegg, Abb. 2) sind der Algenplattform zwei Schutthalden unterschiedlichen Alters vorgelagert (Taf. 2, Fig. 1). HILBER (1913) sah in der Schrägschichtung einen Hinweis auf tektonische Aktivität. Sie sind in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies ausgebildet und zeigen eine deutliche Sortierung des Algenschutts nach der Korngröße (gröberes Material am Hangfuß). Die Oberkante, und somit der Bildungsraum der Rhodolithen, befand sich knapp unter der Wellenbasis, die Höhendifferenz zwischen Plattform und Florianer Bucht betrug zur Bildungszeit der jüngeren Halde "v" (Schichtenbezeichnungen nach KOLLMANN, 1965) ca. 30 m, das Relief wurde später weitgehend ausgeglichen.

Die Leithakalksedimentation ist im Steinbruch Weissenegg zweimal durch Sandbarren (Aufarbeitungsprodukte eines Deltas) unterbrochen. Schichtkomplex "g" bis "h" zeigt einen übergeordneten coarsening-upward-Trend (Abb. 3). An physikalischen Sedimentstrukturen sind lediglich Kleinrippel zu beobachten. Der Amphisteginenmergel "i" kündigt die Rückkehr zu geringerer Wassertrübe an.



SÜDOST-TEIL



NORDWEST-TEIL

Abb. 2:

Steinbruch Weissenegg: Schichtbezeichnungen nach KOLLMANN (1965); Aufschlußhöhe ca. 70 m



Weissenegg, NW-Bruch (Schicht g, h n. KOLLMANN)

20 cm

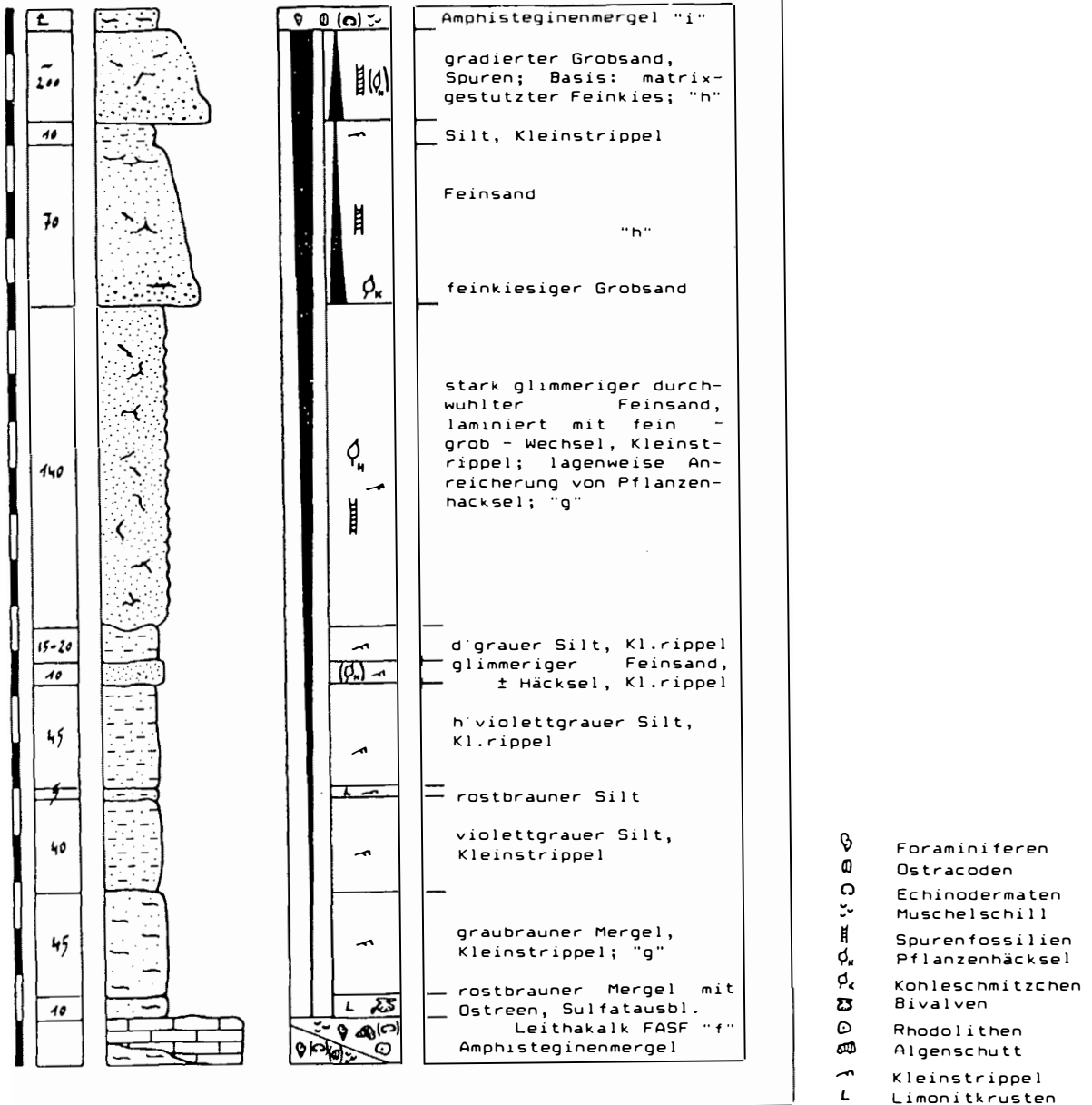
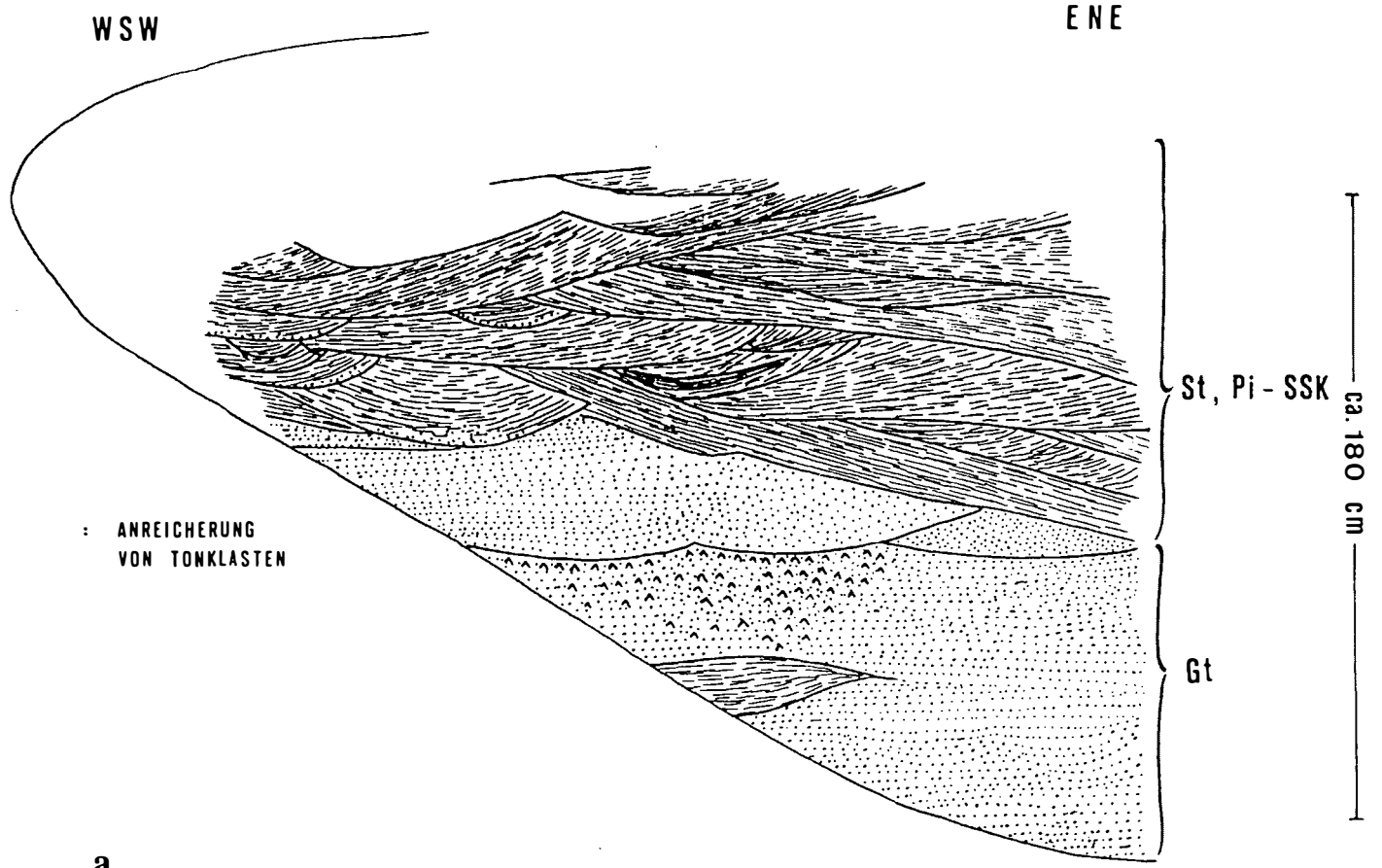
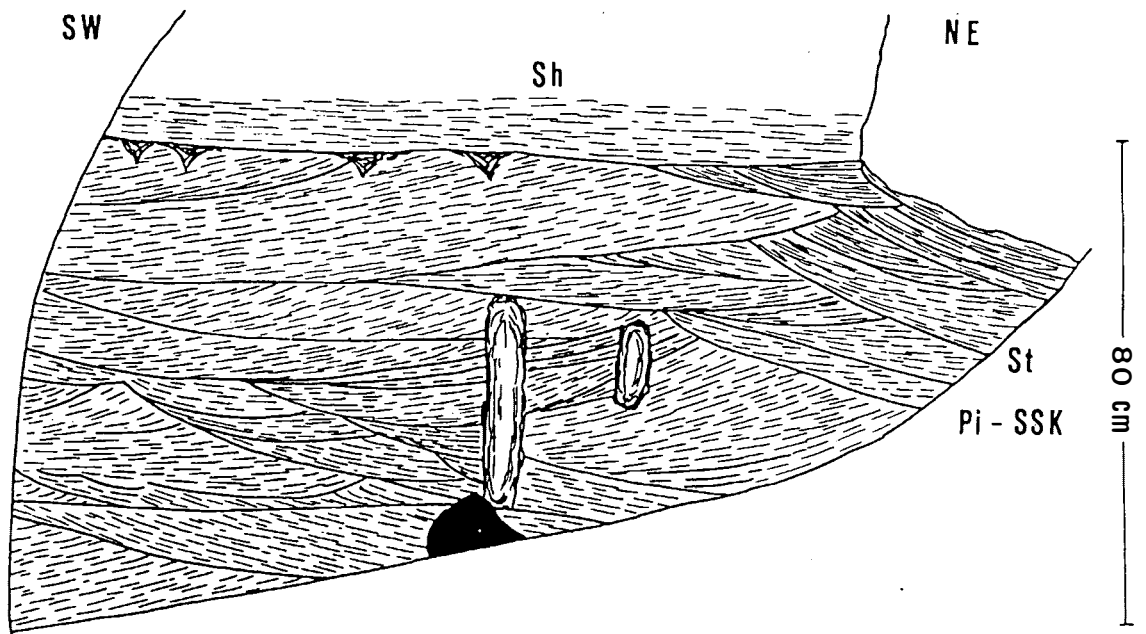


Abb. 3:

Steinbruch Weissenegg, Nordwestteil: Säulenprofil Schicht "g" bis "h": Der Vorstoß eines Deltas in die Florianer Bucht unterbricht die Leithakalksedimentation. Das Profil zeigt umgelagerten Silt und Sand, im Hangenden ("h") in gradierten Bänken, mit übergeordnetem coarsening-upward-Trend. Pflanzenhäcksel und Spurenfossilien sind lagenweise häufig. Der Amphisteginenmergel "i" kündigt die Rückkehr zu günstigeren Lebensbedingungen an.



a



b

Abb. 4:

Aufschlußskizzen, Dillach (nördlich Weissenegg). Sandbarren hangend der obersten Leithakalkbank (Deltafront-Ablagerungen, Grenzbereich Badenien/Sarmatien):

- a) Liegend Kies in muldenförmigen Rinnen (Gt), stellenweise Anreicherung von Tonlasten; darüber Mittel- bis Grobsand mit muldenförmiger Schrägschichtung [Pi-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963), St]
- b) Mittel-bis Grobsand mit Pi-Schrägschichtungskörper (St) (vgl. Abb. 4a), darüber horizontal geschichteter Feinsand (Sh)

Lithofaziestypen nach MIALL (1978)

Schichtkomplex "l" bis "m" bildet eine Abfolge von rippelgeschichtetem Feinsand [Kappa-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963), Taf. 2, Fig. 2] und Mittelsand, basal mit isolierten Kiesgeröllchen. Spurenfossilien sind in "l" selten, in "m" hingegen lagenweise häufig. In die Abfolge ist eine ca. 50 cm mächtige Bank von stark sandigem, aber dennoch hartem Kalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies ("n") eingeschaltet (Mächtigkeit schwankend).

miniferenfauna spiegelt diesen Trend wieder (vgl. HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987). Schicht "f" als Sedimentlieferant für Schutthalde "v" (KOLLMANN, 1965) muß im Bereich der Schönwetter-Wellenbasis abgelagert worden sein. Der zweite Zyklus ist weniger deutlich ausgebildet. Er führt nur zu einer geringen Tiefenänderung. Das gesamte obere Badenien ist, bei geringen Schwankungen der Wassertiefe, in Summe regressiv, terrigener Einfluß macht sich verstärkt bemerkbar ("g"-"h" bzw. "l"-"m").

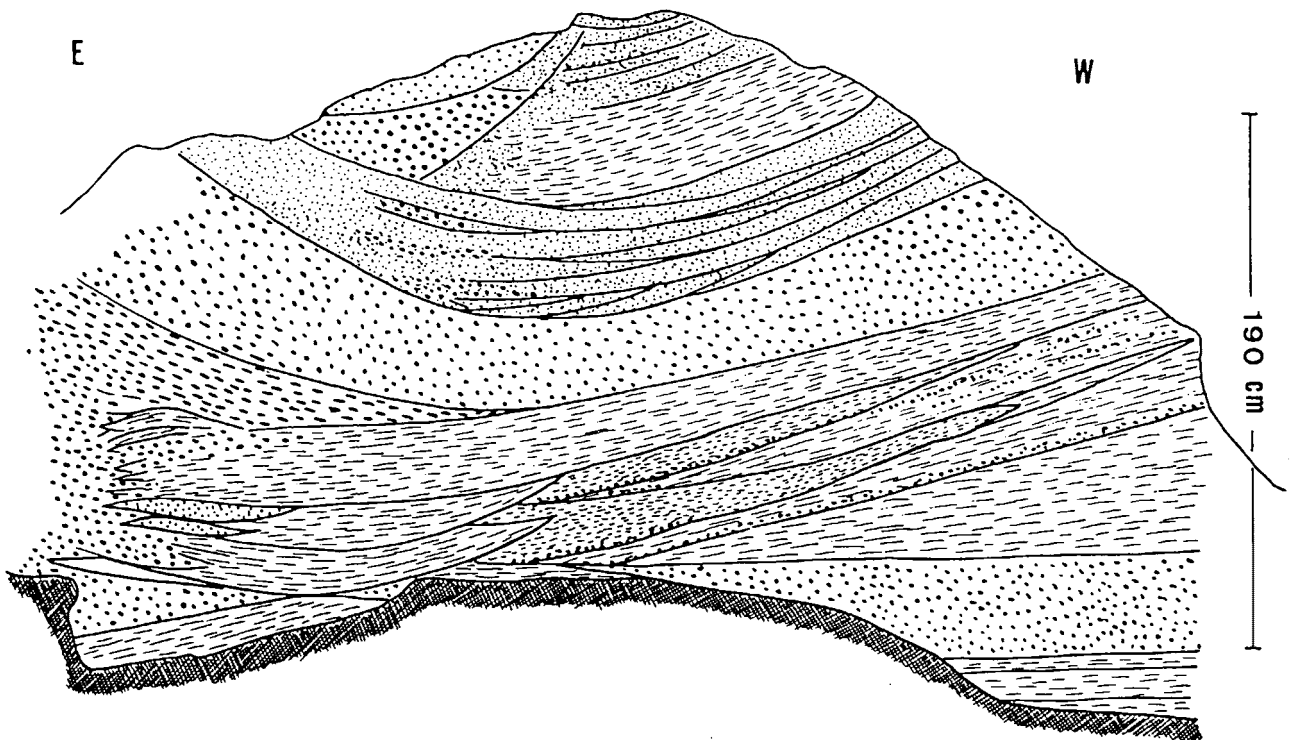


Abb. 5:

Aufschlußskizze, Dillach (nördlich Weissenegg):

Sandbarren hangend der obersten Leithakalkbank (Deltafront-Ablagerungen, Grenzbereich Badenien/Sarmatien): basal horizontal geschichteter Mittelsand und grobsandiger Kies; darin eingeschnitten Rinnen von Mittel- bis Grobsand, bisweilen Kiesgerölle an der Basis, lateral mit stark sandigem Kies verzahnd, unterbrochen von kiesgefüllter Rinne

Diese Phänomene sind im Leithakalk des Wildoner Buchkogels nicht anzutreffen.

Im Steinbruch Weissenegg lassen sich zwei Sedimentationszyklen unterscheiden: Eine erste Transgression beginnt mit "b", mit Schicht "e" ist die größte Wassertiefe erreicht. Die Rhodolithen nehmen an Größe zu. Die Fora-

Der Leithakalk greift weit gegen N vor. Sandige, distale Deltabildungen (Abb. 4 und 5) schließen die badenische Schichtfolge ab. Die darauffolgende Transgression gehört bereits dem Sarmatien an.

Die Ablagerungen der Flamberger Bucht sind analog der Florianer Bucht sturmbeeinflusste, bioturbate Feinklastika mit Schill-Lagen (OLZ). Härtlingsbänke zeigen eine wellig-erosive Basis und leichte Gradierung: Sediment wurde auch über turbiditartige Mechanismen transportiert. Grobsandbänke führen eine reiche Molluskenfauna.

Der Leithakalk ist hier stärker mergelig bis sandig ausgebildet, es dominieren Mollusken. Corallinaceen sind verhältnismäßig selten bzw. können überhaupt fehlen. Es handelt sich um marginale Äquivalente der basalen Kalke des Wildoner Buchkogels im Verzahnungsbereich mit den Siliziklastika.

Hangend des Kalkes folgen flachmarine, wellenbeeinflusste Sande mit Mollusken-Schill.

Die OLZ der Flamberger Bucht zeigt eine in Summe regressive Tendenz.

### 3. Riffe an der Ostflanke des Sausal

Das Paläozoikum des Sausal bildete das gesamte Badenien hindurch Inseln. In deren Schutz konnten sich in der LZ an der Ostflanke Korallenrasen und kleine Fleckenriffe entwickeln. Riffbildner sind vorwiegend die Stockkorallen *Porites* sp., *Montastrea* sp. und *Tarbellastrea* sp. (Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 1; Taf. 3, Fig. 2), andere Korallen sind selten. Weitere Riffbewohner sind inkrustierende Corallinaceen, Bryozoen, Serpuliden, Balaniden, Crustaceen, Ostreen und andere Bivalven, Gastropoden und Echinoideen. Die Riffe sitzen entweder auf Untiefen oder direkt an den Flanken der Inseln.

Bei einem Korallenrasen bei Altenberg bilden Aufarbeitungsprodukte des paläozoischen Grundgebirges (Schiefer des Sausal) die Basis der tertiären Schichtfolge (Abb. 6). Das Transgressionskonglomerat ist gradiert, beginnend mit sehr schlecht gerundetem Schutt von 5–10 cm Durchmesser und gröber. Gegen das Hangende nimmt der Sandanteil zu, bei einer gleichzeitigen Abnahme der maximalen Korngröße sowie etwas besserer Rundung. Das Konglomerat wird zunehmend matrixgestützt. Laminierter, kiesig-feinsandiger Silt mit Pflanzenhäcksel bildet die Unterlage des Korallenrasens. Die starke Rekristallisation läßt keine Aussagen über etwaige Zonierung zu. Es ist lediglich eine Zunahme der inkrustierenden Corallinaceen mit größerer Wassertiefe zu beobachten. Mergelige Zwischenlagen sind selten.

Die Korallenstöcke wuchsen vorwiegend durch Sediment voneinander isoliert. Ein starres Gerüst ist nicht ausgebildet. Im Vergleich zu anderen patch reefs (Per-

nitschkogel, Retznei) wird eine nur geringe Zonierung angenommen. Die Korallen lebten zwar über der Sturmwellenbasis, waren aber durch die umgebenden Inseln und Untiefen vor stärkeren Wellen, aber auch vor größerer Wassertrübe geschützt (vgl. GEISTER & UNGARO, 1977).

Andere Korallengemeinschaften bildeten dagegen sehr wohl ein (starres) Riffgerüst und waren dem Einfluß stärkerer Wellen ausgesetzt (z.B. Stbr. Tittenbacher bei Leibnitz, Nikolaikapelle bei St. Nikolai/Sausal).

Am Pernitschkogel ist die Riffentwicklung durch ein lokales Fan-Delta (WESCOTT & ETHRIDGE, 1980) aus dem Sausal unterbrochen. Neben Kristallingeröllen (vorwiegend Pegmatit und Gneis bis zu 20 cm Durchmesser, aber auch Glimmerschiefer) und Sausal-Schiefer fallen Gerölle von paläozoischen Karbonaten [Barrandekalk, Crinoidenkalk, Dolomitsandstein (?) u.a.] auf. WINKLER-HERMADEN (1939) nimmt daher eine Schüttung von N aus dem Grazer Paläozoikum an. Dagegen sprechen die Größe der Gerölle, der schlechte Rundungsgrad, sowie das Fehlen jeglicher Hinweise auf einen solchen Transport in der Florianer Bucht (KOPETZKY, 1957). Als Liefergebiete sind heute vollständig der Erosion zum Opfer gefallene Bereiche, entweder des Sausal-Paläozoikums oder des Remschnigg-Poßruck-Paläozoikums, anzusehen. [Das von HERITSCH (1933) angegebene Vorkommen von Barrandekalk im Poßruck wird von BUGGISCH, KLEINSCHMIDT & LÜTKE (1975) dementiert].

In der Diskordanz zwischen schräggeschichtetem Konglomerat und söhligem Leithakalk wollte WINKLER-HERMADEN (1939) die "Steirische Gebirgsbildungsphase" erkennen.

### 4. Steinbruch Retznei

Die Entwicklungsgeschichte des Leithakalks im Steinbruch Retznei ist durch ein vorgegebenes Relief bestimmt (Abb. 7). Der karpatische Schlier ist nicht mehr abgeschlossen. Feinsand, der in Rinnen angereichert Gerölle bis 10 cm Durchmesser führt, bildet das tiefste Element der Schichtfolge ("Geröllmergel"). Die Grenze zum Leithakalk zeichnet sich ebenfalls durch eine stärkere Geröllführung aus. Brocken von aufgearbeitetem Schlier sind angebohrt. Die basalen Anteile des patch reefs zeigen folgende Zonierung:

Ein Korallenrasen, bestehend aus lagigen, wenige Zentimeter hohen Kolonien von *Porites* sp., aber auch bereits *Tarbellastrea* sp. und *Montastrea* sp., tritt nur in den äußeren, tieferen Bereichen direkt über dem "Geröllmergel" auf. Rhodolithen und Algenschutt sind häufig. Im

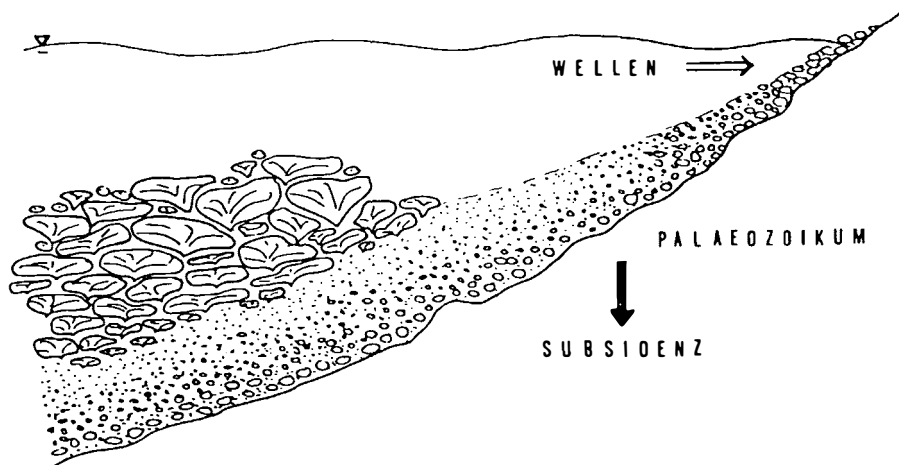


Abb. 6:

Schematische Skizze zur Entwicklung des Korallenriffs von Altenberg bei Leibnitz (Erläuterungen siehe Text)

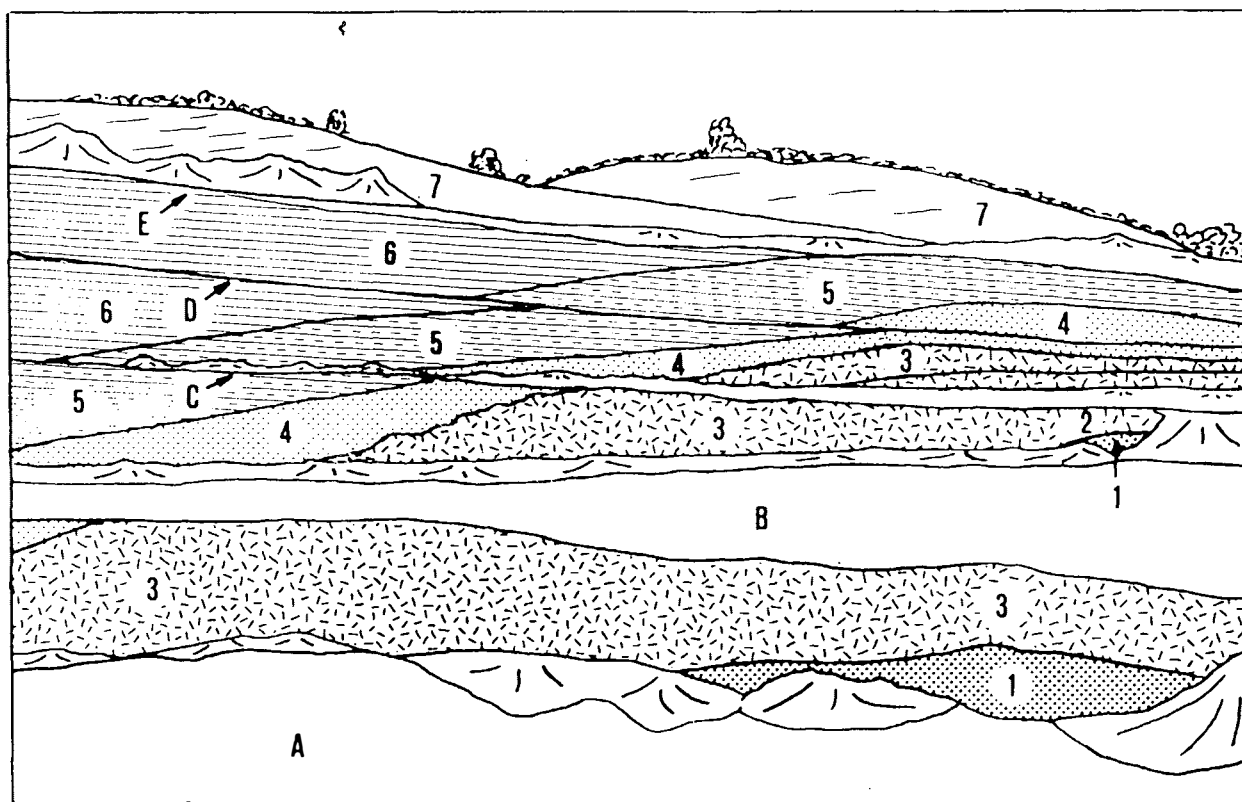


Abb. 7:

Steinbruch Retznei (maßstäbliche Zeichnung, Etagenhöhe zwischen 7 und 10 m)

- |   |  |     |  |
|---|--|-----|--|
| 1 | "Geröllmergel"   | 5   | mergeliger Rhodolithen-Schuttkalk (bioklastische Rhodolithen-Schutt-Fazies)  |
| 2 | Sandstein mit Crustaceenresten, überlagert von Rhodolithenkalk (vgl. Taf. 2, Fig. 4; Abb. 8) | 6   | mergeliger Rhodolithen-Schuttkalk (bioklastische Rhodolithen-Schutt-Fazies) mit zwei Horizonten mit großen Stöcken von <i>Montastrea</i> sp. |
| 3 | Korallen(riff)kalk   | 7   | Hangendsande   |
| 4 | Algenschuttkalk (Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies)  | A-E | Etagen   |

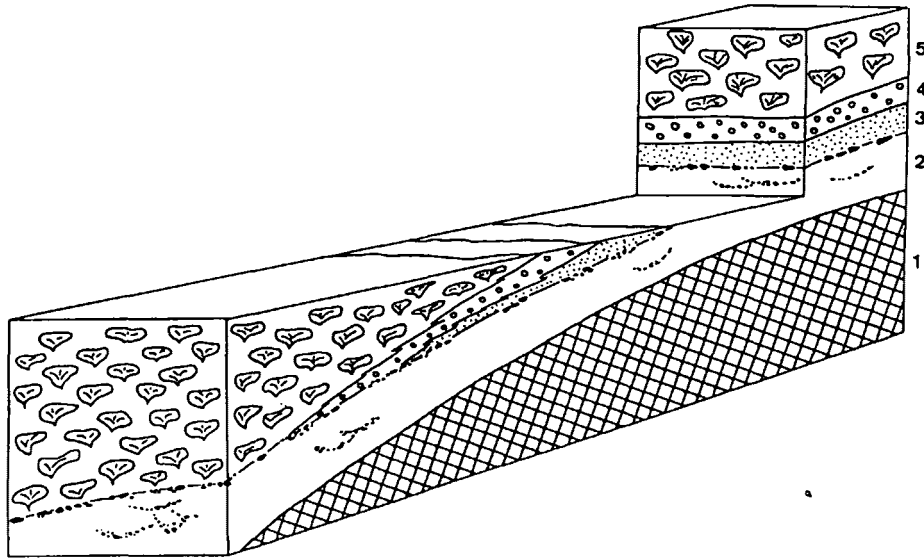


Abb. 8:

Steinbruch Retznei; schematisches Blockbild der Basisentwicklung des Korallenriffs:

- |   |   |   |  |
|---|---|---|--|
| 1 | "Schlier", Karpatien (derzeit im Steinbruch nicht aufgeschlossen) | 3 | Sandstein mit Crustaceenresten: Seegraswiese |
| 2 | "Geröllmergel"  | 4 | Rhodolithenkalk                              |
|   |   | 5 | Korallen(riff)kalk                           |

Zentrum der Untiefe wird der Korallenrasen von einer Seegraswiese vertreten. Bewohner sind Crustaceen, seltener Bivalven, Serpuliden und Rhodolithen. Epiphytische Foraminiferen sind häufig. Seegraswiese und Korallenrasen sind durch einen Rhodolithengürtel getrennt (Abb. 8; Taf. 2, Fig. 4).

Im Zuge der unterbadensischen Transgression ergreifen die Korallen von fast der gesamten Untiefe Besitz und bilden ein lockeres Riffgerüst. Innerhalb des Riffs lassen sich folgende Kleinbereiche unterscheiden:

- Kleine, ästige *Porites*-Kolonien, die zusammen mit wenigen Stöcken von *Montastrea* sp. und *Tarbellastrea* sp. ein lockeres Gerüst bilden. Inkrustierende Algen sind häufig.
- Massige *Porites*-Stöcke, zusammen mit *Tarbellastrea* sp. und seltener *Montastrea* sp., vereinzelt Rhodolithen und Algenschutt.
- Große (ca. 1 m Durchmesser) Stöcke von *Montastrea* sp., daneben *Porites* sp. und Algen in der Außenzone des Riffs.
- Kleine, massige *Porites*-Kolonien, algenumkrustet, gemeinsam mit großen, ästigen Rhodolithen, kennzeichnen den Abschluß der Riffentwicklung.

Der hangendste Teil des Riffs zeigt bereits wieder regressiv Tendenzen. Es folgt ein Algenschuttalk, der im seichten Wasser von der Brandung aufgearbeitet worden war ("Aflenzer Stein"). Der Schutt erreicht kaum Korngrößen über 1 mm, Makrofossilien fehlen. Unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis ist der Algenschutt größer (bis 1 cm Durchmesser), unversehrte Rhodolithen sind häufiger. Weitere Bewohner sind: *Daira speciosa* (REUSS), *Porites* sp. in kleinen, massigen Kolonien, Ostreen, Pectiniden und andere Mollusken, Fische und Foraminiferen [Leithakalkfauna, reich an Milioliden, *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) u.a.].

Darüber leitet ein mergeliger Rhodolithenkalk eine stärkere Transgressionsphase ein. Die wenig anspruchsvolle Koralle *Porites* sp. bildet flache, inkrustierende Kolonien. In zwei Horizonten kommen große Stöcke von *Montastrea* sp. vor.

Toniger, mergeliger Silt und Feinsand schließen die aufgeschlossene Schichtfolge ab. *Portunus* sp., von einem Fossilienammler im Silt gefunden, trat nach MÜLLER (1984) in Wassertiefen von 20 bis 30 m auf und wird rezent bis in 70 m Tiefe beobachtet (RIEDL, 1980). Kleine, zartschalige Mollusken und Echinoideen sind häufig. Die Foraminiferenfauna weist ebenfalls auf etwas tieferes Wasser hin. Die Sande zeigen stellenweise turbiditatigen Charakter ( $T_{e-c}$ -Zyklen, Abb. 9).

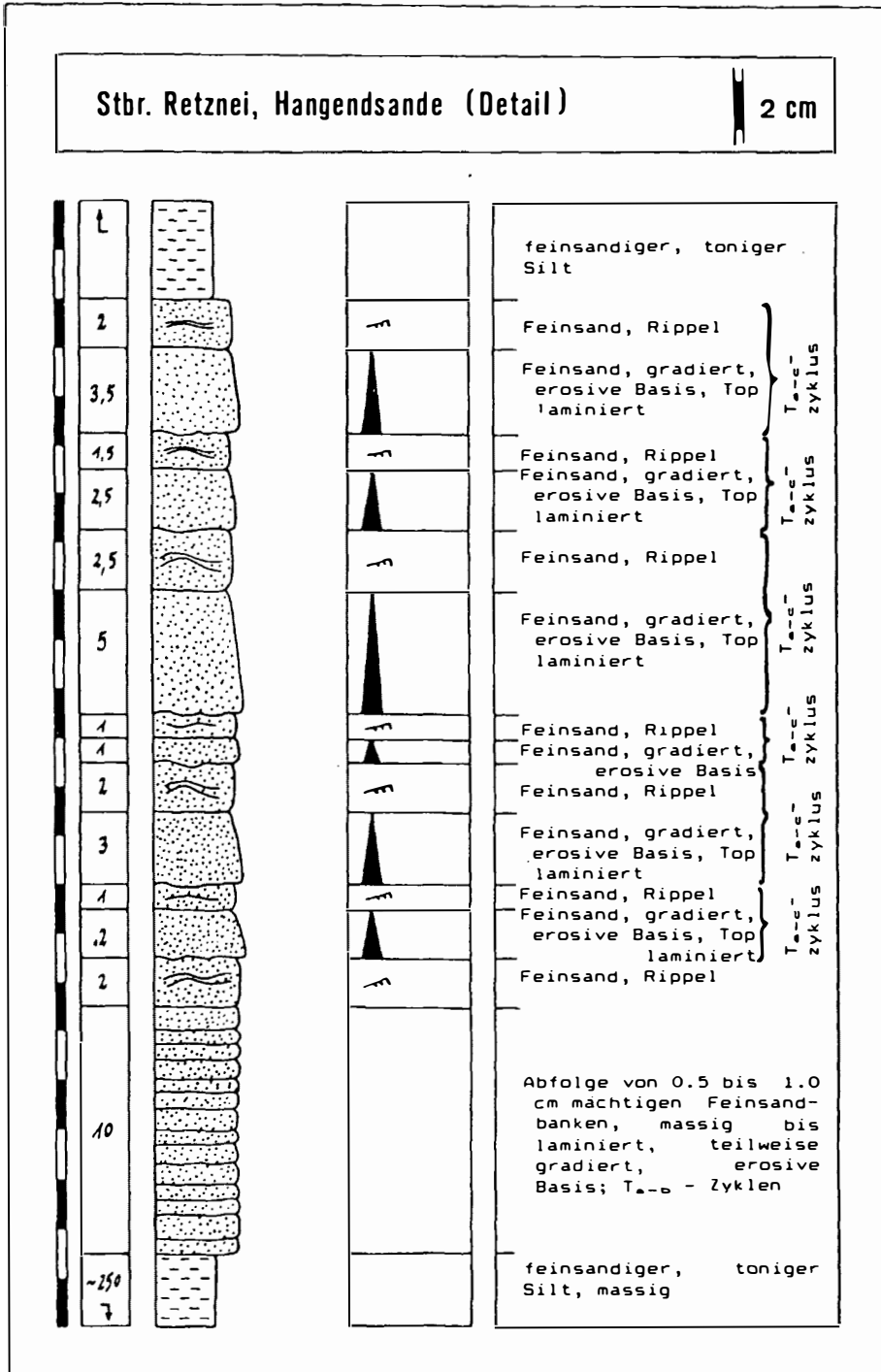


Abb. 9:

Steinbruch Retznei; Detailprofil aus den Hangendsanden:

Die ca. 40 cm mächtige Abfolge von Feinsand, die in feinsandig-tonigen Silt eingeschaltet ist, zeigt turbiditartigen Charakter (T<sub>ac</sub>-Zyklen).

## 5. Schlußfolgerungen

### 5.1. Lagenidenzone

Die ULZ beginnt mit einer Transgression, die über die Sausalschwelle weitnach Westen vorgreift. Im Steinbruch Retznei kommt dies in der Basisentwicklung des Fleckenriffs (langsameres Besitzergreifen der Korallen über die gesamte Untiefe mit zunehmender Wassertiefe) zum Ausdruck. Die Transgression wird durch eine kurze Phase geringerer Wassertiefe (Ablagerung des "Aflenzer Steines") unterbrochen. Die Haupttransgression erfolgt in der höheren ULZ und unteren OLZ (mergeliger Rhodolithenkalk und Hangendsande). Die Riffe an den Inseln des Sausal unterstreichen den transgressiven Trend im unteren Badenien (Altenberg bei Leibnitz).

Der Raum Wildon ist in der OLZ eine schlammige Lagune von ca. 40 m Wassertiefe. Sediment wird durch Trübestrome und Stürme von (? Fan-) Deltas her eingebracht und in den dazwischenliegenden ruhigen Zeiten von einer reichen Infauna überarbeitet. Die Lagune ist durch Sandbarren (aufgearbeitete Delta-Front-Sedimente) gegliedert. Auf Hochzonen bilden sich die ersten Leithakalkbänke. An der Grenze OLZ/SZ ist eine Verminderung der Wassertiefe zu verzeichnen, die zur Bildung der unteren Schutthalde im Steinbruch Weissenegg führt.

### 5.2. Sandschalerzone, Buliminen-Bolivinen-Zone

Diese beiden Zonen sind im Süden der Erosion zum Opfer gefallen. Im Raum Wildon sind sie anhand von Foraminiferen nicht voneinander zu trennen und werden daher gemeinsam behandelt.

Die untere SZ ist durch eine kontinuierliche Transgression gekennzeichnet. Seegraswiesen unterbrechen das Rhodolithenwachstum zu Zeiten größerer Wassertrübe. In der oberen SZ nimmt die Wassertiefe rasch ab, die obere Schutthalde wird gebildet. Die Sedimente der BBZ (?) zeigen eine geringe Eintiefung und Meeresspiegelschwankungen, während in der Florianer Bucht regressivere Bedingungen herrschen. Der Leithakalk greift weit gegen Norden vor. An der Grenze Badenien/Sarmatien dominieren sandige Delta-Front-Ablagerungen. Die darauffolgende sarmatische Transgression bringt eine starke Salinitätsreduktion und Faunenendemismus.

Die Frage, inwieweit diese lokalen Tendenzen überregionalen Charakter zeigen, muß offen bleiben. Es gilt allerdings zu bedenken, daß in einem Flachmeer, wie dem Weststeirischen Becken im Badenien, bereits geringfügige Änderungen der Wassertiefe starke Verschiebungen der Faziesgrenzen bewirken.

## Literatur

- ALLEN, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. - *Sedimentology*, **2**, 93–114, 4 Abb., 2 Tab., Oxford.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & LÜTKE, F. (1975): Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken in Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975/5**, 263–278, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- DECELLES, P.C. (1987): Variable preservation of middle Tertiary coarse-grained nearshore to outer shelf storm deposits in southern California. - *Jour. Sed. Petrol.*, **57**, 2, 230–264, 9 Abb., Tulsa.
- DULLO, W.-C. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. - *Facies*, **8**, 1–112, 22 Abb., 2 Tab., 15 Taf., Erlangen.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Steirische Neogenbecken. - *Exkursionsführer 42. Jahresverslg. Paläont. Ges.*, 199–227, 11 Abb., 3 Tab., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1977): Ein *Myliobatis*-Fund aus dem Badenium von Weissenegg (Stmk.). - *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **107**, 65–66, 2 Abb., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1986): Ein neuer Fund von *Portunus monspeliensis* (A. MILNE-EDWARDS) aus dem Badenium von Retznei (Stmk.). - *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **116**, 91–96, 2 Taf., Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1:200 000, Geol. B.-A., Wien.
- FRIEBE, J.G. (1987): Eine Krabben-Fauna aus dem Leithakalk (Badenien) von Wurzing bei Wildon, Steiermark. - *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **117**, 57–65, 3 Abb., 2 Taf., Graz.
- GEISTER, F. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. - *Facies*, **9**, 173–284, 57 Abb., 8 Tab., Erlangen.
- GEISTER, J. & UNGARO, S. (1977): The oligocene coral formations on the Colli Berici (Vicenza, northern Italy). - *Eclogae Geol. Helv.*, **70**/ 3, 811–823, 3 Abb., Basel.
- HANSEN, H.J., MÜLLER, C. & RÖGL, F. (1987): Paleobathymetry of Middle Miocene (Badenian) marine deposits at the Weissenegg quarry (Styrian Basin, Austria). - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **89 A**, 15–36, 8 Abb., 4 Tab., Wien.
- HERITSCH, F. (1933): Paläozoikum im Poßruck. - *Jb. Geol. B.-A.*, **83**, 1–4, Wien.
- HILBER, V. (1877): Die Miocänschichten vom Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. - *Jb. Geol. R.-A.*, **27**, 251–270, 1 Taf., Wien.
- HILBER, V. (1878): Die Miozänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. - *Jb. Geol. R.-A.*, **28**, 505–580, 1 Abb., 1 Karte, Wien.



- HILBER, V. (1913): Eine Diskordanz im Steirischen Leithakalk. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 229–233, 1 Taf., Wien.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479–632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.
- KOPETZKY, G. (1957): Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. - Mitt. Mus. f. Bergbau, Geol. Techn. Landesmuseum Joanneum, **18**, 1–112, 2 Abb., 1 Karte, 1 Foraminiferenliste, Graz.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. - In: MIALL, A.D. (ed.): Fluvial sedimentology. - Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**, 597–604, 1 Abb., 2 Tab., Calgary.
- MÜLLER, P. (1984): Decapod Crustacea of the Badenian. - Geol. Hung., Ser. paleont., **42**, 1–317, 12 Abb., 4 Tab., 97 Taf., Budapest.
- RIEDL, R. (1970): Fauna und Flora der Adria, - 702 S., 2950 Abb., Hamburg und Berlin (Parey).
- ROLLE, F. (1855): Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. - Jb. Geol. R.-A., **6**, 351–354, Wien.
- ROLLE, F. (1856): Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Graz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in der Steiermark. - Jb. Geol. R.-A., **7**, 535–602, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz, 1856. - Herausgegeben i. A. d. geognostisch-montanistischen Ver. f. Stmk., XXXI & 645 S., Graz.
- WESCOTT, W.A. & ETHRIDGE, F.G. (1980): Fan-delta sedimentology and tectonic setting - Yallah fan-delta, southeast Jamaica. - AAPG-Bull., **64/3**, 374–399, 15 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1939): Aufnahmebericht für 1938 des Chefgeologen Dr. Artur Winkler-Hermaden über das Blatt Wildon-Leibnitz (5255). - Verh. Reichsstelle f. Bodenforschung (früher Geol. B.-A.), **1939/1–3**, 101–102, Wien.

*Anschrift des Verfassers:*

*J. Georg Friebe, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz*

eingereicht: 26. Aug. 1988

angenommen: 26. Sept. 1988

## Tafelerläuterungen

### Tafel 1

Fig. 1: Dünnschliff-Negativbild: Leithakalk in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies: Algenschutt (1), Foraminiferen [z.B. *Amphistegina haueri* d'ORBIGNY (2)] und andere Biogene (Mollusken-Schill etc.) sind sparitisch zementiert. Ehemals aragonitische Biogene sind vollständig in Calcit umgewandelt und nur noch an ihrer Mikritrinde (3) bzw. an der Umkrustung durch Corallinaceen (4) zu erkennen. Ein kleiner Fleck zeigt noch die ursprüngliche, teilweise mikritische Grundmasse (5).

Steinbruch Weissenegg (Nordwestteil), Schicht "v".  
Bildausschnitt ca. 13 x 19 mm.

Fig. 2: Dünnschliff-Negativbild: Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies: Die Algen *Lithothamnium* sp. (Corallinaceae) (1) und *Solenomeris* sp. (Solenoporaceae) (Durchmesser ca. 13 mm) von säulenförmiger Wachstumsform mit dicken Ästen (hochenergetisches Milieu). Der Rhodolith ist - besonders im Zentrum - angebohrt (3), ehemalige Hohlräume zeigen ein Geopetalgefüge (4). Die Grundmasse ist vorwiegend mikritisch, die Umkristallisation von Aragonit zu Calcit ist nur gering. Die Foraminifere *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) (5) weist ebenfalls auf geringe Wassertiefe hin.

Steinbruch Weissenegg (Südostteil), Schicht "d".  
Bildausschnitt ca. 16 x 24 mm.

### Tafel 2

Fig. 1: Steinbruch Weissenegg, Nordwestteil: die jüngere Schutthalde "v", darüber Schicht "f" bis "k".  
Aufschlußhöhe ca. 40 m.

Fig. 2: Steinbruch Weissenegg, Südostteil: Schichtkomplex "m" (umgelagerte Delta-Front-Sedimente): rippelgeschichteter Sand (climbing ripples), überlagert von horizontal geschichtetem Sand.

Fig. 3: Stock von *Montastrea* sp.; Waldschach, Nikolaikapelle.

Fig. 4: Steinbruch Retznei, Etage B: Basisentwicklung des Fleckenriffes (Erläuterungen siehe Abb. 8 bzw. Text).  
Aufschlußhöhe ca. 5 m.

### Tafel 3

Fig. 1: Stock von *Tarbellastrea* sp.; Waldschach, Nikolaikapelle.

Fig. 2: Stock von *Porites* sp.; Waldschach, Nikolaikapelle.  
Bildbreite ca. 15 cm.

Tafel 1

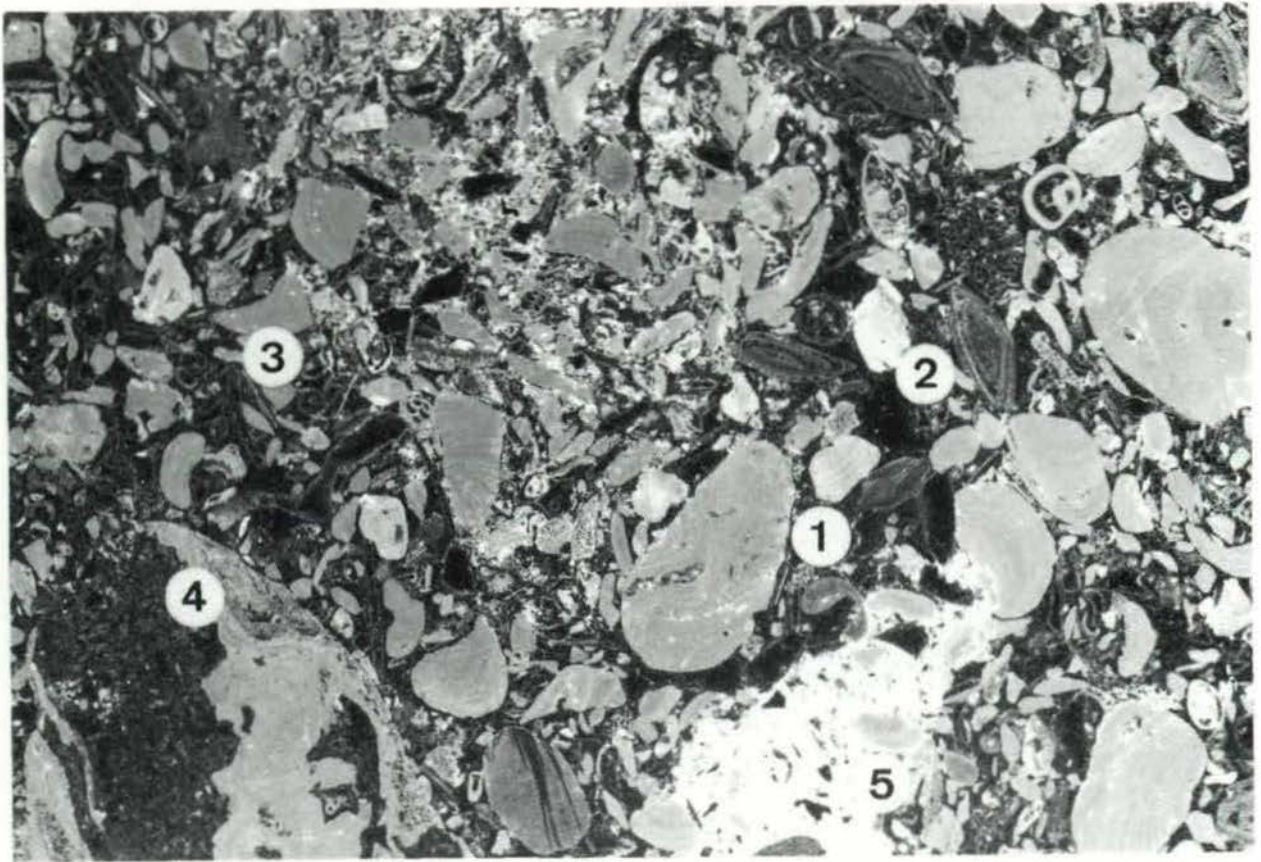


Fig. 1

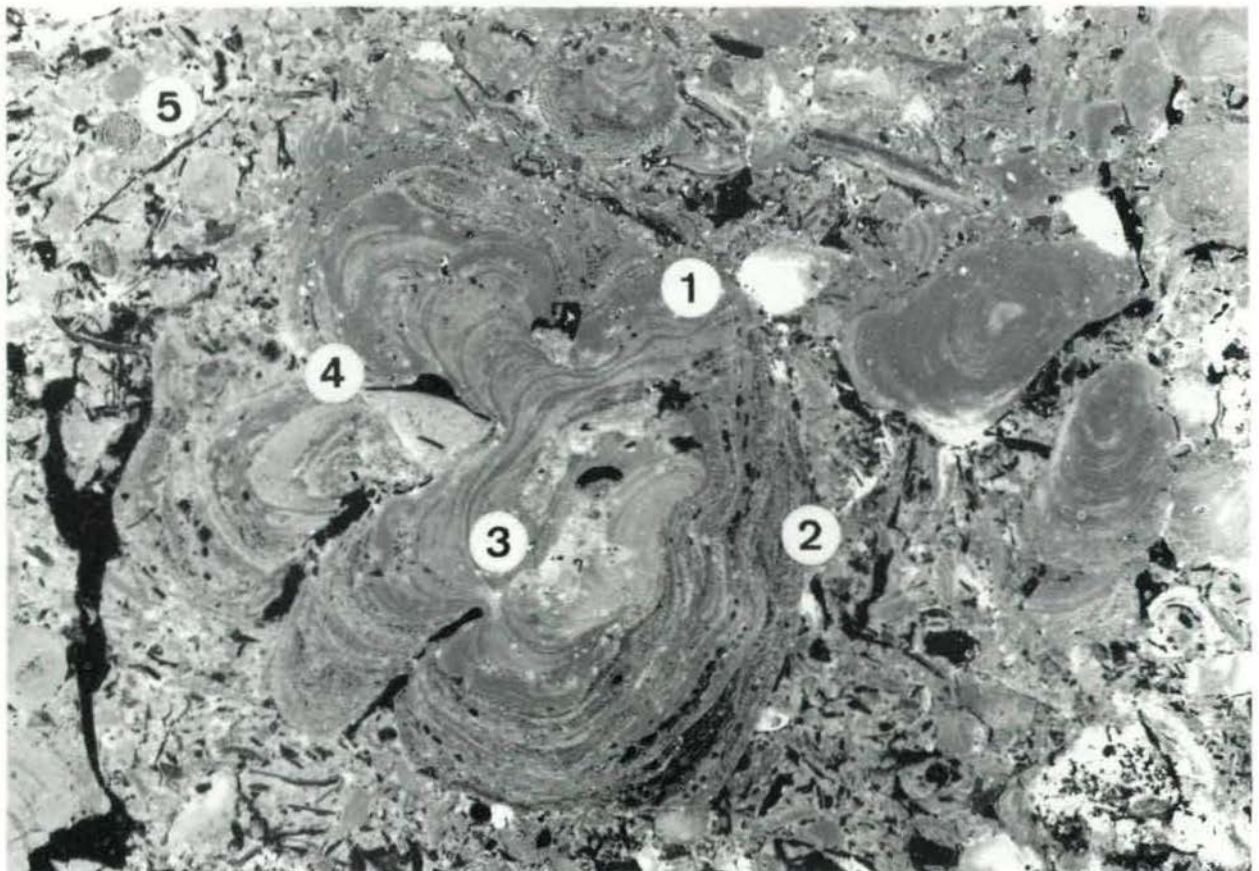


Fig. 2



Tafel 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

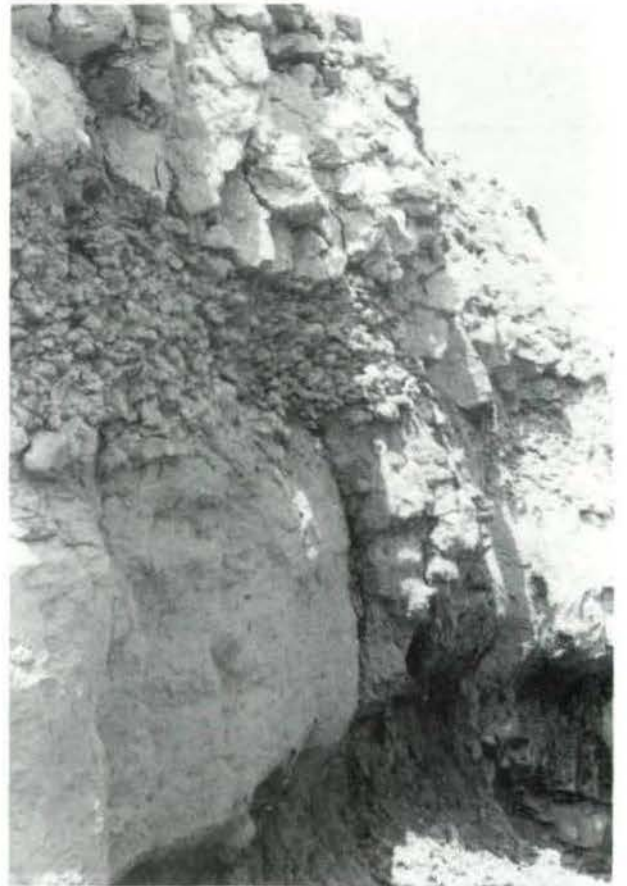


Fig. 4

### Tafel 3



Fig. 1



Fig. 2

## SEDIMENTOLOGISCH-FAZIELLE ANALYSE TEKTONISierter EVAPORITSERIEN - EINE FALLSTUDIE AM BEISPIEL DES ALPINEN HASELGEBURGES (PERMOSKYTH, NÖRDLICHE KALKALPEN)\*

Ch. Spötl, Bern

Mit 7 Abbildungen

**Zusammenfassung:** Aus dem permoskythischen Salinar der Nördlichen Kalkalpen Österreichs (Alpine Haselgebirge Fm., Reichenhall Fm. partim) werden primär-sedimentäre Faziesentwicklungen beschrieben und schwefelisotopengeochemisch datiert. Der volumsmäßig überwiegende Oberperm-Anteil (Alpine Haselgebirge Fm.), gekennzeichnet durch  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von + 11.6‰ CDT (Mittel aus 179 Proben), wurde in einem E-W-streichenden Tethys-Grabenbruch unter größtenteils extrem seichten bis supratidalen Bedingungen sedimentiert. Der oberskythisch bis tiefanisische Anteil (Reichenhall Fm.) entstammt einem karbonatisch-evaporitischen Flachstwasserbereich, dessen marine Sulfate die weltweit hohen  $\delta^{34}\text{S}$ -Signale von + 25.3‰ CDT besitzen (Mittel aus 44 Proben).

Es wird die generelle Problematik eines derart tektonisierten Evaporitkomplexes aufgezeigt und offene Fragestellungen diskutiert.

**Abstract:** The Alpine Haselgebirge Fm. constitutes a wide-spread evaporite horizon at the base of the Northern Calcareous Alps (Austria). S-isotope and palynological data point to an Upper Permian and locally Upper Scythian age. According to illite-crystallinity measurements and metamorphic index minerals (in accompanying volcanics) the whole rock suite (composed of shales, silt/sandstones, carbonates, anhydrites/polyhalites, halite, scarce potash salts and basic volcanics) endured very low grade metamorphic overprint (reaching low grade metamorphic rank in the southernmost parts) during Cretaceous time.

Due to its high percentage of incompetent rocks the Alpine Haselgebirge Fm. acted as one of the main detachment horizons in the course of the Alpidic orogeny (commencing with large-scale Upper Jurassic gravitational sliding processes). The present status of these sediments is characterized by a highly tectonized appearance: Brecciated siliciclastic, evaporitic and volcanic components float in an argillaceous halite-bearing matrix. A sedimentary origin of the Haselgebirge-texture and structure can be ruled out because transitional stages between almost undisturbed sediments and highly deformed and tectonized areas could be observed.

Investigations in the salt mines of Hall (abandoned 1967), Hallein and Hallstatt (both under production since the Iron Age) revealed undisturbed m-sized sections inside the tectonite complex, bordered by faults which have been studied in detail. S-isotope measurements of intercalated sulfates (anhydrite, gypsum, polyhalite) permit a stratigraphic differentiation of an Upper Permian and Upper Scythian evaporitic phase.

On the basis of a few dozens of sections a first evaluation of the depositional environment of the Alpine Haselgebirge Fm. can be given.

**Upper Permian siliciclastics and evaporites:**

During Upper Permian time an approximately E-W-trending rift-system was invaded by the Tethys ocean from SE. Subtidal up to supratidal marine conditions prevailed during deposition of siliciclastic sediments grading up into anhydrites and halite beds (Alpine Haselgebirge Fm.). Alluvial fans, flood plains and playas (Präbichl Fm., Mitterberg Fm., "Alpine Verrucano Fm.") engulfed the graben to the north, west and south. Sulfate and chloride precipitation was repeatedly interrupted by mud and sand flat sediments during stages of high continental meteoric water charge.

**Upper Scythian carbonates and evaporites:**

During Lower and Middle Scythian time shallow marine subtidal and intertidal siliciclastic sedimentation of the Werfen Fm. prevailed in most parts of the Northern Calcareous Alps (except in the westernmost part, where the fluvial Buntsandstein-regime dominated). Due to a Tethys-wide regressional event in the Upper Scythian hypersaline conditions developed which led to gypsum and halite sedimentation in sabkha- and salina-like settings (Alpine Haselgebirge Fm. partim, Reichenhall Fm.). Rauhewackes, collapse-breccias and vuggy dolomites (containing a low-diversity fauna) in evaporite-free areas can be correlated throughout all Eastalpine tectonic units.

\* Vortrag, gehalten beim Informationstreffen österreichischer Sedimentologen in Innsbruck, am 30.4.1988



## 1. Einleitung und Begriffsfassung

Die Alpine-Haselgebirge-Fm. repräsentiert die Salinarfazies des oberen Perm und lokal des oberen Skyth der Nördlichen Kalkalpen (s. Abb.1). Sie stellt den Hauptabscherungshorizont zwischen der Nördlichen Grauwackenzone und den auflagernden Kalkalpen dar, sodaß diese Gesteine (Silt- und Tonsteine, spärliche Sandsteine, Anhydrite, Karbonate, Halit mit reliktschen K-Mg-Salzen, sowie vereinzelte Magmatite) eine enorme alpidische Deformation erfahren haben. Während das Steinsalz als hochmobiles Medium intensiv fluidaltektonisch überprägt wurde, reagierten die übrigen Lithologien kompetent durch Zerbrecen und Rotieren. Das Produkt dieses deckentektonisch induzierten strains, das sogenannte Haselgebirge, stellt somit einen penetrativ tektonisierten Evaporittyp dar, der in analoger Weise auch in anderen Orogengebieten angetroffen wird (z.B. "Zuber" der Karpaten (SONNENFELD, 1984: 373), Diapire im marokkanischen Atlas (KULKE, 1978: 63) und in den Pyrenäen (BRINKMANN & LÖGTERS, 1968: 283) Spaniens).

Der Begriff "Haselgebirge", dessen Etymologie nicht geklärt ist (vgl. KÜHN, 1962: 197, TOLLMANN, 1986: 413), steht seit etwa der Mitte des 18. Jh. bei Geologen in allgemeiner Verwendung (STERZINGER, 1757: 5, SANDERS, 1784 in: VOGEL, 1908: 548, REUSS, 1798, etc.) und wurde bislang als relativ junge Begriffsprägung von geologischer Seite hererachtet (nicht bergmännischen Ursprungs - vgl. SCHAUBERGER, 1956, 15, fehlt ferner in der etymologischen Zusammenstellung von PATOCKA, 1987). Diese, bereits von KÜHN, 1962: 197 angezweifelte Auffassung konnte nunmehr - zumindest für den Tiroler Raum - eindeutig widerlegt werden (SPÖTL, 1987a): Der Bergmannsbegriff taucht nämlich bereits im Jahre 1598 in einem Visitationsakt des Haller Salzbergwerkes auf:

"Beim Kaiserberg in Hall hat man 30 Jahr lang einem mehrern gesalznen Gebirg nachgebaut und 22. Jänner in der Nacht guts gesalznos Haselgebirg angetroffen."

(Zitat in: HIRN, 1936: 100, Fußnote). Der sehr ausführliche Tiroler Landreim von G. Rösch v. Geroldshausen (1558) beschreibt zwar auch den Haller Salzberg, erwähnt jedoch nicht den Begriff "Haselgebirge" (vgl. ISSER, 1886: 572). Außerdem scheint dieser Terminus noch das ganze Mittelalter hindurch in alten Urkunden nicht auf (frdl. schriftl. Mitt. Univ.-Prof. Dr. R. Palme/Universität Innsbruck).

Weitere Angaben zur geologischen Erforschungsgeschichte sind Abb.2 zu entnehmen.

Nachdem dieser Terminus seit geraumer Zeit auch für außeralpine Evaporite und klastisch-evaporitische

Mischgesteine verschiedener Genese verwendet worden war (Abb.3), erscheint es angebracht, die permoskythische Salinarfazies der Nördlichen Kalkalpen als "Alpine Haselgebirge Fm." zu fassen und sie gemäß ÖNORM G 1043 (1985) zu definieren. Vor der Übertragung dieses Terminus ohne genaue Kenntnis der Typlokalitäten (locus typicus lt. KÜHN, 1962: 198 der Hallstätter Salzberg) ist prinzipielle Vorsicht angebracht (cf. SONNENFELD, 1984: 373). Ferner müßte konsequenterweise für sicher datierte Evaporite des höheren Skyth die durch MOJSISOVICS, 1868: 225 eingeführte Bezeichnung Reichenhaller Schichten bzw. Fm. benützt werden (TOLLMANN, 1985: 23); ein Postulat, das beim derzeitigen Kenntnisstand noch keineswegs befriedigend erfüllt werden kann (vgl. Grausalzgebirge - PAK & SCHAUBERGER, 1981).

## 2. Stratigraphische Stellung

Mit den derzeit zur Verfügung stehenden Methoden (Palynologie, S-Isotopendatierung) kann mit Sicherheit lediglich ein oberpermischer, halitführender Anteil von einem lokal vorhandenen, geringermächtigen oberskythischen (bis unterstanischen), häufig karbonatischen Bereich abgetrennt werden (vgl. Abb.5). Gerade aber innerhalb der Salzbergbaue ist eine durchgehende Auskartierung auf Grund der Salztékonik kaum zweifelsfrei möglich (Kartierungsparameter in SCHAUBERGER, 1949). Der "stratigraphische" Gliederungsversuch (SCHAUBERGER, 1949, 1986) ist leider über eine zwar abbautechnisch interessante, geologisch jedoch kaum umsetzbare, stark subjektive Klassifikation nicht hinausgekommen.

Da das permoskythische Salinar der Nördlichen Kalkalpen eine mehrphasige Deformationsgeschichte, sowie eine sehr schwache bis lokal schwache Regionalmetamorphose erfahren hat (Abb.4), stellte sich die Frage, inwieweit innerhalb dieses Tektonitkomplexes primär-sedimentäre Abfolgen erhalten geblieben sind, die vielleicht einen ersten ungestörten Einblick in die Sedimentationsgeschichte dieser Evaporite erlauben.

Untersuchungen in den Salzbergbauen von Hall in Tirol (stillgelegt 1967), Dürnberg/Hallein (Stillegung Ende 1988) und Hallstatt ergaben, daß sehr wohl in allseits tektonisch begrenzten Schollen (Meter- bis Dekameterbereich) siliziklastische, karbonatische und sulfatische Sequenzen erhalten geblieben sind (SPÖTL, 1987a), die somit die ersten Profile aus dem Alpenen Haselgebirgs-Komplex darstellen. Das eigentliche Steinsalz wurde hingegen auf Grund seiner penetrativen fluidaltektonischen Überprägung von einer sedimentologischen Analyse ausgeklammert.

## OBERPERM

- △ S-ISOTOPEN
- ▽ SPOREN/POLLEN
- ▲ BEIDE

## OBERSKYTH/UNTERANIS

- S-ISOTOPEN
- S-ISOTOPEN UND SPOREN/POLLEN

100 km

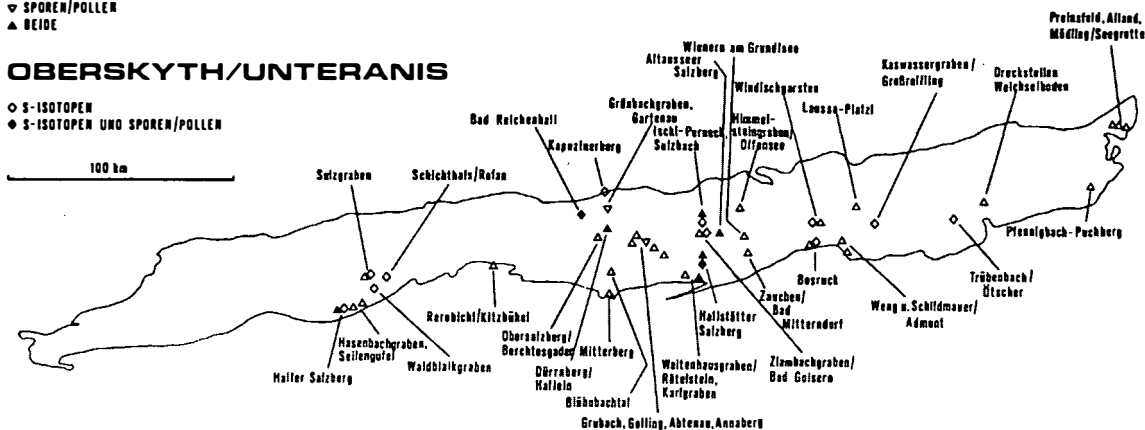


Abb.1:

Übersicht der bislang veröffentlichten Altersdatierungen permoskythischer Salinaraufschlüsse im Raum der Nördlichen Kalkalpen. Die Schwefelisotopenwerte beruhen auf Gips-, Anhydrit- oder Polyhalitproben, die (mit Ausnahme von zwei) alle am Institut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien (Analytiker: E. Pak) gemessen wurden und folgenden Quellen entnommen sind: HOLSER & KAPLAN, 1966, KLAUS & PAK, 1974, PAK, 1974, 1978, 1982, GÖTZINGER & PAK, 1983, NIEDERMAYR, 1987, NIEDERMAYR et al., 1981, SPÖTL, 1988a-c. Die palynologischen Befunde (in der Hauptsache Mikrofloren aus Haselgebirgs-Tonsteinen) gehen i.w. auf W. Klaus/Wien zurück und entstammen folgenden Arbeiten: PLOCHINGER, 1963, 1974 (letztere betrifft resedimentiertes Haselgebirge in Oberalmer Schichten), KLAUS, 1965, SCHAUBERGER et al., 1976, PETRASCHECK et al., 1977, HÄUSLER, 1979. Lediglich von wenigen großen Vorkommen (vor allem den Salzbergbauen) liegt bis dato eine größere Anzahl von Analysen vor, wohingegen viele kleinere Evaporitäreale oft nur durch eine einzige S-Isotopenprobe charakterisiert sind. Das vorliegende Bild - 35 Jahre nach Beginn der palynologischen Erforschung des alpinen Salinars und 15 Jahre nach Einführung der massenspektrometrischen S-Isotopenanalyse in Österreich gezeichnet - entspricht somit einem in vieler Hinsicht wenig befriedigenden stratigraphischen Wissensstand, findet jedoch in der Natur des Alpenen Haselgebirges seine Begründung.

Die sedimentologisch bearbeiteten Detailprofile wurden an Hand der begleitenden Anhydritgesteine S-isotopengeochemisch eingestuft (cf. CLAYPOOL et al., 1980, HOLSER, 1984) - vgl. Abb.5.

### 3. Untersuchungsergebnisse und fazielle Interpretation

Die untersuchten Detailprofile wurden verschiedenen Faziesräumen im Permian zugeordnet. Die nachstehende Übersicht stellt lediglich eine Art Zwischenergebnis dar, das sich noch wesentlich verfeinern lassen dürfte.

#### 3.1. Siliziklastisch-evaporitische Fazies im Oberperm (Hallstatt, Hallein)

Das Typusprofil dieser präevaporitischen und randlichen Fazies stellt die "Nördliche Einlagerung" im Hallstätter Salzberg dar, die den graduellen Übergang einer flachmarinen/subaërischen red bed-Fazies in ein evaporitisches Milieu mit Anhydritabscheidung dokumentiert (SPÖTL, 1987b). Analoge Entwicklungen wurden auch im Dürrnberg bei Hallein gefunden und durch S-Isotopen eingestuft (SPÖTL, 1988a).

1609	Angeblich älteste Grubenkarte des alpinen Salzbergbaues mit geologischen Eintragungen aus dem Haller Salzberg (SCHAUBERGER, 1967: 185)
1829	Erste detailliertere "Petrographische Grubenkarten vom Haller Salzberg" (handkoloriert, unpubliziert), entworfen von A.R. SCHMIDT
ca. 1800–1860	Früheste geognostische Auseinandersetzung mit dem alpinen Salinar: L. v. BUCH, J.A. SCHULTES, C. KEFERSTEIN, C.L. v. LILIENBACH, F. v. HAUER, A. MILLER v. HAUFENFELS u.a.
1868	Erste tektonische Deutung des Alpen Haselgebirges durch E. v. MOJSISOVICS und Versuch einer Gliederung dieses Komplexes, bezogen auf den Salzbergbau von Altaussee
ca. 1870–1901	Umfangreiche Abhandlungen von A. AIGNER über alle österreichischen Salzbergbaue und konkrete Vorstellungen über deren Genese
1907–1914	Fundamentale mineralogische und petrographische Studien des früh verstorbenen R. GÖRGEY über die Evaporitminerale des Haselgebirges
1927	E. SEIDLs Veröffentlichung über die tektonische Stellung und Genese der alpinen Salzberge (aufbauend auf umfangreichen Untersuchungen zusammen mit R. PLANK). Heftige Diskussion mit den Vertretern der Deckenlehre (O. AMPFERER, E. SPENGLER)
1931	O. SCHAUBERGERs Arbeit über die "Fließstrukturen im Hallstätter Salzberg" (basierend auf seiner Staatsprüfungsarbeit in Leoben aus dem Jahre 1928)
1949	Grundlegendes, noch heute in groben Zügen gültiges Gliederungsschema des Alpen Haselgebirges von O. SCHAUBERGER
1953–1977	Palynologische Untersuchungen von W. KLAUS, nachdem bereits vor ihm W. PETRASCHECK die prinzipielle Sporen/Pollenführung dieser Evaporite nachweisen konnte
1955	Formulierung der Vorstellung einer sedimentären Genese des Alpen Haselgebirges durch O. SCHAUBERGER. Aufbauend auf Untersuchungen im Ischler Salzberg kommt jedoch H. MAYRHOFER zur Ansicht einer gänzlich tektonischen Formung des Haselgebirges
1965	Erste grundlegende geochemische Arbeit über die Salzminerale (P. REINOLD)
1949–1972	Strukturgeologische Untersuchungen von W. MEDWENITSCH in den Salzbergbauen von Dürrnberg/Hallein, Ischl und Altaussee
1976 u. 1979	Publikation einer Reihe von Detailarbeiten über das Reichenhaller Becken und Auswertung der 1968–1972 abgeteufte Salzbohrungen (vgl. SCHAUBERGER et al., 1976, EXLER, 1979)
1974–1982	Einsatz der Schwefelisotopenanalyse zur stratigraphischen Einbindung der sulfatischen Evaporitgesteine (E. PAK) und Versuch der Synthese mit der SCHAUBERGERschen Haselgebirgs-Klassifikation (PAK & SCHAUBERGER 1981)
1974–1984	B. PLÖCHINGER erkennt die Bedeutung der Rolle des Alpen Haselgebirges bei der oberjurassischen/neokomen Gleittektonik: Diapirismus, submariner Durchbruch, Auslaugungsprozesse, Massenbewegungen, Resedimentation
ab 1977	Detaillierte petrologische Erfassung der begleitenden Magmatite und Vulkanite durch E.C. KIRCHNER

Abb.2:

Kompilation wichtiger Etappen der geologischen Erforschung des alpinen permoskythischen Salinars. Lediglich die vollständig zitierten Arbeiten wurden in das Literaturverzeichnis aufgenommen

<p><b>Oberrotliegend, Zechstein/Aller Serle, Buntsandstein (BRD):</b> RICHTER-BERNBURG, 1955: 594, KENT &amp; WALMSLEY, 1970: 172, GLENNIE, 1972: 1056; vgl. auch TRUSHEIM, 1971: 10</p> <p><b>Keuper (Pyrenäen, Spanien):</b> HEMPEL, 1967: 101, PFLUG 1967: 25, STACKELBERG, 1967: 68, BRINKMANN &amp; LÖGTERS, 1968: 283</p> <p><b>Keuper (Atlas, Marokko):</b> KULKE, 1978: 63</p> <p><b>Permotrias (Großbritannien):</b> SMITH, 1971: 231, ARTHURTON, 1973: 151</p> <p><b>Perm (USA):</b> HOLDOWAY, 1978: 36, HANDFORD, 1981: 770</p>
--

Abb.3:

Verwendung des "Haselgebirge"-Begriffes in der außer-alpinen geowissenschaftl. Literatur (auszugsweise)

<p><b>PROBLEMATIK &gt; ALPINES HASELGEBIGE &lt;</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>* Fragliche sedimentäre Gleitmassen (Olisthostrome)</li> <li>* Halokinese spätestens seit Mittelanis</li> <li>* Diapirismus und lokaler submariner Durchbruch im Malm/Neokom im Zuge der Gleittektonik</li> <li>* Penetrative alpidische Deformation im Verlauf der Decken- und Schuppentektonik</li> <li>* Sehr schwache bis lokal schwache kretazische Metamorphose</li> <li>* Sterilität der Gesteine (Ausnahme: Palynomorpha)</li> <li>* Schlechte Aufschlußverhältnisse</li> </ul>
--

Abb.4:

Problemkreis des nordalpinen permoskythischen Salinars

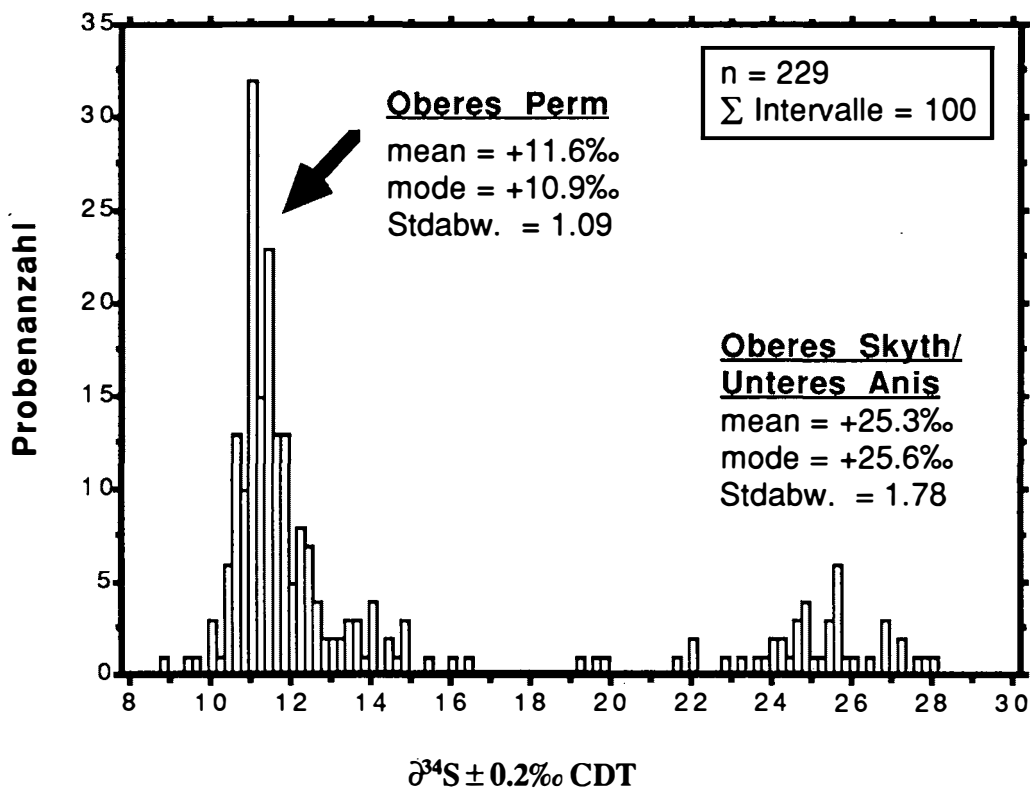


Abb. 5:

Histogramm-Darstellung sämtlicher publizierter S-Isotopendaten aus permoskythischen Evaporiten (Anhydrite, Gipse, Polyhalite) der Nördlichen Kalkalpen (kompiliert aus HOLSER & KAPLAN, 1966, KLAUS & PAK, 1974, PAK, 1974, 1978, 1982, GÖTZINGER & PAK, 1983, NIEDERMAYR, 1987, NIEDERMAYR et al., 1981, SPÖTL, 1988a-c). Die Hauptmasse der Analysen stammt aus dem Alpenen Haselgebirge; daneben wurden auch einige Reichenhaller Sulfate berücksichtigt (z.B. Salzberg von Hall i.T.). Bis auf wenige Ausreißer im Bereich zwischen etwa +15 bis +20‰ entsprechen alle gemessenen Werte sehr gut dem  $\delta^{34}\text{S}$  des kontemporären Meerwassers (cf. CLAYPOOL et al., 1980). Bei der Berechnung der angeführten statistischen Parameter wurden jeweils die genannten Ausreißer-Proben ausgeklammert. Die im Gegensatz zur beinahe normalverteilten Oberperm-Glockenkurve stark streuenden Untertrias-Messungen können gut mit den weltweit auftretenden, stark schwankenden, hoch positiven  $\delta$ -Werten des Skyth/Anis-Grenzbereiches (cf. "Röt-event") in Einklang gebracht werden

Das Typusprofil setzt sich aus einer siltig-tonigen Hintergrundsedimentation zusammen, in die horizontweise Arkose-Schüttungen und dunkle, feingeschichtete Pflanzenreste-führende Lagen eingeschaltet sind. Häufige Karbonatkonkretionen, das Auftreten von Anhydrit als Sandstein-Zement, sowie die Ausbildung von Anhydritknollen ab der Profilhälfte sprechen für ein hypersalines Porenwassermilieu.

### 3.2. Sulfatische Fazies im Oberperm (Hallstatt, Hallein)

Anhydrite und Polyhalite finden sich in regional stark unterschiedlichen Mächtigkeiten, generell jedoch im Bereich starker Halitführung nur untergeordnet (ehemaliger zentraler Grabenbereich, vgl. Abb.7). Die in den Salzberg-

bauen Dürrnberg/Hallein und Hallstatt untersuchten Detailprofile (Abb.6) zeigen in überwiegenden Maße eine progressiv-evaporitische Entwicklung, die über Magnesit-führenden schwarzen Siltsteinen (reduzierendes Milieu) mit Knollenanhydriten einsetzt und in weiterer Folge "chicken-wire"-Anhydrite und gebänderte bis feingeschichtete Anhydrittypen zeigt (SPÖTL, 1988a). Am vermutlichen Kontakt zum hangenden Halit sind die Profile stets tektonisch amputiert (Abb.6).

### 3.3. Halitische Fazies im Oberperm (Hall, Hallein, Hallstatt, Bad Ischl, Altaussee)

Die im Zentrum des oberpermischen rift-Systems anzuesiedelnde Halitsedimentation (Abb.7) hat die bedeutendsten Deformationen erfahren. Das häufig tonig verunreinigte

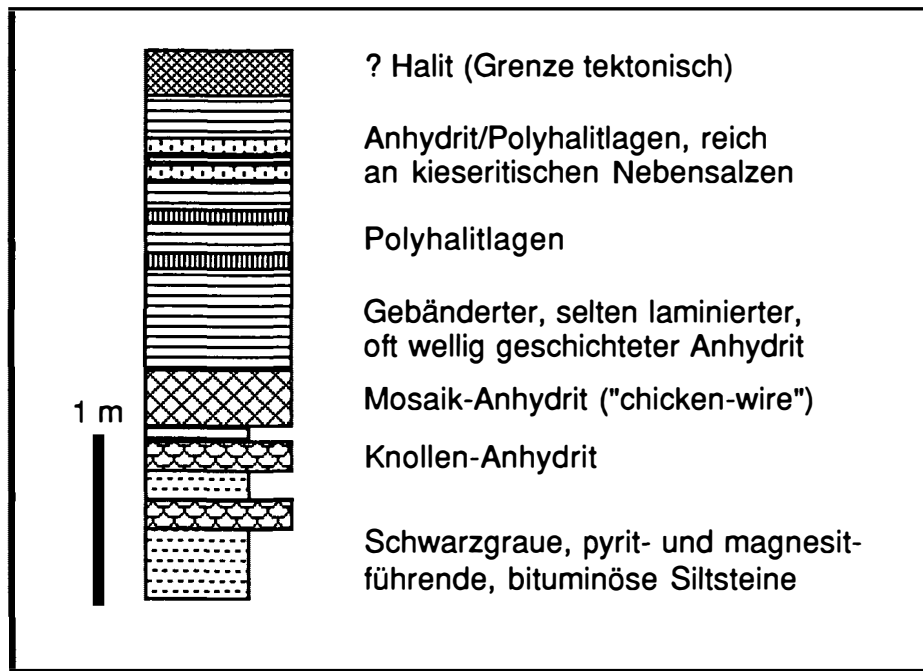


Abb.6:

Typische "shoaling-upward"- Evaporitsequenz aus dem oberpermischen Anteil des Salinars (Salzbergbaue Dürrnberg/Hallein und Hallstatt)

Steinsalz (sog. Kerngebirge) weist Br-Werte von 93-125 ppm (SCHAUBERGER, 1986) und horizontweise reliktsche Kalisalze auf (SPIESS, 1985). Lediglich die "hopper"-ähnlichen Halit-Kuben des sog. "Tonwürfelsalzes" (= "Kropfsalz") und das anscheinend durch Resedimentation entstandene "Augensalz" (SCHAUBERGER & KÜHN, 1959) können als primär-sedimentäre bzw. -diagenetische Bildungen aufgefaßt werden. Das gesamte übrige Steinsalz ist vollkommen rekristallisiert und hochgradig verformt.

### 3.4. Karbonatisch-sulfatische Fazies des Oberskyth (Hall i.T., Hallstatt)

Abfolgen dieser Fazies, die - obwohl innerhalb des Haselgebirgs-Komplexes gelegen - konsequenterweise bereits der Reichenhall Fm. zuzurechnen wären, wurden in den Salzbergbauen Hall i.T. und Hallstatt vorgefunden und analysiert (SPÖTL, 1988b). Die charakteristische Beteiligung karbonatischer Sedimente im Wechsel mit Anhydriten spiegelt stark schwankende Salinitätsbedingungen wider, die nur die lokale Existenz einer äußerst salzto-

leranten Fauna zuließen (Crustaceen, Ostrakoden, Mikrobenmatten). Auffallend ist ferner der bezeichnende Bitumengehalt der schwarzgrauen Dolomite, dolomitischen Kalke und Anhydrite.

### 4. Genesemodell der permoskythischen Evaporite

Auf Grund des derzeitigen Forschungsstandes erscheint die Annahme eines etwa E-W-streichenden kontinentalen Grabenbruchsystems im Oberperm am wahrscheinlichsten, in das von SE die Tethys ingredierte. Es kam zur Ablagerung feinklastischer und evaporitischer Sedimente (Alpine Haselgebirge Fm., Mitterberger Schichten). Auch das Auftreten basischer bis ultrabasischer Magmatite mit tholeiitischer Affinität in reliktschen Ophiolitsequenzen (KIRCHNER, 1980) fügt sich gut in das Bild eines aborted rifting (Aulakogens), das von kontinental-terrestrischen alluvial fans, flood plains and Playas (Präbichl Fm., "Alpiner Verrucano") eingerahmt wurde - Abb7.

Die Evaporit-Ausscheidung wurde häufig von klastischen Einschwemmungen unterbrochen, was sich heute zum einen im generell hohen unlöslichen Rückstand (z.B.

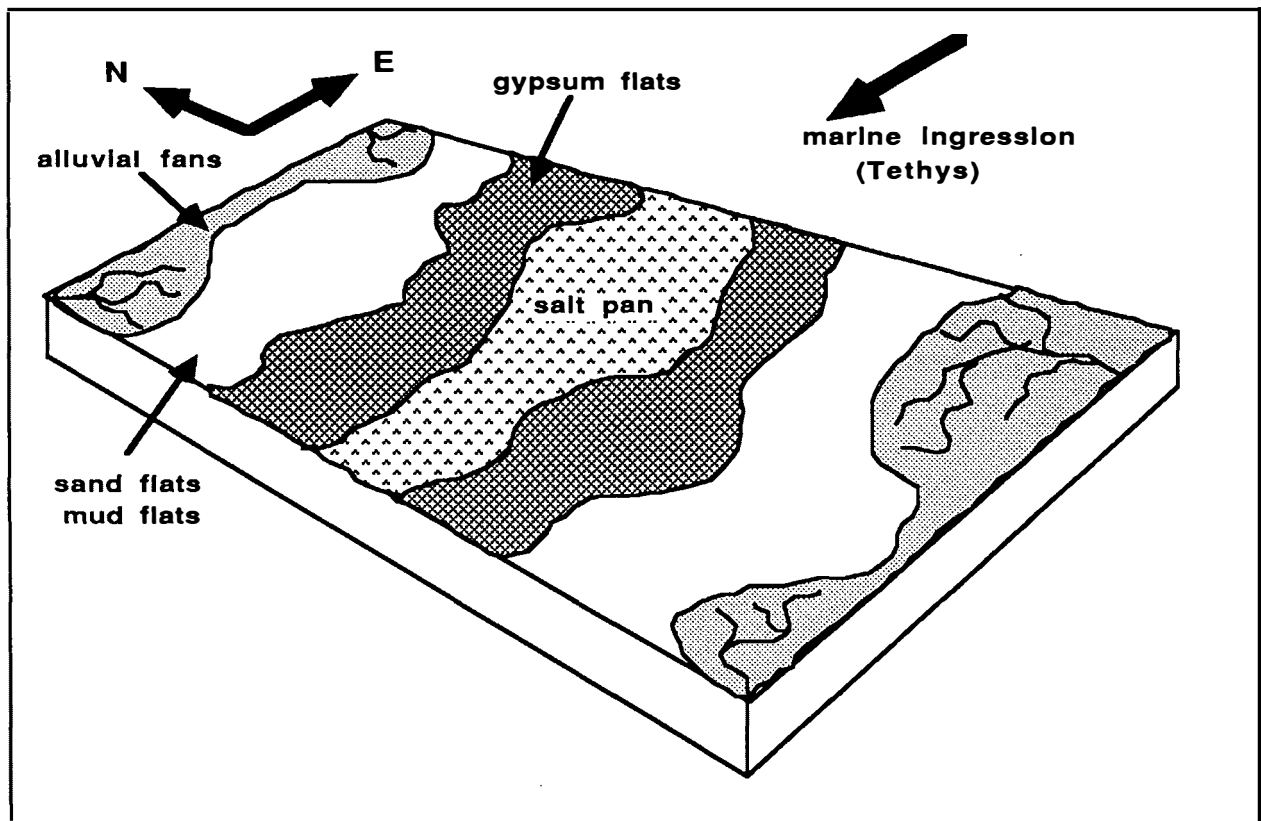


Abb.7:

Versuch einer faziiellen Rekonstruktion des Ablagerungsraumes im Oberperm im Bereich des Grabenbruchsystems (in Anlehnung an HANDFORD, 1981, PRESLEY, 1987 unter Verwendung der angelsächsischen Faziesbegriffe). Das Modell zeigt das Austrocknungsstadium mit aktiver Halit-Ausfällung im zentralen rift-Bereich (flach subtidal bis subaerisch) und distal anschließenden Sabkha-ähnlichen Ebenen mit sedimentärer bis frühdiagenetischer Bildung sulfatischer Sedimente in einem siliziklastischen Environment

typisches "Kerngebirge" weist 75-90% NaCl auf), zum anderen in der charakteristischen Beteiligung der relativ zu Halit kompetenten, tektonisch zerscherten und ausgewalzten Sand-, Silt- und Tonsteinlagen manifestiert.

Als proximale sand flat/saline mud flat environments müssen die vor allem im West- und Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen verbreiteten Mitterberger Schichten aufgefaßt werden. Deren begleitende Evaporite können auf Grund ihrer S-Isotopenzusammensetzung ebenfalls noch eindeutig einem marin beeinflussten Faziesbereich zugeordnet werden (SPÖTL 1988c). Das marine oberpermische Isotopensignal läßt sich lokal, etwa im Gebiet östlich St. Johann i. T. an Hand von Gipsknollen bis in die terrestrischen Playa-Sedimente der Präbichl Fm. verfolgen (frdl. mdl. Mitt. V. Stingl/Innsbruck).

Analoge Faziesentwicklungen, in allerdings tektonisch völlig ungestörter Lagerung wurden jüngst aus dem höheren Perm von Texas eingehend beschrieben (HAND-

FORD, 1981, FRACASSO & HOVORKA, 1986, PRESLEY, 1987, HOVORKA, 1987, NANCE, 1988).

Die marin-evaporitische Sedimentation wurde ab der Perm/Trias Grenze durch die großräumige Transgression des Werfener Flachmeeres abgelöst, die im Mittel- und Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen fast das gesamte Skyth einnimmt (MOSTLER & ROSSNER, 1984, BRANDNER et al., 1984). Im Hangenden der Werfener Schichten kam es im Skyth/Anis-Grenzbereich zu einer evaporitischen Rekurrenzphase, die sich durch die weit verbreiteten Reichenhaller Rauhwacken und isotopenchemisch datierbaren Gipse und Anhydrite (+ Steinsalz ?) belegen läßt. Diese Evaporite unterscheiden sich lithologisch von deren permischen Äquivalenten, indem sie häufig mit Karbonaten wechsellagern und einen wesentlich geringeren terrigenen Anteil aufweisen.



## 5. Ausblick und offene Probleme

Jahrzehntlang hatte der "1-Mann-Betrieb" O. Schauberg (mit wenigen Helfern) die geologische Knochenarbeit im nordalpinen Salinar geleistet (vgl. handkolorierte Lagerstättenkundliche Horizontkarten der Salzbergbaue), einem Gesteinskomplex, der von Geologenseite seit jeher stiefmütterlich und nur marginal behandelt worden war. Seit der Auflösung der Geologischen Forschungsstelle bei den Österreichischen Salinen (heute ÖSAG) hat sich i.w. nur die kleine Arbeitsgruppe von E. Kirchner/Salzburg intensiver (von mineralogischer Seite) mit dieser Thematik beschäftigt.

Unter Berücksichtigung der nun hinzugekommenen sedimentologisch-faziellen Daten bietet sich dem interessierten Geologen noch eine Fülle ungelöster Fragen und Problemkreise, die im folgenden kurz angeführt sind.

### 5.1. Stratigraphie

Eine moderne palynologische Bemusterung, basierend auf den fundamentalen Arbeiten von KLAUS, 1953 ff. im Verein mit S-Isotopendatierungen (deren zeitliche Auflösung sich vermutlich kaum weiter steigern lassen dürfte) verspricht auf Grund vergleichbarer Untersuchungen im Bellerophon Niveau der Südalpen (cf. CONTI et al., 1986) und im Zechstein des Germanischen Beckens (ECKE, 1987) eine höhere stratigraphische Trennschärfe bei der stratigraphischen Aufgliederung des Alpinen Haselgebirges.

### 5.2. Haselgebirgs-Dolomite

Seit TOLLMANN, 1960 sind wiederholt dunkelgraue bis schwarze, z.T. bituminöse Dolomite aus dem Verband Gips/anhydritführenden Alpinen Haselgebirges beschrieben und als "Bellerophon Dolomit" deklariert worden (TOLLMANN, 1964, 1976, NOWY & LEIN, 1984). Exakte Beweise für eine Oberperm-Einstufung, sowie mikrofazielle Analysen fehlen bis dato (ganz abgesehen von der nomenklatorischen Problematik bei der Übertragung eines südalpinen Formationsbegriffs auf das Nordalpin).

Erste Dünnschliffe aus den Gipslagerstätten Wienern am Grundlsee und Moosegg erwiesen sich als sterile Dolomikrite mit häufigen Gips/Anhydritpseudomorphosen, während makroskopisch kaum unterscheidbare, z.T. kalkige Proben aus den Lagerstätten Schildmauer bei Admont und Pfennigbach bei Puch am Schneeberg bereits tieftriadische Foraminiferen führen und damit dem Reichenhaller bzw. Gutensteiner Niveau zuzurechnen sind.

### 5.3. Metamorphose

Die detaillierte Untersuchung der Regionalmetamorphose im Alpinen Haselgebirgs-Komplex steht - abgesehen von den begleitenden Vulkaniten (KIRCHNER, 1980) - noch aus. Da wir über das klastische Umfeld auf Grund eines dichten IK-Probennetzes recht gut informiert sind (vgl. KRALIK et al., 1987), wäre es interessant, die Umwandlungsprozesse gerade etwa bei den K-Mg-Sulfaten und -Chloriden, sowie die Tonmineralogie der Pelite zu untersuchen (erste Daten in GLÜCK, 1975 und NOWY & LEIN, 1984). Auf Grund der wesentlich höheren Wärmeleitfähigkeit von Evaporiten und dem generell hohen K-Angebot wären in diesen Bereichen leicht erhöhte IK-Werte zu erwarten (cf. KÜBLER, 1968: 390).

### 5.4. Haselgebirgs-Struktur

Die von SCHAUBERGER, 1955 (in abgeschwächter Form 1979) vertretene Auffassung einer zumindest partiellen primär-sedimentären Genese der eigenartigen, pseudobrekziösen Haselgebirgs-Struktur und die Meinung einer gänzlich tektonischen Entstehung (MEDWENITSCH 1951; MAYRHOFER, 1955) stehen sich nach wie vor diametral gegenüber. Obwohl gewisse Parameter (Tuffitbänder, etc.) für erstere Ansicht zu sprechen scheinen, konnte bis dato noch kein eindeutiger Beweis dafür erbracht werden. Zudem herrschen große Unklarheiten über die Art des Sedimentationsprozesses (am ehesten wohl olisthostromatisch - vgl. KOLASA & SLACZKA, 1985).

### 5.5. Strukturgeologie

Aufbauend auf den grundlegenden Arbeiten von SCHAUBERGER, 1931, SCHMIDEGG, 1951, MAYRHOFER, 1955, usf. würde sich - auf Grund der weitgehend geklärten Obertagsgeologie - eine moderne strukturgeologische Analyse der unterirdischen Salzbergbaue, sowie der Gips/Anhydrit-Berg/Tagbaue anbieten.

### 5.6. Geodynamik

Eine genaue Untersuchung der Rolle der Salzkissen- bzw. Diapirbildung auf die Sedimentation und Fazies zur Zeit der höheren Trias und des Juras würde sehr zum faziellen Verständnis gerade des Hallstätter Faziesraumes beitragen (vgl. SCHÄFFER, 1976, MANDL, 1984, PLÖCHINGER, 1984, LEIN, 1987).

## Dank

Die vorliegende Arbeit stellt eine überarbeitete Fassung meines im April 1987 anlässlich des "Informationstreffens Österreichischer Sedimentologen" an der Universität Innsbruck gehaltenen Vortrages dar. Meinen Kollegen am Institut für Geologie und Paläontologie möchte ich für Kritik und Diskussion herzlich danken, besonders den Herren Univ.-Prof. H. Mostler, K. Krainer und V. Stingl.

## Literatur

- ARTHURTON, R.S. (1973): Experimentally produced halite compared with Triassic layered of northeast Yorkshire. - *Sedimentology*, **17**, 221-232.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, A.T., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgressional and regressional events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werra-Formation). - 5th Int. Ass. Sedim. regional meeting, Marseille 1984, abstract 2 p.
- BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. (1968): Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. - [in]: BRAUNSTEIN, J. & O'BRIEN, G. (eds.): Diapirism and diapirs. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **8**, 275-292.
- CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): The age curves for sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. - *Chem. Geol.*, **28**, 199-260.
- CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, D. (1986): The Bletterbach-Butterloch section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). - Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-alpine segment of the western Tethys, Field Guidebook, 99-122, Brescia (Soc. Geol. Ital.).
- ECKE, H.-H. (1987): Palynology of the Zechstein sediments in the Germanic basin. - [in]: KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (eds.): International Symposium Zechstein 1987, Abstracts, 28-29, Bochum.
- EXLER, H.J. (1979): Zur Hydrogeologie des Solevorkommens von Bad Reichenhall. - *Geol. Jb.*, **C 22**, 25-49.
- FRACASSO, M.A. & HOVORKA, S.D. (1986): Cyclicity in the Middle Permian San Andres Formation, Palo Duro Basin, Texas Panhandle. - *Bureau Econ. Geol. Univ. Texas at Austin, Rept. Invest.*, **156**, 1-48.
- GLENNIE, K.W. (1972): Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **56/6**, 1048-1071.
- GLÜCK, C. (1975): Über die Tonminerale des Haselgebirges. - Unveröff. mineral. Hausarbeit Univ. Salzburg, 26 S.
- GÖTZINGER, M.A. & PAK, E. (1983): Zur Schwefelisotopenverteilung in Sulfid- und Sulfatmineralen triadischer Gesteine der Kalkalpen, Österreich. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 191-198.
- HANDFORD, C.R. (1981): Coastal sabkha and salt pan deposition of the Lower Permian formation (Permian). - *J. Sedim. Petrol.*, **51/3**, 761-778.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). - *Jb. Geol. B.-A.*, **122/1**, 75-141.
- HEMPEL, P.M. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien). - *Beih. geol. Jb.*, **66**, 95-126.
- HIRN, J. (1915): Erzherzog Maximilian der Deutschmeister - Regent von Tirol, Bd. 2, Bozen (Athesia).
- HOLDOWAY, K.A. (1978): Deposition of evaporites and red beds of the Nippewalla Group, Permian, western Kansas. - *Kansas State Geol. Survey Bull.*, **215**, 1-43.
- HOLSER, W.T. (1984): Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time. - [in]: HOLLAND, H.D. & TRENDALL, A.T. (eds.): Patterns of change in earth evolution. Dahlem Konferenzen 1984, 123-143, Berlin (Springer).
- HOLSER, W.T. & KAPLAN, I.R. (1966): Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. - *Chem. Geol.*, **1**, 93-135.
- HOVORKA, S. (1987): Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. - *Sedimentology*, **34**, 1029-1054.
- ISSER, M.v. (1886): Der Tiroler Landreim. - *Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen*, **34/35**, 569-576.
- KENT, P.E. & WALMSLEY, P.J. (1970): North Sea progress. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **54/1**, 168-181.
- KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 385-396.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1953/3**, 161-175.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **Sh. G**, 288-292.
- KLAUS, W. & PAK, E. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. - *Carinthia II.*, **164/84**, 79-85.
- KOLASA, K. & SLACZKA, A. (1985): Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian depression. - *Acta geol. polon.*, **35**, 221-230.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. - [in]: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164-178, Wien (Deuticke).

- KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 2/2, 385-397.
- KÜHN, O. (1962): Autriche. - Lexique Stratigraphique International, vol. 1/8, 646 p., Paris (CNRS).
- KULKE, H. (1978): Tektonik und Petrographie einer Salinarformation am Beispiel der Trias des Atlassystems (NW-Afrika). - Geotekt. Forsch., 55, 1-158.
- LEIN, R. (1987): On the evolution of the austroalpine realm. - [in]: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, Wien (Deuticke).
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 133-176.
- MAYRHOFER, H. (1955): Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges. - Z. dt. geol. Ges., 105, 752-775.
- MEDWENITSCH, W. (1951): Probleme der alpinen Salzlagerstätten. - Montan Ztg., 67/5, 118-122.
- MOJSISOVICS, E.v. (1868): Über den Salzberg zu Aussee in Steiermark. - Verh. Geol. R.-A., 1868, 224-225.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - Facies, 10, 87-144.
- NANCE, H.S. (1988): Interfingering of evaporites and red beds: An example from the Queen/Grayburg formation, Texas. - Sedim. Geol., 56, 357-381.
- NIEDERMAYR, G. (1987): Exkursionsführer Kärntner Perm-Gespräche, 7.-10.9.1987, 6-7, (Naturwiss. Ver. Kärnten, Fachgruppe Mineral. Geol.).
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., BERAN, A., SEEMANN, R. (1981): Magnesit im Perm und Skyth der Ostalpen und seine petrogenetische Bedeutung. - Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 109-131.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31, 45-94.
- ÖNORM G 1043 (1985): Begriffe der Evaporitlagerstätten. - 14 S., Wien (Österr. Normungsinst.).
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 111, 166-174.
- PAK, E. (1978): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 115, 6-22.
- PAK, E. (1982): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik. - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., 118, 187-198.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. - Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 185-192.
- PATOCKA, F. (1987): Das österreichische Salzwesen. Eine Untersuchung zur historischen Terminologie. - Schriften zur deutschen Sprache in Österreich, 15, 1-353.
- PETRASCHECK, W.E., ERKAN, E. & HÖNIG, J. (1977): Die Gipslagerstätten der Steiermark. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmuseum Joanneum, 38, 89-99.
- PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien): - Beih. geol. Jb., 66, 21-62.
- PLÖCHINGER, B. (1963): Exkursion in den Grünbachgraben am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). - [in]: Grill, R. et al. (Hrsg.): Exkursionsführer zum 8. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Österreich. - Verh. Geol. B.-A., Sh. F, 57-67.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). - Verh. Geol. B.-A., 1974, 71-88.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales. - Geol. Rundschau, 73/1, 293-306.
- PRESLEY, M.W. (1987): Evolution of Permian Evaporite Basin in Texas Panhandle. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 71/2, 167-190.
- REINOLD, P. (1965): Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Salzlagerstätten. - Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 10, 505-525.
- REUSS, F.A. (1798): Neues mineralogisches Wörterbuch oder Verzeichnis aller Wörter, welche auf Oryctognosie und Geognosie Bezug haben. - 503 S., Hof (Gruy).
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Über saline Sedimentation. - Z. dt. geol. Ges., 105, 593-645.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl. - [in]: GATTINGER, T. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. B.-A. Bl. 96, Bad Ischl, 6-26, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHAUBERGER, O. (1931): Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzlager. - Berg- u. Hüttenm. Jb., 79/1, 27-89.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. - Berg- u. Hüttenm. Mh., 94/3, 46-56.

- SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. - Z. dt. geol. Ges., **105**, 736-751.
- SCHAUBERGER, O. (1956): Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. - Mitt. natwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur, Salzburg, **7**, 15-24.
- SCHAUBERGER, O. (1967): Die geologische Kartierung der alpinen Salzlagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung für den Salzbergbau. - Berg-u. Hüttenm. Mh., **112**, 184-190.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. - Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 455-459.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217-254.
- SCHAUBERGER, O. & KÜHN, R. (1959): Über die Entstehung des alpinen Augensalzes. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959/6**, 247-259.
- SCHAUBERGER, O., ZANKL, H., KÜHN, R. & KLAUS, W. (1976): Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall. - Geol. Rundschau, **65/2**, 558-579.
- SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. - Jb. Geol. B.-A., **94**, 159-205.
- SEIDL, E. (1927): Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen Permsalz Gebietes; ein allgemein wissenschaftliches Problem. - Kali & verwandte Salze, **21**, 1-71.
- SMITH, D.B. (1971): Possible displacive halite in the Permian upper evaporite group of northeastern Yorkshire. - Sedimentology, **17**, 221-232.
- SONNENFELD, P. (1984): Brines and evaporites. - 613 pp., Orlando (Academic Press).
- SPIESS, C. (1985): Montangeologische Untersuchungen an Steinsalzzügen im Rotsalzgebirge des Ausseer Salzberges. - Unveröff. Diplomarb. Montanuniv. Leoben, 91 S.
- SPÖTL, C. (1987a): Sedimentologisch-fazielle und geochemische Untersuchungen am permoskythischen Salinar der Nördlichen Kalkalpen. - Unveröff. geol. Diplomarb. Univ. Innsbruck, 130 S.
- SPÖTL, C. (1987b): Eine klastisch-evaporitische Oberperm-Entwicklung im Hallstätter Salzberg (Salzkammergut, Österreich). - Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 115-141.
- SPÖTL, C. (1988a): Schwefelisotopendatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürrnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 209-229.
- SPÖTL, C. (1988b): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Fm. (Skyth/Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 153-168.
- SPÖTL, C. (1988c): Zur Altersstellung permoskythischer Gipse im Raum des östlichen Karwendelgebirges (Tirol). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/9**, 197-212.
- STACKELBERG, U.v. (1967): Der Diapir von Murguia (Nordspanien). - Beih. geol. Jb., **66**, 63-94
- STERZINGER, N. (1757): Ursprung und ächte Eigenschaften des Hall-Innthälischen Kochsalzes. - 26 S., Innsbruck (Wagner).
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. - Jb. Geol. B.-A., **103**, 37-131.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges". - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964/6**, 270-299.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Tl. 2, 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2 (Außerzentralalpiner Anteil). - 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Bd. 3 (Gesamtübersicht). - 718 S., Wien (Deuticke).
- TRUSHEIM, F. (1971): Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. - Beih. geol. Jb., **112**, 1-51.
- VOGEL, O. (1908): Das Salzbergwerk Hall in Tirol im Jahre 1782. - Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen, **56/44**, 545-549.

*Anschrift des Verfassers:*  
*Mag. Christoph Spötl, Institut für Geologie der Universität Bern, Baltzerstraße 1, CH-3012 Bern*

eingereicht: 11. Juli 1988

angenommen: 24. Aug. 1988

# I. COCCOLITHEN AUS DEN ÄLTEREN ALLGÄUSCHICHTEN (ALPNER LIAS, SINEMUR) VON TIMOR, INDONESIEN

E. Kristan-Tollmann, Wien

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

**Zusammenfassung:** Aus dem Sinemur (Unterer Lias, Ältere Allgäuschichten) vom zentralen Westabschnitt von Timor, Indonesien, werden die ersten Coccolithophoriden beschrieben. Die kleine Assoziation wird dominiert von der neuen *Timorhabdus timorensis*. *Staurorhabdus quadriarcullus* und *Tubirhabdus patulus* folgen mit großem Abstand in der Häufigkeit. Aus dem Pliensbach-Anteil des gleichen Abschnittes in Timor werden *Bussonius fecheri* n.sp. und *Gruenilithus tufari* n.g.n.sp. beschrieben, für letztere die neue Familie Gruenilithaceae vorgeschlagen. Die Gattung *Eoconusphaera* wird (zusammen mit *Conusphaera*) zur neuen Familie Eoconusphaeraceae gestellt. *Eoconusphaera* wird emendiert und *E.jansae* dieser Gattung einverleibt.

**Abstract:** The first coccolithophorids of the Lower Liassic (Sinemurian, Lower Allgäu Formation) from the central part of western Timor, Indonesia, are described here. The small association of nannoplankton is dominated by the new species *Timorhabdus timorensis*, whilst *Staurorhabdus quadriarcullus* and *Tubirhabdus patulus* considerable diminish. *Gruenilithus tufari* n.g.n.sp. and *Bussonius fecheri* n.sp. are described from the Pliensbachian part of the same section in Timor. The two families Gruenilithaceae and Eoconusphaeraceae are proposed. *E.jansae* n.comb. is included in the emended genus *Eoconusphaera*.

## 1. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit wird eine erste kleine Coccolithen-Assoziation aus dem Sinemur (Liasfleckenmergel, Alpiner Lias = Ältere Allgäuschichten - siehe KRISTAN-TOLLMANN et al. 1987) von Timor, Indonesien, vorgestellt. Sie stammt aus zwei Aufschlüssen, von denen sich der eine direkt am SW-Rande des Ortes Soë und der andere am Meto-Fluß südwestlich von Soë, im zentralen Teil von Westtimor befindet (Abb. 1).

Beide Probenpunkte sind durch das häufige Vorkommen der Ostracode *Ptychobairdia neokristanae* gekennzeichnet, die hier in allen Larvenstadien sowie mit adulten Exemplaren anzutreffen ist. *Ptychobairdia neokristanae* ist übrigens auch aus drei liassischen Fundpunkten der Ostalpen, Österreich, bekannt, und wurde jüngst mit einer Larvenabfolge aus dem Hettang des Fundortes "Jagerteich" im Salzatal, Salzkammergut, im Vergleich zu einer Larvenabfolge aus den beiden oben erwähnten Fundorten von Timor dargestellt (siehe KRISTAN-TOLLMANN, 1989, in Druck). Aus der übrigen Ostracoden-Assoziation der beiden Probenpunkte ist zu ersehen, daß sie in ihrer Entwicklung nicht jenen liassischen Faunen vom Meto-Fluß gleicht, die für die Liasfleckenmergel höchstwahrscheinlich (mittel-) pliensba-

chischen Alters mit den typischen Vertretern *Hermiella timorensis*, *Triadohealdia persulcata* und Arten der Gattung *Soëlla* charakteristisch sind (siehe KRISTAN-TOLLMANN et al., 1987: 241). Die Ostracoden-Fauna unserer beiden hier behandelten Probenpunkte scheint eine niedrigere Entwicklungsstufe aufzuweisen. Auch aufgrund der hier vorgefundenen Coccolithen dürfte sinemurisches Alter am wahrscheinlichsten sein, obwohl eine stratigraphische Reichweite ab oberstem Hettang bis unterem Pliensbach möglich wäre.

Die kleine Coccolithen-Assoziation wurde aus Sedimentresten, die in Ostracoden-Klappenhaften geblieben waren, mit Scan-Aufnahmen dokumentiert. Die Coccolithen sind meist schlecht erhalten, in Auflösung begriffen oder schon zerfallen, umkristallisiert oder von anderen Sediment-Bestandteilen zu sehr bedeckt. Nach Untersuchung des Sedimentrückstandes in 25 Ostracodenschälchen aus vier verschiedenen Proben konnte folgender Eindruck gewonnen werden: Absolut dominant sind *Timorhabdus timorensis* und - mit großem Abstand - *Staurorhabdus quadriarcullus*. Danach folgt *Tubirhabdus patulus*, die übrigen Arten sind Einzelfunde. Viele Reste konnten zufolge ihrer schon zu weit fortgeschrittenen Auflösung nicht determiniert werden. Die gesamte Liste umfaßt daher nur fünf Arten:

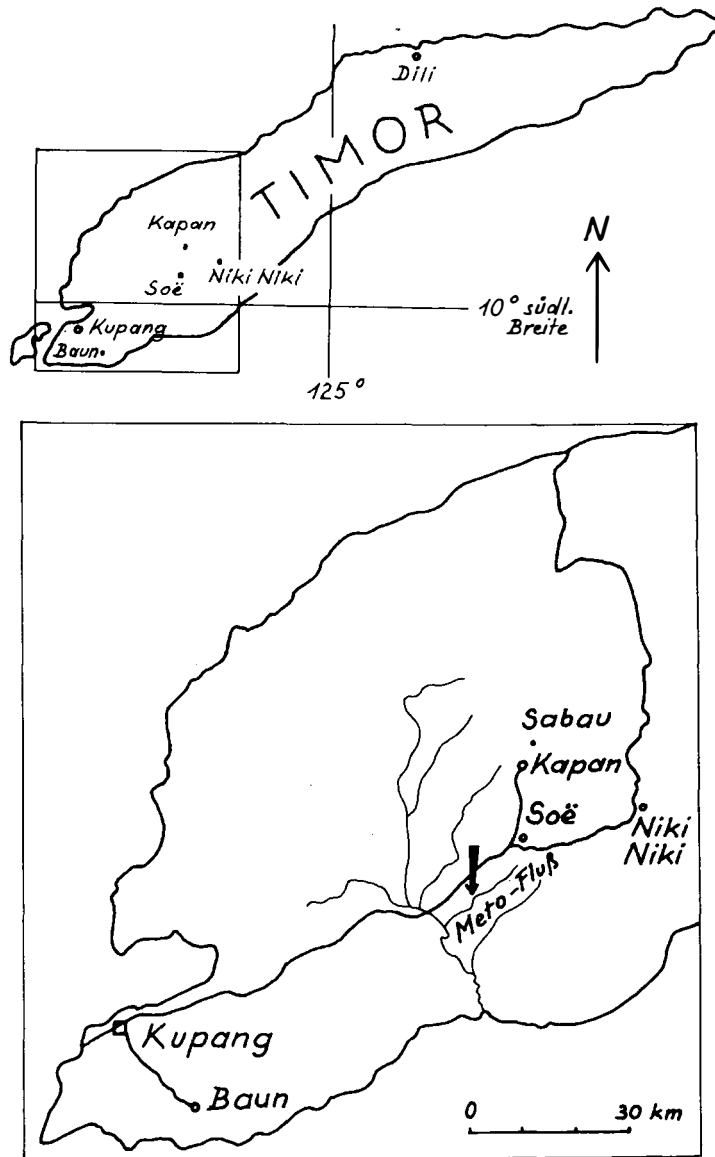


Abb. 1:

Übersichtsskizze der westlichen Region von Timor (Indonesien) und Position der Aufschlüsse an der großen Meto-Fluß-Biegung (Pfeil) südwestlich von Soë, westlicher Teil von Zentral-Timor.

*Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973

*Zeugrhabdotus* ? aff. *fissus* GRÜN & ZWEILI, 1980

*Staurorhabdus quadriarcellus* (NOËL, 1965)

*Mitrolithus elegans* ? DEFLANDRE, 1954

*Timorhabdus timorensis* n.g.n.sp.

Stark im Gegensatz dazu führen die oben erwähnten Proben aus dem (Mittel-?) Pliensbach (Ältere Allgäuschichten) des Meto-Flusses südlich von Soë eine wesentlich artenreichere Coccolithen-Assoziation, die von *Biscutum novum* dominiert wird. Eine erste kleine Auswahl

davon wurde 1987 dargestellt (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1987: 256, 258; Taf. 3).

## 2. Beschreibung der Arten

Genus: *Tubirhabdus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973

*Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973

(Taf. 1, Fig. 1; 5 rechts oben)

1969 *Tubirhabdus patulus* PRINS, Taf. 1, Fig. 10 A-C (invalid).

1973 *Tubirhabdus patulus* PRINS - ROOD, HAY & BARNARD, S. 373, Taf. 2, Fig. 3.

1974 *Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD - BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 4.

1979 *Tubirhabdus patulus* ROOD, HAY & BARNARD 1973 ex PRINS 1969 - MEDD, S. 45, Taf. 9, Fig. 9.

1987 a *Tubirhabdus patulus* PRINS in ROOD, HAY & BARNARD 1973 - BOWN, Taf. 1, Fig. 3,4.

1987 b *Tubirhabdus patulus* Prins ex Rood, Hay & Barnard, 1973 - BOWN, S. 18, Taf. 2, Fig. 4-6; Taf. 12, Fig. 11,12.

Bemerkungen: Diese Art wird vor allem durch den zentralen distalen, dünnschaligen, aber sehr großlumigen Fortsatz charakterisiert, der auch in zerbrochenem Zustand (vgl. Fig. 1 auf Taf. 1) typisch und erkennbar bleiben kann. Der vollständig erhaltene Fortsatz ragt über den distalen Rand etwa in gleicher Höhe, wie dieser aufweist, hinaus und erweitert sich ab da rasch breit trichterförmig mit leicht gewelltem und eventuell auch nach außen gekrempeltem Rand (siehe Fig. 5 rechts oben auf Taf. 1). Der Umriß des Trichters ist breit oval in der gleichen Längsachse der elliptischen Scheibe.

*Tubirhabdus patulus* ist eine aus dem gesamten Lias und darüber hinaus bekannte Art (siehe etwa BARNARD & HAY, 1974: Fig. 2), die aus dem Sinemur von Timor von zwei Fundpunkten angegeben werden kann (Ortsrand von Soë und Meto-Fluß SW Soë). Übrigens stammt auch das von BOWN, 1987 b, abgebildete Exemplar Taf. 2, Fig. 6, aus dem Mittel-Pliensbach von Timor, nähere Fundort-Angaben fehlen.

Genus: *Zeugrhabdotus* REINHARDT, 1965

*Zeugrhabdotus* ? aff. *fissus* GRÜN & ZWEILI, 1980 (Taf. 1, Fig. 2)

1980 *Zeugrhabdotus* ? *fissus* GRÜN & ZWEILI, n. sp., S. 296, Taf. 15, Fig. 9-12.

Bemerkungen: Das einzige vorliegende Exemplar läßt sich gut *Z.?* *fissus* zuordnen. Charakteristisch ist der verhältnismäßig dünne proximale Rand aus schräggestellten Elementen, die sich nur wenig übergreifen. Charakteristisch ist ferner der in seiner ganzen Länge gespaltene Querbalken, wobei die beiden Hälften linsenförmig auseinanderklaffen. *Z. erectus* hat dagegen einen sehr schmalen Querbalken mit kleinem zentralem Loch. Bei *Z. choffati* ist das zentrale Loch zwar wesentlich größer als bei *Z. erectus*, aber rundlich im Gegensatz zu *Z.?* *fissus*, und der kompakte, nicht gespaltene Querbalken ist an beiden En-

den erhalten. Ob *Z. erectus* und *Z. choffati* Variationen ein und derselben Art darstellen, wie BOWN 1987 b, S. 20 f, annimmt, kann hier mangels weiteren Materials nicht entschieden werden.

*Z.?* *fissus* wurde aus Renggeri-Tonen des unteren Oxford bei Liesberg, Berner Jura, Schweiz, erstbeschrieben und nach meiner Kenntnis bisher von keinem weiteren Fundpunkt beschrieben. Unser Exemplar stammt aus dem Lias (Ältere Allgäuschichten, wahrscheinlich Sinemur, mit *Ptychobairdia neokristanae*) von Soë in Zentral-Timor, Indonesien (Probe Kr.-T. 86/150). Dies ist eine verhältnismäßig lange stratigraphische Reichweite, würde aber nicht einmal an z. B. die verwandte Art *Zeugrhabdotus erectus* herankommen, deren Vorkommen etwa bei GRÜN & ZWEILI, 1980, S. 296, mit "Oberes Hettangien-Oberkreide (bis Eozän umgelagert?)" angegeben wird.

Genus: *Staurorhabdus* NOËL, 1973

*Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL, 1965) (Taf. 1, Fig. 3; Fig. 5 links unten?)

Bemerkungen: Obwohl mir nur sehr wenig, nicht gut erhaltenes Material vorliegt, kann ich mich nicht der Meinung von BOWN, 1987 b, S. 23 f, anschließen, welcher auch jene Formen, die in den Quadranten keine Diagonalbalken aufweisen - charakteristisch für *St. quadriarcullus* - zu *Crucirhabdus primulus* stellt. Typisch für *C. primulus* sind ja unter anderem gerade diese diagonalen schmalen Latten in den Quadranten. Die beiden mir von der Proximalseite vorliegenden Exemplare haben jedenfalls keine Diagonalbalken.

Auch aus der übrigen Literatur ist ersichtlich, daß die meisten Autoren solche Formen mit offenen Quadranten (und mit mehr oder weniger schräg gestellten Balken des "rim") zu *Staurorhabdus quadriarcullus* stellen, auch wenn sie aus dem tieferen Lias stammen (vgl. etwa HAMILTON, 1982, Tab. 3.1., oder WIEGAND, 1984, Taf. 1, Fig. 5 und Taf. 2, Fig. 6-8). Ursprünglich hatte man nämlich angenommen, *St. quadriarcullus* sei nur auf den höheren Jura beschränkt.

Ein schräg distal getroffenes Exemplar (Taf. 1, Fig. 2 unten links) wird als fraglich ebenfalls hier eingeordnet, und zwar wegen der guten Übereinstimmung des dünnen, distal "ausgefranst" Randes sowie der kurzen Plättchen im inneren Randring und der senkrecht angeordneten distalen Elemente des Außenrandes mit dem Exemplar Fig. 2 auf Taf. 3 bei BOWN, 1987 b, welches m. E. aufgrund der offenen Quadranten (vgl. Fig. 1 in Distalan-sicht) zu *St. quadriarcullus* gehört.



Genus: *Mitrolithus* DEFLANDRE, 1954

*Mitrolithus elegans* ? DEFLANDRE, 1954

(Taf. 1, Fig. 4)

Bemerkungen: Wegen der großen, distal breit und gerade abschließenden Platten des Innenringes, die fast so lang oder gleich lang wie die senkrechten schmälere Platten des Außenringes sind, stelle ich diesen in distaler Schrägansicht getroffenen Coccolithen zu *Mitrolithus elegans* ? Er läßt sich trotz seiner schlechten Erhaltung gut mit dem bei BOWN, 1987 b, abgebildeten, zu *M. elegans* gestellten Exemplar von Taf. 3, Fig. 8, 9, vergleichen.

Genus: *Timorhabdus* n. g.

Derivatio nominis: Nach dem Erstfund des Generotypus in Timor.

Generotypus: *Timorhabdus timorensis* n. g. n. sp.

Weitere zugeordnete Art: *Timorhabdus rhombicus* (GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974), erstbeschrieben als *Tubirhabdus ? rhombicus* aus dem unteren Toarc von Holzmaden, Deutschland.

Diagnose: Breit ovale, robuste Scheiben mit langen, schräg angeordneten randlich-distalen Elementen, deren distale Enden dachziegelförmig übereinander liegen. Zentralfeld ziemlich eng, Stachel hohl. Proximale Platte als glatte "Membran" ausgebildet mit einer auf der Proximalseite rhombischen Struktur, deren Spitzen in der großen und kleinen Achse der Ellipse liegen, deren Umrandung von zusätzlichen kleinen Elementen markiert wird und deren Zentrum mehr oder weniger vertieft erscheint. Auch der äußere Rand der Proximalplatte kann mit einem weiteren Ring kleiner Plättchen besetzt sein, der oft nur zum Teil erhalten ist.

Beziehungen: *Crucirhabdus* (mit dem Generotypus *C. primulus* PRINS) und *Parhabdolithus* unterscheiden sich von unserem Genus durch die senkrechte (nicht schräge) Anordnung der langen distalen Randelemente sowie durch die zwar ähnliche, aber doch andersartige Ausbildung der proximalen Seite: *Crucirhabdus* hat ebenfalls eine zentrale Struktur in der Form eines symmetrischen Kreuzes in der großen und kleinen Achse der Ellipse, wie ROOD, HAY & BARNARD, 1973, S. 367, angeben, aber die Quadranten sind große offene Löcher, welche diagonale Leisten aufweisen. Im Gegensatz dazu hat unsere Gattung in den Quadranten eine geschlossene Membran.

Die vier gut entwickelten Balken und offenen Quadranten, wie sie für die Proximalseite von *Crucirhabdus* typisch sind, finden wir auch bei *Staurorhabdus* (mit dem

Generotypus *St. quadriarcullus* (NOËL)). Diese Gattung hat schräg angeordnete distale Randelemente (Loxolith rim structure nach BOWN, 1987) wie *Timorhabdus* und könnte sich aus der primitiveren Gattung *Timorhabdus* entwickelt haben. Die geschlossene Membran zwischen den Balken des proximalen Kreuzes haben schon GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974, S. 309, im Zusammenhang mit ihrer Art *T. rhombicus* als ein Merkmal für sehr primitive Formen angesehen.

*Tubirhabdus* (mit dem Generotypus *T. patulus* PRINS) hat zwar ebenso wie unsere neue Gattung schräg gestellte distale Randelemente. Der große zentrale distale Stachel ruht aber nach ROOD, HAY & BARNARD, 1973, S. 373, auf einem Querbalken in der kleinen Ellipsen-Achse. Die Erweiterung der Diagnose durch BOWN, 1987 b, S. 18, auch auf Kreuzstruktur und komplette Basalplatte mag zumindest in Bezug auf letztere auf die Art *Tubirhabdus ? rhombicus* GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974, zurückgehen, welche ich eben wegen der Ausbildung dieser Proximalplatte zu unserer neuen Gattung stellen möchte und nicht zu *Tubirhabdus*. *Tubirhabdus* hat zusätzlich zum distalen Außenrand eine zweite, innere Reihe kürzerer Randplättchen, welche ich bei *Timorhabdus* nicht beobachten konnte.

Reichweite und Verbreitung: Germanischer und Alpiner Lias, Oxford des Berner Jura: Generotypus *T. timorensis* aus dem Sinemur von Timor, Indonesien; *T. rhombicus* aus dem Toarc von Deutschland und dem unteren Oxford im Berner Jura von Liesberg, Schweiz.

*Timorhabdus timorensis* n. g. n. sp.

(Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 1-6).

Derivatio nominis: Nach dem ersten Bekanntwerden aus Timor.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 1,3,5. Sammlung Kristan-Tollmann, Geologisches Institut der Universität Wien, V 147. Träger ET 117, Objekt 2: Linke Klappe (Bruchstück) einer *Ptychobairdia neokristanae*. Lage des Holotypus durch stufenweise vergrößerte Scan-Aufnahmen dokumentiert.

Locus typicus: Uferböschung des Meto-Flusses südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien.

Stratum typicum: Ein Dezimeter dicke Mergellage zwischen Kalkbänken, Ältere Allgäuschichten, wahrscheinlich Sinemur, Alpiner Lias.

Diagnose: Generotypus der Gattung *Timorhabdus* n. g. mit folgenden Besonderheiten: Breit ovale, hohe, robuste Scheibe. Distale Randelemente lang, am distalen Ende sehr breit, gerade abschließend. Zentralfeld dadurch sehr

klein. Stachel dünn, wahrscheinlich bis zum distalen Rand der Scheibe reichend oder noch länger. Bodenplatte proximal glatt mit einem Ring kleiner Plättchen am Außenrand. Im Zentrum der Platte ist eine rhombische Struktur schwach ausgebildet, durch locker stehende Plättchen deutlich gemacht (siehe Holotypus Fig. 3, 5, Taf. 2). Vom etwas vertieften Zentrum verlaufen dünne, eingetiefte Linien bis an die Spitzen des Rhombus. Bei schlechter erhaltenen bzw. in Auflösung begriffenen Coccolithen sind proximal oft nur das zentrale Loch und die in Kreuzform verlaufenden spaltförmig offenen Linien zu erkennen (vgl. Taf. 2, Fig. 1, 2, 6).

Maße: Länge 3.5 - 4.5  $\mu\text{m}$ ; Breite proximal 2.25 - 2.5  $\mu\text{m}$ ; Höhe 1.5 - 2.5  $\mu\text{m}$ .

Beziehungen: Die einzige einstweilen bekannte zusätzliche Art unserer Gattung, *Timorhabdus rhombicus* (GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974), unterscheidet sich von *T. timorensis* durch die wesentlich markanter ausgebildete, verhältnismäßig größere, in ihrer Gesamtheit stark eingesenkte zentrale rhombische Figur. Diese sowie die Basalplatte sind außerdem randlich durch kräftigere, dicht aneinander gereihte Zusatzelemente eingerahmt. Die Quadranten sind, bedingt durch die soeben aufgezählten Gegebenheiten, wesentlich schmaler (dünner) als bei unserer Art. *T. rhombicus* führen GRÜN & ZWEILI 1980 (S. 291, Taf. 14, Fig. 2-4) auch aus der Dogger/Malmgrenze (Unteres Oxford) des Berner Jura bei Liesberg, Schweiz, an. BOWN (1987 b, S. 18) stellt *T. rhombicus* zu *Tubirhabdus patulus* PRINS und erweitert entsprechend dessen Variationsbreite, was ich nicht für gerechtfertigt erachte.

Genus: *Gruenilithus* n. g.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. Walter Grün, ÖMV-AG Wien, einem der ersten Bearbeiter liassischer Coccolithophoriden.

Generotypus: *Gruenilithus tufari* n. g. n. sp.

Diagnose: Ovale, robuste Scheiben mit einem äußeren Kranz distaler länglicher Platten, die einen seitlichen Knick haben. Zentralfeld aus einer geschlossenen oder gegliederten Proximalplatte gebildet, deren Außenrand einen zusätzlichen Plattenring besitzen kann. Distaler zentraler, hohler Fortsatz bis Stachel vorhanden.

Beziehungen: Unsere Gattung dürfte am ehesten Beziehungen zu *Crepidolithus* haben. Da aber gerade der Ausbildung des äußeren Distalrandes hoher taxonomischer Wert beigemessen wird und unsere Gattung geknickte distale Längsplättchen aufweist gegenüber senkrecht oder

schräg stehenden geraden Platten anderer Gattungen, kann sie zu diesen nicht gestellt werden, und läßt sich im gesamten Formenschatz der bisher bekannten unter- und mitteljurassischen Coccolithophoriden kein äquivalenter distaler Außenrand ausfindig machen. Im Gegenteil, aufgrund eben dieser geknickten Längslatten des Außenrandes, in Gemeinsamkeit mit den übrigen Merkmalen der Gattung, muß für diese Gattung die neue Familie Gruenilithaceae n. fam. eingeführt werden.

*Gruenilithus tufari* n. g. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. Werner Tufar, Univ. Marburg/Lahn, der mir die technische Ausarbeitung vorliegender Studie ermöglicht hat.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 1. Sammlung Kristan-Tollmann, Geologisches Institut der Universität Wien, V 148. Träger ET 116, Objekt 1.

Locus typicus: Ufer des Meto-Flusses südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149).

Stratum typicum: Zwei Dezimeter dicke Mergellage, harte, kalkige, mittel- bis hellbraune Mergel, zwischen Kalkbänken; Ältere Allgäuschichten, (Mittel-)Pliensbach, Alpiner Lias.

Diagnose: Generotypus der Gattung *Gruenilithus* n. g. mit folgenden Besonderheiten: Sehr kleiner, elliptischer Coccolith mit mittelhohem Distalrand aus breiten, länglichen, in halber Höhe seitlich geknickten Platten. Proximalplatte kompakt mit kleinem zentralen Loch inmitten eines eingesenkten Umfeldes. Am Außenrand ein Kranz kurzer Platten, die gegenüber den langen Platten des Distalrandes versetzt angeordnet sind.

Beschreibung: Sehr kleine, elliptische Scheiben mit einem mittelhohen Distalrand, dessen breite, längliche Platten in mehr oder weniger halber Höhe seitlich geknickt sind. Das Zentralfeld wird proximal von einer kompakten Membran ausgefüllt, die an der Außenfläche einige große, wahrscheinlich sekundäre, flach liegende Platten erkennen läßt. In der Mitte ist die Membran eingesenkt und zeigt ein kleines zentrales Loch, welches gewiß zu einem hohlen Stachel auf der Distalseite überleitet. Der Außenrand der Proximalplatte wird durch einen Kranz kurzer Plättchen verstärkt, die gegenüber den 20-25 Platten des Distalrandes versetzt angeordnet sind. Der Rand ist distal etwas weiter als proximal.

Maße: Länge proximal 1.8  $\mu\text{m}$ , Breite 1.2  $\mu\text{m}$ .

Genus: *Bussonius* GOY, 1979

*Bussonius fecheri* n. sp.

(Taf. 3, Fig. 4-9)

**Derivatio nominis:** Zu Ehren von Herrn Klaus Fecher, Univ. Marburg/Lahn, der mich bei der technischen Ausarbeitung bis zu Stereo-Scanaufnahmen wesentlich unterstützt hat.

**Holotypus:** Taf. 3, Fig. 6, 7, 9. Sammlung Kristan-Tollmann, Geologisches Institut der Universität Wien, V 149. Träger ET 116, Objekt 25.

**Locustypicus:** Ufer des Meto-Flusses südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149).

**Stratum typicum:** Zwei Dezimeter dicke Mergellage; harte, kalkige, mittel- bis hellbraune Mergel, zwischen Kalkbänken; Ältere Allgäuschichten, (Mittel-)Pliensbach, Alpiner Lias.

**Diagnose:** Eine Art der Gattung *Bussonius* GOY, 1979, mit folgenden Besonderheiten: Ganz niedriger Coccolith, dessen drei Lagen des dünnen Randes eng aneinander liegen. Die distale Plattenreihe ist etwas dicker als die proximale Reihe, die mittlere ist die dünnste. Die Platten der distalen Lage übergreifen nur ganz wenig im Uhrzeigersinn, sie liegen flach mit leichter Neigung gegen außen/proximal. In den Quadranten kann man 3 (-4) Zwischenräume zwischen den schrägen Bälkchen beobachten.

**Beschreibung:** Ovaler Coccolith mit einem schmalen distalen Rand aus drei außen deutlich voneinander getrennten, aber eng aneinander liegenden Plattenreihen. Die distale Plattenreihe, die den Abschluß bildet, setzt sich aus rund 30 blockigen, flach liegenden, ein wenig nach außen/proximal geneigten und sich nur randlich leicht übergreifenden Platten zusammen. Die proximale Reihe wird aus dünneren und schmäleren blockigen Plättchen gebildet, etwa ein Drittel bis zu Hälfte mehr als in der distalen Reihe, die nebeneinander liegen bis leicht übergreifend im Uhrzeigersinn (von distal betrachtet), so wie jene der distalen Reihe, angeordnet sind. Die mittlere Reihe besteht aus ganz dünnen, breiten Plättchen. Das Zentralfeld ist groß. Es wird von einem kräftigen Balkenkreuz überspannt, wobei dessen lange Balken der langen Ellipsenachse folgen. Die Lage der kurzen Balken konnte nicht genau beobachtet werden. Die Felder zwischen Balken und Außenrand werden von 2-3 schmalen, schrägen Latten ausgefüllt, sodaß man 3-4 längliche Zwischenräume sehen kann. Auf der distalen Seite erhebt sich in der Mitte des Balkenkreuzes ein hohler Dorn, der über den Distalrand hinausragt.

**Maße:** Länge um 4.5 µm; Breite etwas über 3 µm.

**Beziehungen:** Vom Generotypus *B. prinsii* (NOËL), der übrigens bei manchen Autoren fälschlich *prinsii* geschrieben wird, unterscheidet sich unsere Art durch den niedrigeren distalen Rand, durch die flach liegenden Plättchen der distalen Reihe des Außenrandes, durch die geringe Anzahl der Latten in den Quadranten. Von *B. leufuensis* BOWN unterscheidet sich unsere Art ebenfalls durch die flach liegenden, nicht gegen außen leicht aufgestellten, sondern im Gegenteil abwärts geneigten, am mittleren Plattenring anliegenden Plättchen der distalen Reihe, außerdem durch das Vorhandensein von schmalen Latten in den Quadranten.

**Familia:** *Eoconusphaeraceae* n. fam.

**Typusgattung:** *Eoconusphaera* JAFAR, 1983

**Diagnose:** Nannofossilien in Form von länglichen, abgestutzten Kegeln oder Körben von rundem bis elliptischem Querschnitt, die aus einer äußeren Lage von vertikal nebeneinander stehenden, nicht übergreifenden, dünnen Latten bestehen und einem inneren Körper, der den zentralen Raum meist ganz ausfüllt. Dieser innere Körper wird aus einem oder mehreren Zyklen ebenfalls langer dünner Latten gebildet, die senkrecht oder spindelförmig gedreht radial zur Längsachse angeordnet sind. Die radiale Lage dieser inneren Elemente kann modifiziert sein wie z. B. bei *E. zlabachensis* und *E. jansae*, wo die Latten in Sektoren aufgeteilt sind: Je einer radialen Latte folgen einige weitere Latten parallel, naturgemäß gegen außen hin kürzer werdend. Sie sind im Uhrzeigersinn angeordnet. Der Axialkanal ist dünn, oft am Distalende nicht zu sehen, oder nicht vorhanden. Spezielle proximale Platten, Stege oder Kreuze sind nicht ausgebildet.

**Eingeordnete Gattungen:** *Eoconusphaera* JAFAR, 1983 (Syn.: *Calcivascularis* WIEGAND, 1984); *Conusphaera* TREJO, 1969.

**Reichweite:** Ober-Trias (Nor) bis Unter-Kreide (Apt).

Eine ausführliche Stellungnahme zum gesamten Fragenkomplex *Eoconusphaeraceae* siehe in KRISTAN-TOLLMANN, 1988, dieser Band).

**Genus:** *Eoconusphaera* JAFAR, 1983, emend.

**Revidierte Diagnose:** Mehr oder weniger längliche, abgestutzte Kegel von rundem bis rundlich elliptischem Querschnitt, die sich aus zwei Zyklen langer Plättchen (Latten) zusammensetzen. Der innere, zentrale, kompakte Körper wird aus langen, senkrecht stehenden oder schräg gestellten, spindelförmig zur Längsachse im Uhrzeiger-

sinn gedrehten Latten gebildet, die distal spezielles Arrangement zeigen: Die dünnen Plättchen sind in dreieckigen Sektoren angeordnet insofern, als jeweils einem langen, radial gestellten, vom Außenrand bis zum Mittelpunkt reichenden Plättchen etliche weitere Plättchen mehr oder weniger parallel angegliedert sind, die sich mit der Entfernung vom Leit-Plättchen immer mehr verkürzen. Die langen radialen Latten sind schon ab dem proximalen Ende des Konus vorhanden, die kürzeren werden distal im Verlaufe des zunehmenden Durchmessers des Kegels eingeschoben. Der kompakte zentrale Körper wird ummantelt von einem äußeren Zyklus aus vertikalen, nebeneinander stehenden, dünnen Latten. Ein Achsialkanal konnte nicht nachgewiesen werden. Eine proximale Abschlußplatte fehlt.

Generotypus: *Eoconusphaera zlabachensis* (MOSHKOVITZ, 1982)

Bisher bekannte Arten:

*E. zlabachensis* (MOSHKOVITZ, 1982)

*E. jansae* (WIEGAND, 1984) n. comb. (siehe Abb. 2)

*Eoconusphaera jansae* (Wiegand, 1984) n. comb. (Abb. 2)

\*1984 a *Calcivascularis jansae* n. sp. - WIEGAND, S. 1152, Fig. 1A-G.

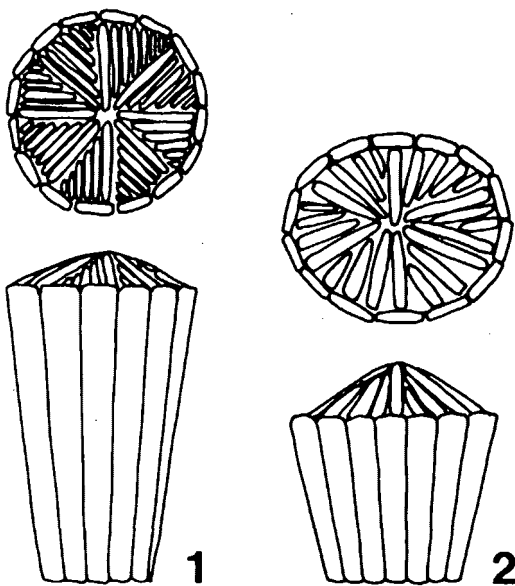


Abb. 2:

Schematische Skizze der beiden bisher bekannten Arten der Gattung *Eoconusphaera*

Fig. 1: *E. zlabachensis*, Fig. 2: *E. jansae*; beide jeweils in Distalansicht (oben) und Seitenansicht (unten).

1984 b *Calcivascularis jansae* WIEGAND, in press - WIEGAND, S. 665, Taf. 3, Fig. 4.

1986 *Mitrolithus jansae* WIEGAND 1984 n. comb. (BOWN & YOUNG) - in YOUNG, TEALE & BOWN, S. 130, Taf. 1, Fig. A, D, G, H.

1987 a *Mitrolithus jansae* (WIEGAND, 1984) BOWN & YOUNG 1986 - BOWN, S. 43, Taf. 3, Fig. 4.

1987 b *Mitrolithus jansae* (Wiegand, 1984) Bown and Young in Young et al. 1986 - BOWN, S. 27, Taf. 3, Fig. 16-18; Taf. 4, Fig. 1-3; Taf. 13, Fig. 1-4.

Revidierte Diagnose: Kurzer kegelförmiger, proximal abgestutzter Coccolith mit rundlich-elliptischem Querschnitt. Der äußere distale Rand besteht aus dünnen, senkrechten Latten. Der Zentralraum wird distal ganz von langen, mehr oder weniger senkrecht stehenden, dünnen Latten ausgefüllt, die locker angeordnet und in sechs Sektoren unterteilt sind. Jeder Sektor wird meist von vier (selten auch drei oder fünf) Latten gebildet, von denen die längsten, radialen, auch die höchsten sind. Dieser innere Körper ragt niedrig spitzkegelig distal über den Distalrand hinaus.

Beziehungen: In den typischen Gattungsmerkmalen stimmt *E. jansae* vortrefflich mit *E. zlabachensis* überein. Die wesentlichen Unterschiede liegen in der Höhe der äußeren Latten, in der Zahl und Anordnung der Latten des Zentralkörpers: *E. jansae* ist niedriger als *E. zlabachensis*. Gegenüber den dünneren, zahlreicheren, dicht gepackten Latten - 8 Sektoren mit je sieben (selten 6) gleich hoch abschließenden Plättchen - des Zentralkörpers bei *E. zlabachensis* hat *E. jansae* diese in nur sechs Sektoren locker zu vier pro Sektor (selten auch 3 oder 5) gepackt, und sie schließen etwas schlampig ungleich in der Höhe ab. Die Latten des Zentralkörpers sind bei *E. zlabachensis* außerdem im Uhrzeigersinn spindelförmig gedreht, bei *E. jansae* hingegen mehr oder weniger senkrecht stehend. Auch der distale Querschnitt ist unterschiedlich: Rund bei *E. zlabachensis*, rundlich-elliptisch bei *E. jansae*.

*Eoconusphaera jansae* wurde von BOWN & YOUNG 1986 zur Gattung *Mitrolithus* gestellt. Dagegen spricht aber nicht nur der bei beiden Gattungen (und bei den Arten *E. jansae* und *M. elegans*) völlig abweichend gestaltete Zentralkörper, sondern auch die Tatsache, daß *Mitrolithus* schon eine Stufe weiter entwickelt ist gegenüber der primitiveren *Eoconusphaera*: *Mitrolithus* hat ja bereits eine proximale Basis aus dreieckigen Elementen, die mit dem breiteren Ende eine Proximalplatte bilden, mit den dünnen aufragenden Enden einen zweiten, inneren Distalrand bilden. Gerade das Vorhandensein dieses zweiten

Kranzes aus dreieckigen Elementen hat BOWN 1987 a zu Recht zur Zusammenfassung von Gattungen mit diesem Merkmal zur Familie Parhabdolithaceae bewogen. Andererseits ist das Fehlen dieses dreieckigen Elemente-Kranzes bei *Eoconusphaera* schon an *E. zlabachensis* bei JAFAR 1983, Fig. 6/1c; MOSHKOVITZ 1982, Taf. 1, Fig. 7; POSCH & STRADNER 1987, Fig. 1, 2; vor allem aber bei BOWN 1987 b selbst, Taf. 11, Fig. 3; Taf. 15, Fig. 13, erkennbar gewesen. Noch deutlicher zeigt diesen Umstand wiederum BOWN 1987 b selbst für *E. jansae*: Man vergleiche die lichtmikroskopischen Aufnahmen von *E. jansae* auf Taf. 13, Fig. 1-4, die eindeutig keine wie irgend gestalteten selbständigen proximalen Elemente zeigen, mit jenen von *M. elegans* auf Taf. 12, Fig. 25, 26, *M. lenticularis* Fig. 29, 30; oder mit *Parhabdolithus*-Arten von Taf. 13, Fig. 7-16, bei welchen die dreieckigen proximalen Elemente ebenfalls exzellent beobachtet werden können.

## Danksagung

Die Proben aus Timor wurden Ende 1986 im Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 203 (mit dankenswerter finanzieller Unterstützung durch das Österreichische Nationalkomitee) aufgesammelt und hier im Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 272 bearbeitet. Die Scan-Aufnahmen wurden mir freundlicherweise durch Herrn Prof. Dr. W. Tufar am Geowiss. Fachbereich der Univ. Marburg/Lahm ermöglicht. Herrn K. Fecher (ebenda) möchte ich sehr herzlich für seine nimmermüde und opferbereite Unterstützung bei den Scan-Aufnahmen danken. Herrn Dr. W. Grün, ÖMV-AG Wien, danke ich für fruchtbringende Diskussion.

## Literatur

- BARNARD, T. & HAY, W. (1974): On Jurassic Coccoliths: A tentative zonation of the Jurassic of Southern England and North France. - *Eclogae geol. Helv.*, **67**, 563-585, 2 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Basel.
- BOWN, P.R. (1987 a): The Structural Development of Early Mesozoic Coccoliths and its Evolutionary and Taxonomic Significance. - *Abh. Geol. B.-A.*, **39**, 33-49, 5 Abb., 3 Taf., Wien.
- BOWN, P.R. (1987 b): Taxonomy, Evolution, and Biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic Calcareous Nannofossils. - *Spec. Papers in Palaeontol.*, **38**, 1-118, 19 Abb., 15 Taf., London.
- CRUX, J.A. (1984): Biostratigraphy of early Jurassic calcareous nannofossils from southwest Germany. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **169** (2), 160-186, 14 Abb., Stuttgart.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C. (1954): Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. - *Ann. Paléont.*, **40**, 115-176, 127 Abb., Paris.
- GRÜN, W., PRINS, B. & ZWEILI, F. (1974): Coccolithophoriden aus dem Lias epsilon von Holzmaden (Deutschland). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **147**, 294-328, 22 Abb., Stuttgart.
- GRÜN, W. & ZWEILI, F. (1980): Das kalkige Nannoplankton der Dogger-Malm-Grenze im Berner Jura bei Liesberg (Schweiz). - *Jb. Geol. B.-A.*, **123**, 231-341, 41 Abb., 16 Taf., Wien.
- HAMILTON, G. (1979): Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. - *Eclogae geol. Helv.*, **72**, 1-17, 7 Abb., 1 Taf., Basel.
- HAMILTON, G. (1982): Triassic and Jurassic calcareous nannofossils. - (In:) A.R. LORD (Hrsg.): *A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils*, 17-39, 4 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Chichester (Brit. Micropal-Soc./Ellis Horwood).
- JAFAR, S.A. (1983): Significance of Late Triassic calcareous Nannoplankton from Austria and Southern Germany. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **166**, 218-259, 12 Abb., Stuttgart.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1988): Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) von Timor, Indonesien. - *GPM Innsbruck*, **15**, 109-133, 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1989): Pandemic ostracod communities in the Tethyan Triassic and Liassic. - *Tenth Int. Ostrac. Sympos. Aberystwyth 1988*. - (in Druck).
- KRISTAN-TOLLMANN, E., BARKHAM, S. & GRUBER, B. (1987): Pötschenschichten, Zlabachmergel (Hallstätter Obertrias) und Liasfleckenmergel in Zentraltimor, nebst ihren Faunenelementen. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 229-285, 13 Abb., 5 Taf., Wien.
- MEDD, A.W. (1979): The Upper Jurassic coccoliths from the Haddenham and Gamlingay boreholes (Cambridgeshire, England). - *Eclogae geol. Helv.*, **72**, 19-109, 4 Abb., 4 Tab., 11 Taf., Basel.
- MOSHKOVITZ, S. (1982): On the findings of a new calcareous nannofossil (*Conusphaera zlabachensis*) and other calcareous organisms in the Upper Triassic sediments of Austria. - *Eclogae geol. Helv.*, **75**, 611-619, 2 Taf., Basel.
- NOËL, D. (1965): Sur les coccolithes du Jurassique européen et d'Afrique du Nord. - *C.N.R.S.*, 1-209, 74 Abb., 29 Taf., Paris (Centre Nat. Rech. Sci.).
- NOËL, D. (1973): Nannofossiles calcaires de sédiments jurassiques finement laminés. - *Bull. Mus. nation. Hist. nat.*, (3) **75**; *Science de la Terre*, **14**, 95-156, 9 Abb., 15 Taf., Paris (1972).

- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nanofossils. - In: H. BOLLI et al. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy, 329-426, 92 Abb., Cambridge etc. (Cambridge Univ. Press).
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1987): Report on Triassic Nannoliths from Austria. - Abh. Geol. B.-A., **39**, 231-237, 6 Abb., 2 Taf., Wien.
- PRINS, B. (1969): Evolution and stratigraphy of coccolithinids from the Lower and Middle Lias. - In: P. BRÖNNIMANN & H.H. RENZ, Proceed. First Int. Conf. on Planktonic Microfossils, Geneva, **2**, 547-558, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Leiden (Brill).
- ROOD, A.P., HAY, W.W. & BARNARD, T. (1973): Electron Microscope Studies of Lower and Middle Jurassic Coccoliths. - Eclogae geol. Helv., **66**, 365-382, 3 Taf., Basel.
- TREJO, M. (1969): Conusphaera mexicana, un nuevo coccolitoforido de Jurasico Superior de Mexico. - Rev. Inst. max. Petóleo, **1/4**, 5-15, 17 Abb., Mexico.
- WIEGAND, G.E. (1984 a): Two new genera of calcareous nanofossils from the Lower Jurassic. - J. Paleont., **58/4**, 1151-1155, 2 Abb.
- WIEGAND, G.E. (1984 b): Jurassic nanofossils from the northwest African margin etc. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., **79**, 657-670, 2 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Washington.
- YOUNG, J.R., TEALE, C.T. & BOWN, P.R. (1986): Revision of the stratigraphy of the Longobucco Group (Liassic, southern Italy) etc. - Eclogae geol. Helv., **79**, 117-135, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Basel.

*Anschrift der Verfasserin:*

*Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, Scheibenbergstr. 53, A-1180 Wien*

eingereicht: 16. Okt. 1988

angenommen: 10. Nov. 1988

## Tafelerläuterungen

### Tafel 1

Coccolithen aus Älteren Allgäuschichten (unterer Lias, Sinemur) von Timor, Indonesien.

Fig. 1, 3, 4 vom Meto-Fluß südwestlich Soë, Zentraltimor.

Fig. 2, 5, 6 aus Fleckenmergeln schräg gegenüber dem Kiosk Aman am südwestlichen Ortsrand von Soë.

Fig. 1: *Tubirhabdus patulus* PRINS, distal.

Fig. 2: *Zeugrhabdotus* ? aff. *fissus* GRÜN & ZWEILI, proximale, leicht schräge Ansicht.

Fig. 3: *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL), schräge Lateralansicht; proximale Seite oben.

Fig. 4: *Mitrolithus elegans* ? DEFLANDRE, schräge Distalansicht.

Fig. 5: rechts oben: *Tubirhabdus patulus* PRINS, schräge Distalansicht;  
links unten: *Staurorhabdus quadriarcullus* ?, schräge Distalansicht.

Fig. 6: *Timorhabdus timorensis* n. g. n. sp., Distalansicht.

### Tafel 2

*Timorhabdustimorensis* n. g. n. sp. (Coccolithophoridae) aus Älteren Allgäuschichten (unterer Lias, Sinemur) vom Meto-Fluß südwestlich Soë, Zentral-Timor, Indonesien. Exemplare aus Sedimentrückständen in zwei Klappen von *Ptychobairdia neokristanae*.

Fig. 1: Drei Exemplare in proximaler bzw. schräg-proximaler Ansicht, davon das linke Exemplar der Holotypus.

Fig. 2: Exemplar von der Schmalseite, schräg-proximal.

Fig. 3: Holotypus in proximaler Seitenansicht (vgl. Fig. 1 und 5).

Fig. 4: Exemplar in schräger Distalansicht.

Fig. 5: Holotypus schräg proximal (vgl. Fig. 1, 3).

Fig. 6: Exemplar proximal, etwas seitlich.

### Tafel 3

Coccolithen aus Älteren Allgäuschichten (Alpiner Lias, Mittel-Pliensbach) vom Meto-Fluß südwestlich Soë, Zentral-Timor, Indonesien.

Fig. 1-3: *Gruenilithus tufari* n. g. n. sp.

Fig. 1: Holotypus, schräge Proximalansicht.

Fig. 2, 3: Exemplar von proximal und seitlich proximal.

Fig. 4-9: *Bussonius fecheri* n. sp.

Fig. 4: Proximalansicht, leicht schräg.

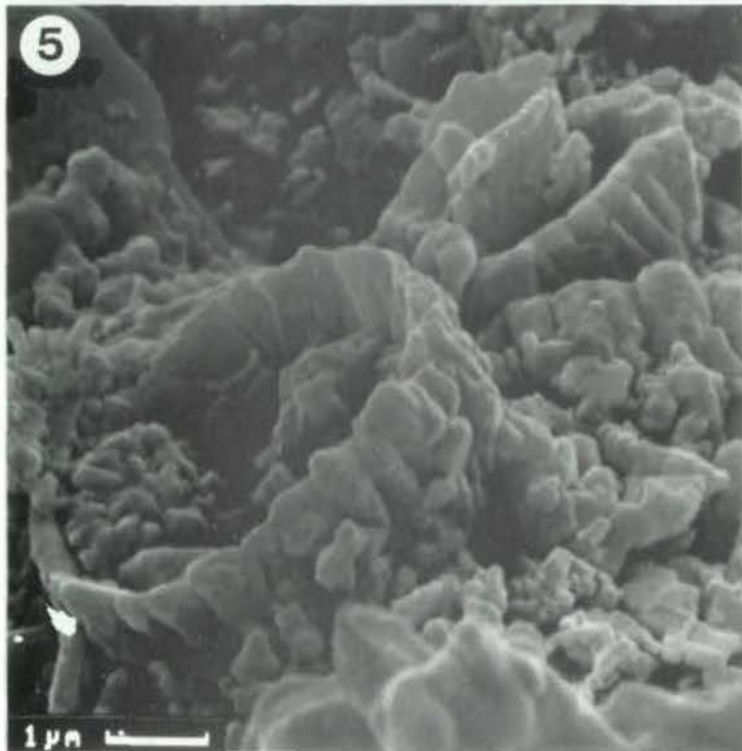
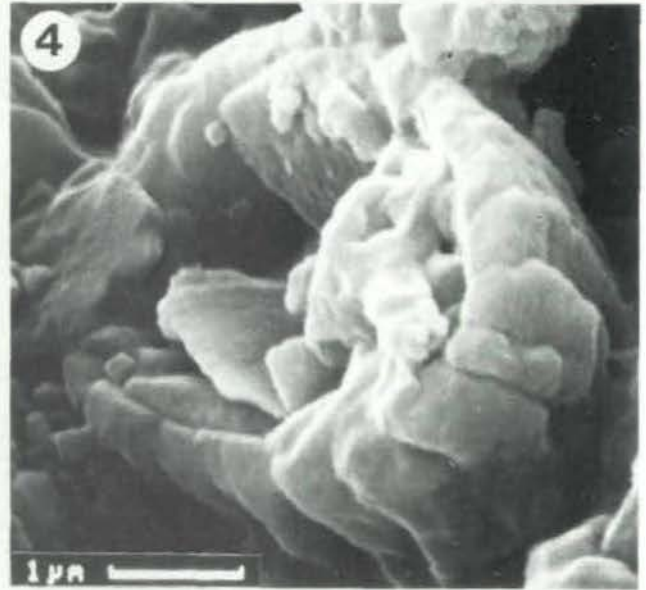
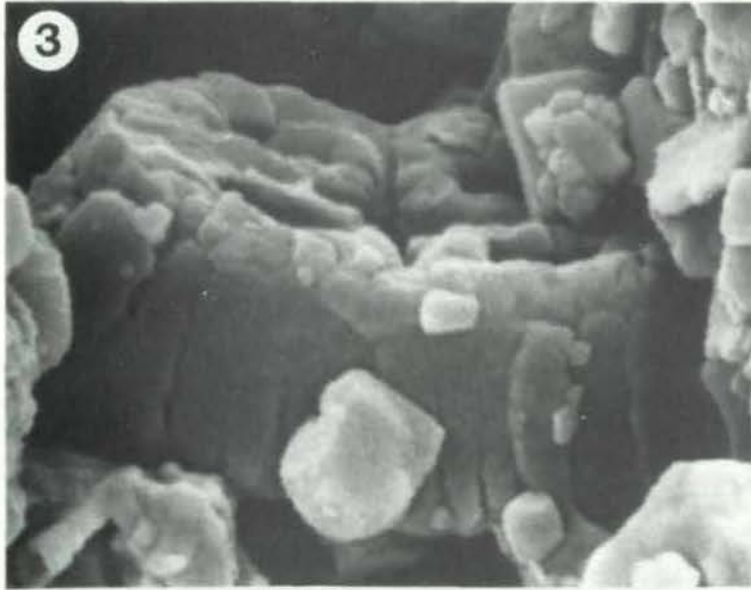
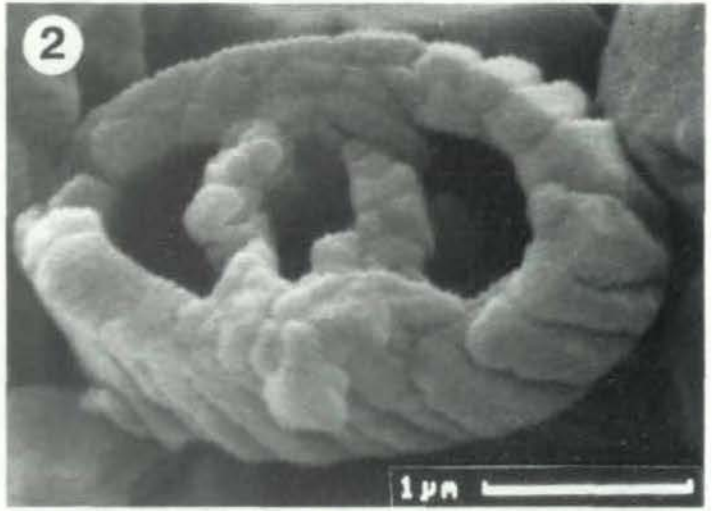
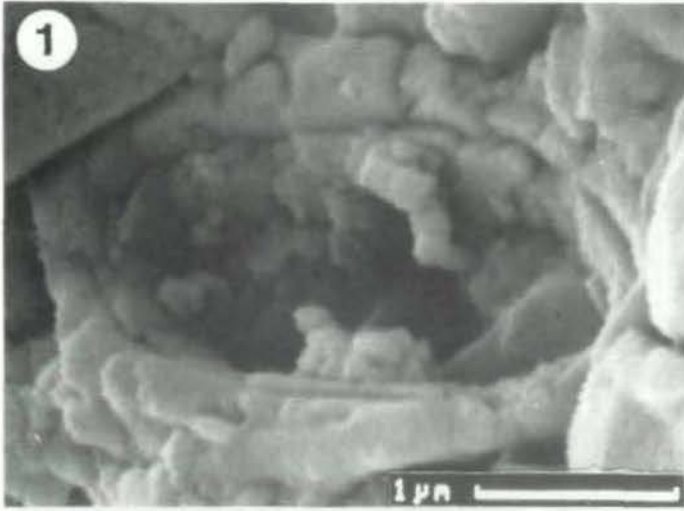
Fig. 5: Stereopaar in Distalansicht.

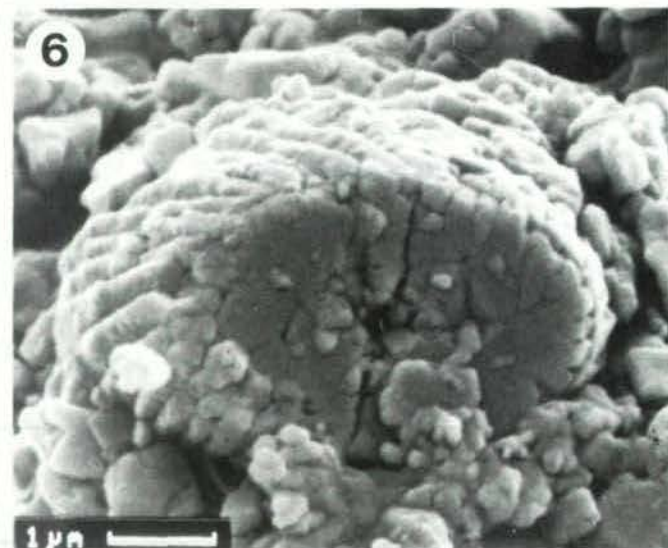
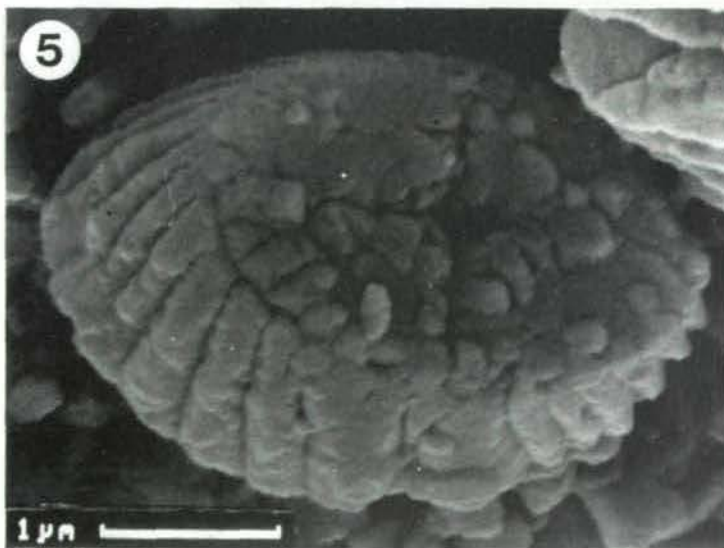
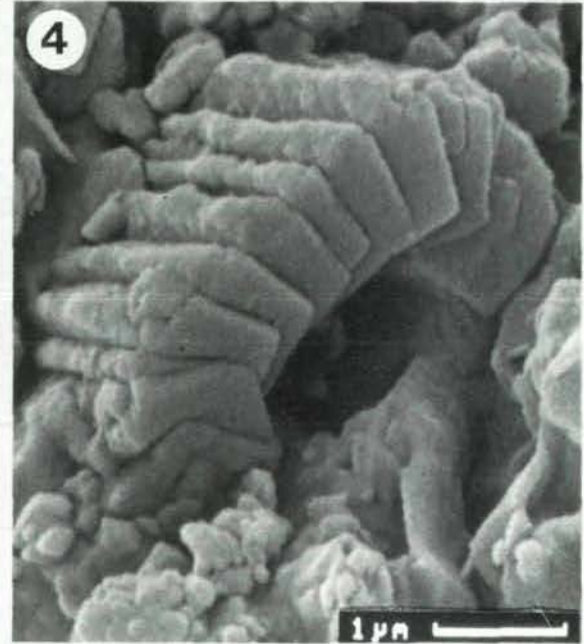
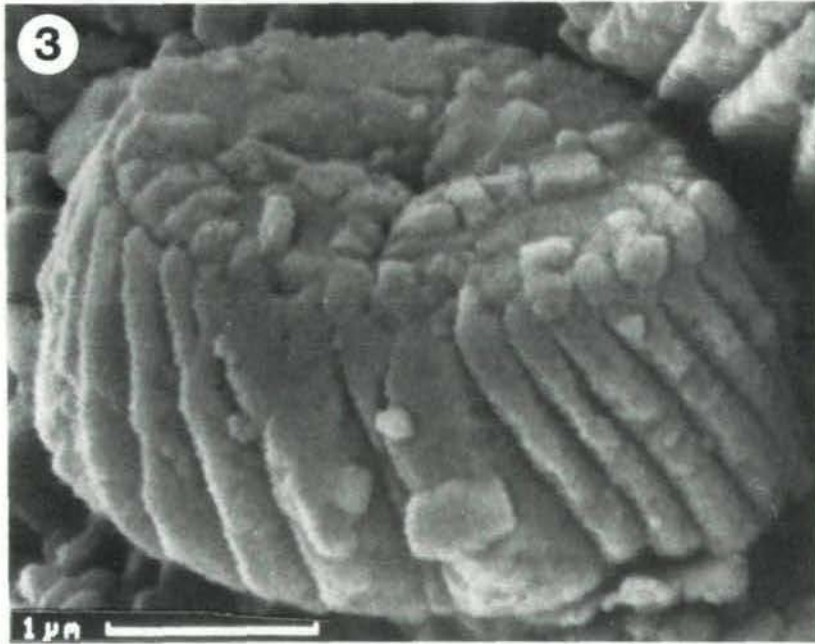
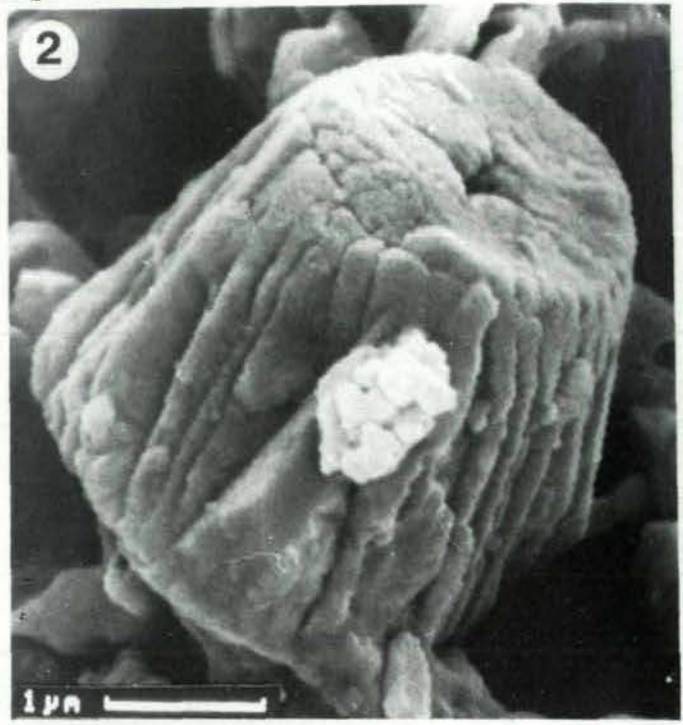
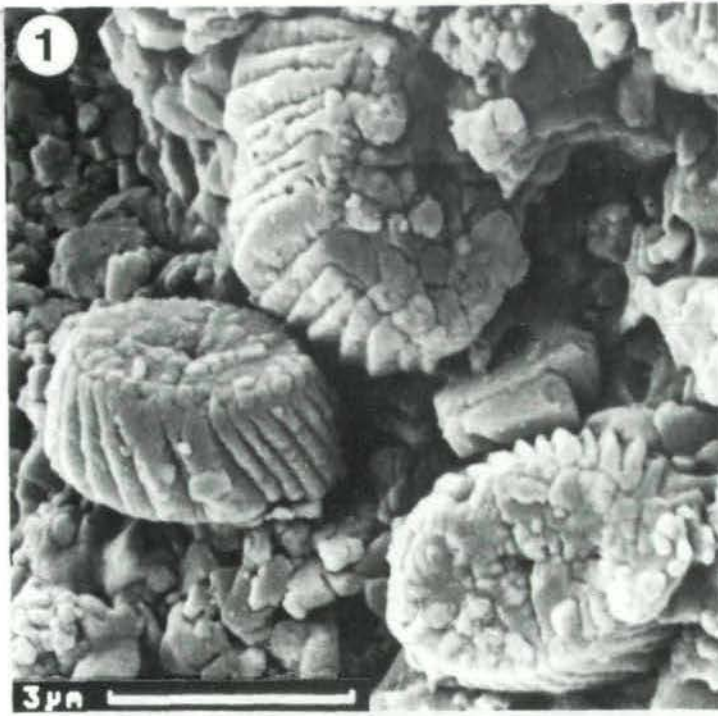
Fig. 6, 7, 9: Holotypus; 6: stereo, distal; 7: seitlich distal; 9: schräg distal.

Fig. 8: schräge Distalansicht.



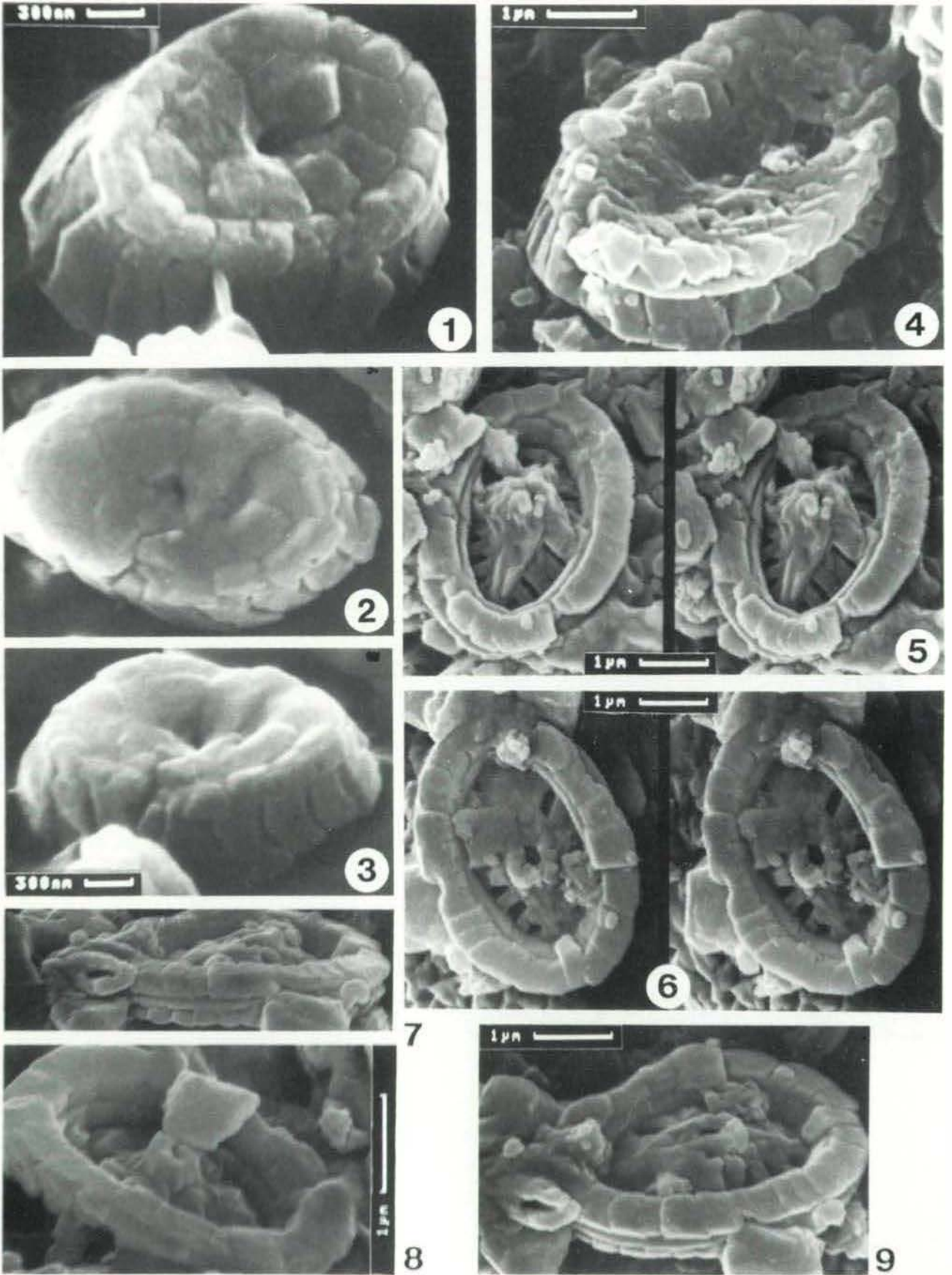
Tafel 1







Tafel 3



## FAZIES, GEOCHEMIE UND STRATIGRAPHIE AUSGEWÄHLTER VORKOMMEN ÖSTERREICHISCHER ORGANISCH REICHER GESTEINE - EIN ZWISCHENBERICHT\*

H. Lobitzer, L. A. Kodina, G. Solti, B. Schwaighofer & R. Surenian

Unter Mitarbeit von I. A. Dobruskina, L. Dosztaly, I. Draxler,  
P. Herrmann, F. Stojaspal & H. Stradner

Mit 1 Abbildung, 9 Tabellen und 2 Tafeln

**Zusammenfassung:** In Ergänzung zur Arbeit von KODINA et al. (1988) werden in Form eines zusammenfassenden Zwischenberichtes weitere Ergebnisse, die im Rahmen des Projektes ÜLG 19 "Aufsuchung von Alginit in Österreich" gewonnen wurden, dokumentiert und ansatzweise diskutiert. Im Sinne des Projekttitels erscheint die Auffindung und agrargeologische Bearbeitung des "Alginit"-Vorkommens in den neogenen Hochriegelschichten von Weingraben im Burgenland wesentlich. Es handelt sich um organisch reiche Papierschiefer mit relativ hohem Anteil an *Botryococcus braunii* KÜTZING, die sich - sollte die Quantität ausreichen - hervorragend für die landwirtschaftliche Bodenmelioration eignen dürften. Kohlenstoffisotopen-Daten scheinen einen erheblichen terrestrischen Anteil in den bituminösen Häringer Schichten zu bestätigen, wofür schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotope sprechen. Hingegen herrschen in den Bächtental- und in einem Großteil der Seefelder Schichten die leichten Kohlenstoffisotope vor, was für eine Herkunft der organischen Substanz von planktonischen (Blau)Grünalgen spricht. Die alpinen Lias-"Ölschiefer" der Lokalitäten Bächtental im Karwendelgebirge und Grünbachgraben in St. Leonhard/Salzburg scheinen stratigraphisch dem Pliensbach zuzugehören und sind wohl diachron zu den epikontinentalen toarcischen bituminösen Posidonien-schichten.

**Abstract:** The first occurrence of "alginit" (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) in Austria has been detected at Weingraben village, Burgenland. Agrogeological investigations prove the raw material as immature oil shale originating from the green alga *Botryococcus braunii* KÜTZING. Quality-wise the alginit shows excellent properties for soil melioration in agriculture, the quantity, however, is unknown and should be proved by a shallow core drilling programme. Carbon isotope data ( $\delta^{13}\text{C}$ , ‰, PDB) prove the origin of organic matter of Austrian organic-rich sediments as variable. The Oligocene Häringer Schichten show a dominance of the heavy carbon isotopes, which most probably point to terrestrial input. In the Liassic Bächtental Schichten and Norian Seefelder Schichten, however, the light carbon isotopes predominate, which indicates an origin of organic matter from planktonic (blue)green algae. The stratigraphic age of the Alpine Liassic bituminous marls ("Bächtental-Schichten") seems to be diachronous to the epicontinental Toarcian Posidonien-schichten. Pliensbachian age is likely as proved by ammonites and radiolarians.

### 1. Einleitung

Im Rahmen des vom Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten und der Geologischen Bundesanstalt finanzierten Projektes ÜLG 19 "Aufsuchung von Alginit in Österreich" wurde eine Bestandsaufnahme der Vorkommen von "Ölschiefen" s.l. in Österreich in Angriff genommen, wobei die bisherigen Ergebnisse in mehreren Arbeiten dokumentiert wurden (SOLTI, LOBITZER et al., 1987; LOBITZER, KODINA & SOLTI, 1988; KODINA, BOGACHEVA & LOBITZER, 1988). Das Projekt verfolgte das Ziel, "Alginit" sensu JAMBOR & SOLTI (1975) in Österreich durch gezielte fazielle Prospektionsarbeiten - insbesondere beruhend auf dem diesbezüglichen Know-how ungarischer Geologen - aufzusuchen. Die

komplexe Thematik ließ es bald erforderlich erscheinen, die Arbeiten auch auf die altbekannten Vorkommen österreichischer bituminöser Gesteine - z. B. die Seefelder Schichten und die "Ölschiefer" des Lias - auszudehnen und deren agrargeologisches Potential zu erkunden.

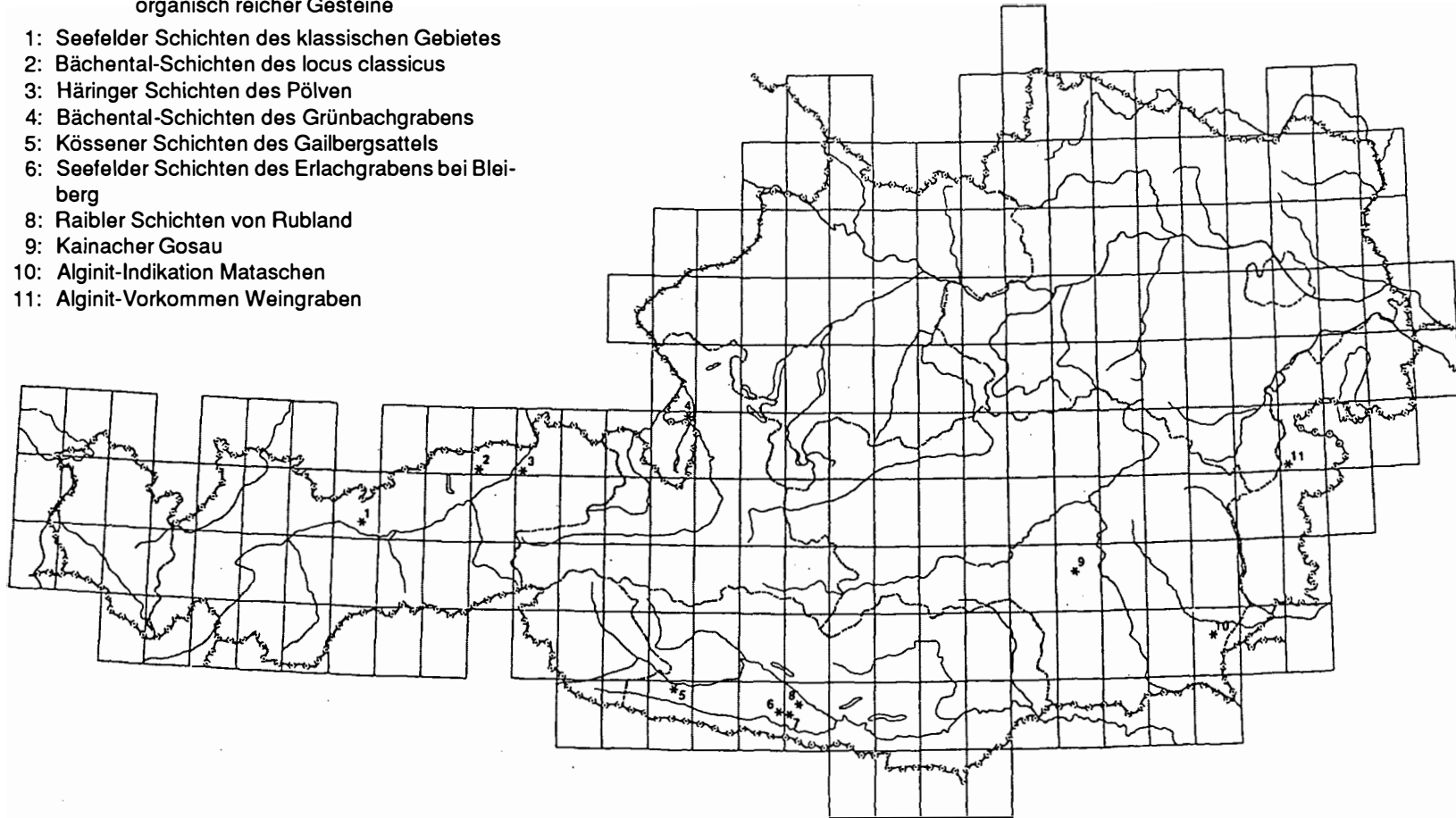
Vorliegende Arbeit stellt eine textlich erweiterte Fassung eines Vortrages dar, den der Erstautor anlässlich des "Informationstreffens österreichischer Sedimentologen" am 30. April 1988 am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck hielt (LOBITZER, KODINA & SOLTI, 1988). Insbesondere sollen hier - in Form eines Zwischenberichtes - neue Daten zur organischen Geochemie dokumentiert werden, die jedoch künftig noch durch Kohlenstoff-Isotopendaten hinsichtlich di-

\* Vortrag, gehalten beim Informationstreffen österreichischer Sedimentologen in Innsbruck, am 30.4.1988

Abb. 1:

Lage der im Text erwähnten Vorkommen  
organisch reicher Gesteine

- 1: Seefelder Schichten des klassischen Gebietes
- 2: Bächental-Schichten des locus classicus
- 3: Häringer Schichten des Pölven
- 4: Bächental-Schichten des Grünbachgrabens
- 5: Kössener Schichten des Gailbergsattels
- 6: Seefelder Schichten des Erlachgrabens bei Bleiberg
- 8: Raibler Schichten von Rubland
- 9: Kainacher Gosau
- 10: Alginit-Indikation Mataschen
- 11: Alginit-Vorkommen Weingraben



verser Bitumenfraktionen und Molekularstruktur ergänzt werden sollen (Analytik L. A. KODINA); erst dann erscheint es sinnvoll, genetische Aspekte der diversen österreichischen organisch-reichen Gesteine im Detail zu diskutieren. B. SCHWAIGHOFER führte an repräsentativen Proben eine Serie von Untersuchungen hinsichtlich Gesamtmineralbestand und Tonmineralverteilung in der Fraktion unter 2 Mikron durch. Auch diese Daten werfen ein bezeichnendes Licht auf die Mannigfaltigkeit österreichischer bituminöser Gesteine. Wertvolle Beiträge zum Verständnis der Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie stellen die palynologischen Studien (I. DRAXLER) sowie die Untersuchung der Ostrakoden-Assoziationen (P. HERRMANN) und Bivalven (F. STOJASPAL) der Alginit-Indikation Mataschen dar. Nicht zuletzt liefern die Rasterelektronenmikroskop-Studien - ergänzt durch EDX-Untersuchungen - durch R. SURENIAN wichtige Hinweise auf Ultrafazies und Gefüge.

Ein Überblick über die stratigraphische Verteilung der sehr zahlreichen organisch reichen Sedimentgesteine Österreichs vom Paläozoikum - aus dem uns nur sehr spärliche Daten bekannt sind - bis ins Neogen erscheint erst zu einem späteren Zeitpunkt und erst nach einer Auswertung von zahlreichen Einzeldaten in genetischer Hinsicht sinnvoll.

## 2. Organisch reiche Gesteine in Österreich - Potentielle Energierohstoffe oder Industriemineralien ?

Den bislang nach wie vor besten Überblick über bituminöse Gesteine in Österreich vermittelt die Arbeit von BITTERLI (1962). HEINRICH (1980) kompilierte eine auf die wichtigsten Vorkommen beschränkte prägnante Zusammenschau über österreichische "Ölschiefer" und auch bei KODINA et al. (1988) wird ein gestraffter Überblick gegeben.

Historisch gesehen werden österreichische bitumenreiche Gesteine - insbesondere die norischen Seefelder Schichten Tirols - schon seit dem Mittelalter für verschiedene Zwecke genutzt (DALLATORRE, 1926). Die pharmazeutische und kosmetische Nutzung von Schieferöl beschränkt sich in Österreich zur Zeit auf die Gewinnung im Bächental, während die Ichthyol-Erzeugung in Seefeld auf aus Frankreich importiertem Schwelöl beruht. Im Zementwerk der Fa. Perlmooser in Bad Häring wird bituminöser Mergel (Kalk) als Zementrohstoff beigebrochen, wobei sich zweifellos der ansehnliche organische Anteil günstig auf die Energiebilanz beim Klinkerbrand auswirkt. Relativ organisch-reiche siltige Tone werden im

LECA-Werk Fehring (siehe Kapitel 2.1.1.) gebläht; auch hier bewirkt die organische Substanz eine erhebliche Energieersparnis beim Blähen. ZIRKL (1981) erwähnt die Nutzung bituminöser Kalk(schiefer) der Kainacher Gosau als Dekorstein bzw. für Steinfußböden in Monumentalbauten.

Einen neuen - und bislang noch nicht in die Praxis umgesetzten - Nutzungsaspekt österreichischer Ölschiefer bietet Alginit (Kap. 2.1.), der in Ungarn extensiv vor allem zur Bodenmelioration in der Landwirtschaft genutzt wird; vermutlich liegt in dieser Ölschiefernutzung in Österreich das größte Innovationspotential.

Wie aus vorstehenden Ausführungen abgeleitet werden kann, besitzen einige wenige organisch reiche Gesteine Österreichs aus derzeitiger Sicht ausschließlich Nutzungsoptionen als Industriemineral bzw. -gestein und keineswegs als Energierohstoff!

### 2.1. "Alginit" sensu JAMBOR & SOLTI (1975)

Die gezielte Aufsuchung von "Alginit" sensu JAMBOR & SOLTI (1975) in Österreich - nicht zu verwechseln mit dem Kohlen-Maceral gleichen Namens! - war das ursprüngliche Hauptziel einer österreichisch-ungarischen lagerstättenkundlichen Zusammenarbeit im Rahmen von Projekt ÜLG 19 (SOLTI, LOBITZER et al., 1987). Unter "Alginit" wird von ungarischer Seite (siehe diverse Veröffentlichungen SOLTI's) eine unreife Ölschiefer-Varietät verstanden, deren organische Substanz insbesondere auf die Grünalge *Botryococcus braunii* KÜTZING 1848 zurückgeht. Zum überwiegenden Teil handelt es sich um siltig-tonige Papierschiefer (z. B. Lagerstätte Gércé), aber auch um siltige Tonschiefer, die im lufttrockenen Zustand auffallend geringes spezifisches Gewicht aufweisen und eine rhythmische Sedimentationszyklik im mehrere mm/cm-Bereich erkennen lassen, bzw. überhaupt ein massiges Aussehen zeigen (z. B. ein Teil des Alginits der Lagerstätte Pula). In Ungarn ist ein Großteil der Vorkommen an die pyroklastischen Sedimentfolgen der Maare des oberpannonen (pontischen) finalen Basaltvulkanismus Transdanubiens gebunden. Aber auch Vorkommen "lagunärer" Alginite sind in Verbindung mit neogenen Kohlenlagerstätten - z. B. die Braunkohlen-/Bentonit-/Alginit-Lagerstätte Pula - bekannt (JAMBOR & SOLTI, 1975; RAVASZ & SOLTI, 1987; SOLTI, 1985 a, b). In Ungarn sind zur Zeit zwei Tagebaue auf Alginit in Abbau begriffen, nämlich die Lagerstätte Gércé unweit Sárvár, die dem Maar-Typ des finalen Basaltvulkanismus entlang der markanten Raaber Störungslinie zuzurechnen ist, sowie die Lagerstätte Pula im Bakony-Gebirge, die dem "lagunären" Typ angehört.

Der Prospektionsansatz auf Alginit in Österreich war daher aus paläogeographischen und faziellen Überlegungen klar vorgegeben, nämlich einerseits eine Weiterverfolgung der in Transdanubien erkannten Bindung der Alginit-Vorkommen an Maar-Schichtfolgen entlang der Raab-Linie im Gebiet der Südost-Steiermark bzw. des südlichen Burgenlands. Andererseits mußte bei den Prospektionsarbeiten besonderes Augenmerk auf papierschieferige sowie spezifisch leichtgewichtige Tonschiefer, die als Zwischenmittel von Kohlelagerstätten vorkommen können, gelegt werden. Dieser ebenso häufig grobklastisch beeinflusste "lagunäre" Sedimentationstyp des Alginit kann sowohl  $\pm$  marine Randbereiche, überwiegend jedoch reine Süßwasserbildungen seichtlakustriner Entstehung sowie küstennahe Brackwasser-Environments repräsentieren. Für den österreichischen Raum waren insbesondere die Arbeiten von WINKLER (z. B. 1927) von entscheidender Bedeutung für eine gezielte Prospektion auf Alginit vom Maar-Typ; für den südburgenländischen Raum erwiesen sich die Studien von KÜMEL (z. B. 1936) als besonders nützlich.

Alginit wird in Ungarn insbesondere zur Bodenmelioration in der Landwirtschaft verwendet (SOLTI, 1985 a, b), wobei bereits ein Export z. B. in die sozialistischen Nachbarländer, aber auch in sehr geringem Ausmaß nach Österreich stattfindet.

In Österreich kommt aus derzeitiger Sicht lediglich dem Alginit-Vorkommen von Weingraben - vorbehaltlich der in Kapitel 2.1.2. vorgebrachten Einschränkungen - potentielle wirtschaftliche Bedeutung zu. Das Studium der Kohlezwischenmittel sowie von Lignit- bzw. Kohlepartikel-führenden feinklastischen neogenen Sedimentserien der Molassezone, des Wiener Beckens mit seinen Randbuchten und der Inneralpinen Tertiärbecken läßt jedoch durchaus noch weitere Alginit-Indikationen und - bei optimistischer Betrachtungsweise - auch ökonomisch relevante Vorkommen erhoffen. Alginit könnte als Beiprodukt beim Braunkohle/Lignit-Abbau anfallen und somit sowohl das Abraumproblem vermindern als auch eine erhebliche zusätzliche Wertschöpfung darstellen.

### 2.1.1. Die Alginit-Indikation von Mataschen bei Fehring

Etwa 4,5 km südwestlich von Fehring liegt die Tongrube Mataschen der LECA-Werke der Fa. Wienerberger. Die klastische Sedimentfolge besteht zum überwiegenden Anteil aus einer makroskopisch recht eintönig erscheinenden Folge von siltigen Tonen mit gegen das Liegende zu verstärkt auftretenden sandigen Zwischenlagen. Zahlreiche

fossile Baumstämme weisen auf Küstennähe des Sedimentationsraumes hin; diese Deutung wird durch eine etwa 1 dm mächtige Lage von Pflanzenresten, die von Schilf dominiert werden, untermauert. Diese Pflanzenlage ist mit laminierten Tonschiefern verbunden, die lediglich einige cm bis etwa 2 dm Mächtigkeit erreichen und im trockenen Zustand ein papierschieferiges Aussehen aufweisen. Diese Lage stellt eine Alginit-Indikation dar. Die profilmäßige Untersuchung der restlichen sandig/siltigen Tongesteinsfolge erbrachte jedoch keinen weiteren Hinweis auf ein Auftreten von Alginit.

Die palynologischen Untersuchungen durch I. DRAXLER und die Bearbeitung der Ostrakoden durch P. HERRMANN sowie auch Bivalvenbestimmungen durch F. STOJASPAL erbrachten wesentliche neue Erkenntnisse zum Verständnis der Ablagerungsbedingungen und auch zur Stratigraphie der feinklastischen Sedimentabfolge von Mataschen, die in diesem Rahmen nur ansatzweise diskutiert werden sollen; eine eingehende Darstellung ist in Druckvorbereitung.

Die Tongrube Mataschen - wie sie im Mai 1988 abgeschlossen war - zeigt vom Liegenden zum Hangenden lt. Berichten von I. DRAXLER eine allmähliche Aussüßung, die sich eindrucksvoll im prozentuellen Anteil an Dinoflagellatenzysten im Verhältnis zu den Pollen und Sporen äußert. Eine Probe aus dem basalen Aufschlußbereich zeigt ca. 90 % Hystrichosphaerideen, überwiegend einige wenige Arten der Gattung *Spiniferites*; die restlichen ca. 10 % des organischen Rückstandes bestehen aus Pollen und Sporen (*Pinus*, *Picea*, *Sciadopitys*, *Juniperus*, *Liquidambar*, *Platanoidites gertrudae*, *Fagus*, *Betula*, *Myrica*, *Ostrya*, *Alnus*, *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia*, *Ilex*, *Ericaceae: Rhododendron arboreum*-Habitus, usw.). Im Bereich des Muschelhorizontes (siehe unten stehende Berichte von F. STOJASPAL und P. HERRMANN) ist marines Plankton (Hystrichosphaerideen) noch mit 34 % vertreten. In hangenderen Bereichen beträgt das Verhältnis der Dinoflagellatenzysten: Pollen und Sporen = 10:90, wobei die Zusammensetzung des Pollenspektrums ähnlich der Probe aus dem Liegendbereich ist, jedoch deutlich mehr Farnsporen vorhanden sind. Proben aus dem Hangendbereich der grauen siltigen Tonfolge enthalten ausschließlich Pollen und Sporen und keine marinen Elemente mehr. Frau DRAXLER konnte in keiner der von ihr untersuchten Proben *Botryococcus* nachweisen.

Hingegen enthält die Probe aus dem dünnen Alginithorizont lt. dem Bericht von Frau E. BODOR-NAGY (Budapest) in dominanter Menge die stark biodegradierte Grünalge *Botryococcus braunii* sowie eine sehr schlecht erhaltene Pollen- und Sporenassoziation; diese Probe



repräsentiert also zweifellos eine "Sonderfazies" innerhalb dieser Schichtfolge.

Als besonders charakteristisch in fazieller Hinsicht erweist sich der oben erwähnte "Muschelhorizont", in dem durch F. STOJASPAL *Congeria neumayri* ANDRUSOV sowie eine *Limnocardium* sp., die *Limnocardium decorum* (Th. FUCHS) nahesteht, identifiziert werden konnte. *C. neumayri* kommt - vor allem im Pont - gerne in Lignithorizonten vor, was die Vermutung nahelegt, sie habe, mit Byssus angeheftet, an treibenden Baumstämmen gelebt. Ob es sich bei der vorliegenden *Limnocardium*-Art um eine Replidacna-Form, die auf extrem stilles Wasser hinweisen würde, handelt, kann leider aufgrund der mangelhaften Erhaltung des Schloßes nicht beurteilt werden. Insbesondere *L. decorum* engt die stratigraphische Einstufung weitestgehend auf den Bereich Pannon D/E ein, da dieses Taxon in Ungarn insbesondere aus dem Horizont der *Congeria balatonica* bekannt ist.

P. HERRMANN verdanken wir die Durchsicht einer Serie von Mikrofaunen-Rückständen aus jenen Proben, die von I. DRAXLER oben kurz charakterisiert wurden. Überraschenderweise erwiesen sich mit Ausnahme einer einzigen Probe aus dem Muschelhorizont alle Proben als sehr arm an Ostrakoden, sodaß größere Probenmengen notwendig wären, um eine fazielle Charakterisierung aufgrund von Mikrofaunenassoziationen treffen zu können.

Hinsichtlich der ausnahmsweise vergleichsweise Ostrakoden-reichen Probe aus dem "Muschelhorizont" bemerkt P. HERRMANN: "Die sehr dünnchalige Ostrakodenfauna ist sehr gut erhalten. Da neben adulten Formen verschiedene Larvenstadien derselben Arten vorkommen, ist die Fauna als autochthon zu betrachten. Ökologisch gesehen handelt es sich um eine kaspibrackische Fauna, wie sie im Pannon D/E des östlichen Österreich weit verbreitet ist; Süßwasserformen fehlen. Die Dünnchaligkeit der Taxa spricht für ruhige Ablagerungsbedingungen, eventuell in einer weitgehend abgeschlossenen geschützten Bucht oder in einem Atoll, wobei aber der Mangel an endemischen Formen einen Austausch mit dem "Pannonsee" bekräftigt."

Folgende Taxa konnten bestimmt werden: *Pontoniella unguiculus* (REUSS), *Cyprideis heterostigma obesa* (REUSS), *Cyprideis heterostigma major* KOLLMANN, *Cytheromorpha lacunosa* (REUSS), *Loxococoncha granifera* (REUSS), *Hemicytheria folliculosa* (REUSS), *Leptocythere cf. oblonga* ZALANYI.

Zusammenfassend darf aus fazieller Sicht wohl der Schluß gezogen werden, daß die feinklastische Schichtfolge der Tongrube von Mataschen einen Bereich ruhiger kü-

stennächster Sedimentation darstellt, die von einem stark brackischen Ablagerungsraum im Liegenden gegen das Hangende zu allmählich aussüßt. Aufgrund der Ergebnisse der (ton)mineralogischen Untersuchungen kann weiters auf eine pyroklastische Beeinflussung geschlossen werden.

In der Folge sollen noch in aller Kürze auszugsweise mineralogische sowie andere technologisch relevante Analysendaten über die Alginit-Indikation von Mataschen, die in Ungarn unter Koordination von G. SOLTIER gearbeitet wurden, referiert werden: Nach der Ölschieferklassifikation von HUTTON (1987) ist der Ölschiefer von Mataschen als Lamalginit mit Telalginit von Botryococccen-Herkunft anzusprechen. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen erweisen das Sediment, das aus einer lamellaren Wechsellagerung von dünnen Alginit-Plättchen und dickeren tonschieferigen/karbonatischen Lagen besteht, als reich an Schichtsilikaten (Montmorillonit ca. 37 %, Kaolinit ca. 1 %, Chlorit ca. 1 %) und Karbonatphasen (Aragonit ca. 13 %, Kalzit ca. 16 %, Dolomit ca. 1 %). Weiters sind Quarz (ca. 6 %), Kalifeldspat (ca. 7 %), Plagioklas (ca. 4 %) sowie röntgenamorphe Mineralphasen mit rund 14 % nachzuweisen. Derivatographische Untersuchungen weisen einen organischen Anteil von etwa 12 % nach. Mit der FISCHER-Methode kann aus dem luftgetrockneten Papierschiefer ein Schieferölgehalt von 5,8 % und 30,5 m<sup>3</sup>/t Schiefergas destilliert werden. Die Verbrennungswärme beträgt 3,77 MJ/kg (902 kcal/kg), der Heizwert 3,18 MJ/kg (761 kcal/kg). Letztere Daten erweisen diesen organisch reichen siltigen Tonschiefer als idealen energiesparenden Rohstoff für die Blähton (LECA)-Herstellung. Das Destillationsgas besteht aus 11,7 % CO<sub>2</sub>, 10,6 % CH<sub>4</sub> (Methan) und 8,2 % H<sub>2</sub>O. Die Rock-Eval-Analyse erweist die Papierschiefer-Lage von Mataschen als unreif; d. h. die Hauptphase der Katagenese - der Kohlenwasserstoff-Bildung - ist noch nicht erreicht. Nach der TISSOTSchen Klassifikation (Van-Krevelen-Diagramm; TISSOT & WELTE, 1978) handelt es sich um ein Kerogen im Übergangsbereich der Typen I-II. Die organische Substanz im Alginit von Mataschen könnte als Erdölmuttergestein von guter Qualität mit einer theoretischen Quantität von 55 kg CH/t Erdöl liefern und zusätzlich auch Erdgas bilden. Der Gehalt an C<sub>org</sub> von 8,30 % ist erheblich. Der Gehalt an Chloroform-extrahiertem Soxhlet-Bitumoid zeigt Werte um 1,176 %. Das Bitumen enthält überwiegend lange aliphatische Ketten; die CO-Gruppen kommen hauptsächlich in Form von Säuren und Ketonen vor. In agrargeologischer und bodenkundlicher Hinsicht erweist sich der Alginit von Mataschen qualitativ für die landwirtschaftliche Bodenmelioration als theoretisch brauchbarer Rohstoff, wobei sowohl die anorganische Komponente

(Makro- und Mikronährstoffe, schädliche Spurenelemente und Schwermetalle), als auch die organische Zusammensetzung günstige Werte aufweist.

Abschließend muß festgehalten werden, daß der Alginat-Indikation von Mataschen aufgrund mangelnder Mächtigkeit und Ausdehnung absolut keine wirtschaftliche Relevanz zukommt. Nichtsdestoweniger bleibt jedoch das südoststeirische Jungtertiärbecken (Gnas, Perlstein, etc.) ein Hoffnungsgebiet der Alginatprospektion. Seichte Kernbohrprogramme in Verbindung mit großmaßstäblicher geologischer Kartierung sind jedoch als nächster Prospektionsschritt unerlässlich.

### 2.1.2. Das Alginat-Vorkommen in den Hochriegelschichten von Weingraben im Burgenland

Etwa 11 km westlich von Oberpullendorf liegt die bekannte Fundstelle fossiler Pflanzen (BERGER, 1952) und Insekten (BACHMAYER, 1952) in Papierschiefern - feingeschichteten siltigen Tonen - miozänen Alters, den sogenannten Hochriegelschichten sensu TAUBER (1952). Die geologische Situation und Stratigraphie wird außer in den vorerwähnten Publikationen insbesondere auch bei KÜMEL (1936), JANOSCHEK (1932), KÜPPER (1957) und peripher auch bei FUCHS (1980) abgehandelt. Eine eingehende erste Darstellung dieses bislang einzigen Alginat-Vorkommens in Österreich mit umfassenden Analyseergebnissen ist in Vorbereitung (SOLTI et al., in prep.); hier sollen lediglich einige Ergebnisse in kurzer Zusammenfassung vorweggenommen werden.

Die exakte stratigraphische Zuordnung der Hochriegelschichten ist noch unklar. FUCHS (1980) ordnet sie dem Karpat zu und deutet diesen gelegentlich sandigen, siltigen Tonkomplex mit nicht bauwürdigen Lignitflözen der zwischen den Auwaldschottern und den Brenner Blockschottern zu liegen kommt - als Sedimente einer östlichen Randbucht des Wiener Beckens. KÜPPER (1957) gibt eine treffende Charakterisierung des "Blättertens von Weingraben": "...braungraue, hauchdünne, sandhaltige und sandfreie Lagen wechseln miteinander ab; die sandfreien sind infolge eines Gehaltes an Humusstoffen in höchstem Grade bildsam wie Seidenpapier". Außerdem werden massenhaft vorkommende Schälchen des Ostrakodengenus *Candona* sowie Fischreste erwähnt; diese Assoziationen sprechen für eine Süßwassernatur der Hochriegelschichten.

Weiters soll erwähnt werden, daß Prof. F. BACHMAYER im Rahmen eines Projektes des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich die

sehr umfangreiche Insektenfauna monographisch bearbeitete. Die Darstellung befindet sich in Druckvorbereitung. Frau Dr. I. DRAXLER führte in diesem Rahmen palynologische Untersuchungen durch, die hier auszugsweise mitgeteilt werden sollen:

Der organische Rückstand der meisten Proben enthält eine große Anzahl von Pollen und Sporen in gutem Erhaltungszustand. In fast allen Proben überwiegen saccate Pollenformen der Gattungen *Pinus*, *Cathaya*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Keteleeria*. Inaperturate Pollenformen sind in geringem Prozentsatz vertreten. Eine ganze Reihe von Gattungen gehört zu laubabwerfenden Waldelementen gemäßiger Klimabereiche wie *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*. Ein Teil sind subtropische Holzpflanzen (Sapotaceen). Für die Aufgliederung der Flora nach Klimabereichen und Höhenstufen sind sehr detaillierte pollenmorphologische Bestimmungen mit zahlreichen Rezentvergleichen notwendig; diese Untersuchungen werden z. Z. von Dr. ZETTER, Paläont. Inst., Univ. Wien, durchgeführt. Eine genaue altersmäßige Einstufung in eine der Stufen des Miozäns ist prinzipiell schwierig; Badenien ist nicht auszuschließen. Folgende Pollen und Sporen wurden nachgewiesen (Proben von der Basis des Profils): *Polypodiaceoisporites speciosus* R. POTONIE, *Polypodiaceoisporites miocaenicus* NAGY, *Lycopodium*, *Baculatisporites*, *Echinatisporis*, *Verrucatosporites alienus* R. POTONIE, THOMSON & PFLUG 1953, *Sequoia sempervirens* - Habitus: selten, *Juniperus* - Habitus: selten, *Glyptostrobus* - Habitus, *Pseudotsuga* - Habitus, *Tsuga canadensis* - Form RUDOLPH, *Tsuga diversifolia* - Form RUDOLPH, *Abies* - Habitus (mehrere Arten), *Keteleeria* - Habitus, *Piceapollenites*, *Cedrus* - Habitus, *Cathaya* - Habitus, *Pinus* (mehrere Arten), *Acer* - Habitus, *Cyrilla* - Habitus, *Rhoipites pseudocingulum* R. POTONIE, *Pollenites dolium* R. POTONIE, *Castanea* - Habitus, *Fagus* - Habitus, *Tricolporites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFER, *Hedera* - Habitus, *Platanoidites gertrudae* R. POTONIE, *Fraxinus floribunda* - Habitus, *Symplocos* (Einzelfund), *Tilia* - Habitus, *Reveesia* (4-porig): sehr selten, *Betula* - Form, *Alnus* - Form, *Carpinus* - Form, *Engelhardia* - Habitus, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Juglans-pollenites verus* RAATZ, *Ulmus laevis* - Habitus, *Liquidambar macrophylla* - Habitus, *Ericaceae*, *Cichoriaceae*, *Dipsacaceae* - Habitus, *Poaceae* und *Sapotaceae*.

Ein dichter Waldbestand in der näheren und weiteren Umgebung eines Sees dürfte den Blütenstaub in großen Mengen geliefert haben. Sumpf- oder Auwaldelemente fehlen nahezu. Auch Zeiger einer offenen Vegetation (z. B. *Poaceae*) sind nur in geringer Anzahl vertreten. Zum pflanzlichen Mikrofossilbestand der Proben aus Weingraben gehören auch die Kolonien der Grünalge *Botryococ-*

*cus braunii* KÜTZING. *Botryococcus* gehört zum Plankton von Süßwasserseen, kommt aber auch noch im Brackwasserbereich vor. *Botryococcus* vermag in den Zellwänden und Zellen Öl abzuscheiden und zu speichern und schwebt daher an der Oberfläche.

Die organischen papierschieferigen Schichten, die teilweise im ausgetrockneten Zustand von lederartiger Konsistenz sind, lassen sich bei der in der Palynologie üblichen chemischen Aufbereitung mit aggressiven Säuren nicht auflösen und bleiben im Ganzen erhalten. In dieser ledrigen Matrix sind Pollenkörner, Pilzsporen und pflanzliche Gewebereste eingebettet.

I. d. F. werden in stark gekürzter Form Ergebnisse diverser nutzungsrelevanter Untersuchungen, die in verschiedenen ungarischen Laboratorien unter Koordination von G. SOLTI durchgeführt wurden, mitgeteilt. Zwei Proben wurden analysiert, wobei der erste Analysenwert eine Probe aus dem Anstehenden repräsentiert, die zweiten Analysenwerte entstammen jeweils einer Probe aus Lesegut aus der näheren Umgebung des Aufschlusses.

Die Korngrößenanalyse des Papierschiefers von Weingraben zeigt siltigen Ton mit untergeordneter Sandkomponente. Röntgendiffraktometer- sowie DTA-DTG-TG-Untersuchungen zeigen eine Dominanz von Montmorillonit (>50 %), Illit ( $\pm 20$  %) und amorpher Phase (12 bzw. 13 %). Daneben sind Kaolinit, Quarz, Plagioklas mit je etwa 5 % und Hämatit+Goethit (1 %) nachweisbar sowie Dolomit in Spuren.

Sowohl die anorganischen, als auch organisch-geochemischen Untersuchungen zeigen günstige Zusammensetzung im Hinblick auf eine eventuelle agrargeologische Nutzung des Rohstoffs. Insbesondere liegen die toxischen Spuren- bzw. Schwermetallgehalte deutlich unter den Schadstoff-Grenzwerten. Die Ionenaustauschfähigkeit ist mit 47 me/100 g bedeutend, wobei die Austauschkapazität der Kationen Ca und Mg am höchsten ist.

Aufgrund der Ergebnisse organisch-geochemischer Untersuchungen muß der Papierschiefer von Weingraben als Ölschiefer ("Alginit") angesehen werden. Mit der Fischer-Methode können zwischen 3,0 und 6,8 % Schieferöl gewonnen werden. Derivatographische Methoden weisen maximal 9-12 % organische Substanz nach. Der Gehalt an Soxleth-Bitumen beträgt 0,4 bzw. 0,9 %. Die Rock-Eval-Pyrolyse weist Kerogen-Typ II nach. Der  $C_{org}$ -Gehalt beträgt 5,11 bzw. 6,82 %. Das Kohlenwasserstoffpotential ist mit 27,65 bzw. 39,97 kg CH/t bedeutend und weist den Alginit von Weingraben als ausgezeichnetes potentielles Erdölmuttergestein aus. Die IR-Spektroskopie weist zahlreiche aliphatische Gruppen sowie CO-Gruppen nach, je-

doch kaum aromatische Ringe. Unter den CO-Gruppen dominieren Säuren und Ketone; untergeordnet kommen auch Ester vor. Diese Zusammensetzung erweist die organischen Substanzen als unreif. Die organischen Substanzen sind sowohl von aquatischer, als auch von terrestrischer Herkunft herleitbar. Ein breites Spektrum von Pollen und Sporen sowie die Grünalge *Botryococcus braunii* stellen - wie erwähnt - einen Großteil der organischen Substanz.

Weiters darf geschlossen werden, daß der Alginit von Weingraben eine sehr küstennahe, pyroklastisch beeinflusste, lakustrine Süßwasserbildung darstellt.

Da sowohl die vertikale, als auch insbesondere die flächige Ausdehnung des Alginit-Vorkommens von Weingraben (2 m Mindestmächtigkeit!) noch vollkommen unbekannt ist, wird zur Abklärung einer potentiellen Nutzung des Vorkommens ein seichtes Kernbohrprogramm - eventuell ergänzt durch Schurfröschen - empfohlen.

## 2.2. Häringer Schichten

Bituminöse Mergel und Mergelkalke sind im Mergelbruch der Perlmooser Zementwerke am Pölvén bei Bad Häring profilmäßig ausgezeichnet in mindestens 7 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Eine klassische Studie stammt von SANDER (1922); die letzte Bearbeitung in sedimentologischer, palynologischer und nannopaläontologischer Hinsicht nahmen SCHNABEL & DRAXLER (1976) - unter Mitarbeit von STRADNER - vor; KODINA et al. (1988) berichten erste Ergebnisse über HCl-unlöslichen Rückstand und Bitumengehalte. I. d. F. werden in Tabelle 1 weitere und detailliertere Daten über unlöslichen Rückstand und Bitumenausbringung berichtet, die auch durch isotopengeochemische Daten -  $\delta^{13}C_{org}$  (PDB) hinsichtlich  $C_{org}$  und  $C_{bit}$  - ergänzt wurden (Analytik L. A. KODINA). Die Analytik des Gesamtmineralbestandes und der Tonfraktion <2 Mikron führte B. SCHWAIGHOFER durch.

Sehr interessant sind die Ergebnisse der  $\delta^{13}C$ -Analysen, die im Vergleich zu Bächental und Seefeld eine massive Anreicherung der schweren Kohlenstoff-Isotope in der organischen Substanz erkennen lassen, was im Gegensatz zu den Analysenwerten der Seefelder- und Bächental-Schichten für einen anderen Typ der organischen Substanz spricht (terrigenen Einfluß).

I. DRAXLER untersuchte vier feinklastische bituminöse Proben hinsichtlich Art des organischen Rückstands. Alle Proben zeigen reichlich organischen Detritus vorwiegend von hellbrauner Farbe, teilweise dunkelbraun

bis schwarz sowie vereinzelt auch Pollen und Sporen, wobei die Erhaltung sehr schlecht ist, d. h. die Strukturelemente sind nicht mehr erhalten. Vereinzelt finden sich (bi)saccate Pollenformen sowie tricolporate und triporate Formen und cf. *Polypodiaceoisporites*.

### 2.3. Kainacher Gosau

In einem Bachgraben etwa 1 km östlich von Geistthal, der in einer scharfen Straßenkehre in NNW-Richtung verläuft, stehen schwarze, im dm-Bereich gebankte mergelige Kalke an, die selten bituminösen Geruch aufweisen. In Tab. 2 werden Daten hinsichtlich Mineralogie und organischer Geochemie vorgestellt, wobei die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einen terrigenen Einfluß vermuten lassen. Hinsichtlich des Ablagerungsmilieus und der stratigraphischen Position teilt Prof. W. GRÄF, Graz (Brief vom 21.10.1988), mit: "Leider ist die Stratigraphie durch die Ostracoden- und Kleingastropodenführung nicht abzuschließen, sodaß nach anderweitigen Überlegungen nur ein Obersanton-Untercampan-Alter angenommen werden kann. Was die Fazies betrifft, ist jedoch mit einem Vollmarin eher nicht zu rechnen, es deutet sich vielmehr eine deutliche Süßwasserbeeinflussung an". GRÄF (1975) teilt weitere Daten hinsichtlich bituminöser Gesteine in der Kainacher Gosau mit.

### 2.4. Lias-Bitumenmergel der Nördlichen Kalkalpen ("Bächental-Schichten")

Die letzte eingehende Auseinandersetzung mit der Genese kalkalpiner Lias-"Ölschiefer" stammt von KODINA et al. (1988), wobei der Schwerpunkt der Studie auf der organischen Geochemie liegt. Interessant ist auch die enge genetische Verknüpfung der Bitumenmergel mit den häufig stratigraphisch unmittelbar oder zumindest knapp darüber folgenden Manganschiefen.

Hinsichtlich ihrer stratigraphischen Position scheint das letzte Wort noch keineswegs gesprochen zu sein. Lange schien es so, als wäre durch den *Harpoceras*-Fund KLEBELSBERG das Toarc-Alter äquivalent zu den epikontinentalen Posidonienschichten - auch für die kalkalpinen Lias-Bitumenmergel außer Diskussion. Weitere Ammonitenfunde im hangenden Profilabschnitt des Abbaues Bächental (det. M. RAKUS, Bratislava) sowie von Radiolarien-Assoziationen (det. L. DOSZTALY, Budapest) und einer spärlichen Nannoflora (det. H. STRADNER) im Grünbachgraben deuten jedoch auf Pliensbach-Alter hin.

Der Schichtglied-Name "Bächental-Schichten" wird bereits von A. SPIELER (Dissertant am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck) im Rahmen seiner Dissertationsausarbeitung als Arbeitsbegriff verwendet. Die Verwendung von "Bächental-Schichten" durch den Erstautor in der gegenständlichen Arbeit sowie in KODINA et al. (1988) soll nicht einen Prioritätsanspruch anmelden; dieser bleibt zweifellos Herrn SPIELER vorbehalten. Inwiefern die Sachranger Schiefer sensu TOLLMANN (1976) bereits auch den lithologischen Typ der Bächental Schichten umfassen bedarf noch einer Klärung.

#### 2.4.1. Bächental-Schichten des locus classicus

Organische Geochemie und fazielle Aspekte der Bitumenmergel-Lagerstätte Bächental wurden zuletzt von KODINA et al. (1988) eingehend dokumentiert und diskutiert. Hier sollen lediglich einige ergänzende isotope-geochemische Analysen (Analytik L. A. KODINA) und Daten zur Mineralogie (B. SCHWAIGHOFER) nachgetragen werden (Tabelle 3).

Außerdem wurden von Frau I. DRAXLER einige Proben hinsichtlich Art des organischen Rückstands untersucht. Die Probe Bächental 1/1987 stammt aus den "Posidonienschichten" im Liegenden des Bitumenmergels. Sie führt Acritarchen (*Baltisphaeridium* cf. *debilispinum* von ca. 13 Mikron Größe und *Baltisphaeridium* sp.), trilete Farnsporen und häufig inaperturate, glattwandige Palynomorphen um die 15 - 40 Mikron, die auch in Gruppen von mehr als vier zusammenhängen können; eventuell handelt es sich um Grünalgenzysten. Die Bitumenmergelprobe Bächental 2 zeigt viel unstrukturierten organischen Detritus, aber keine Palynomorphen. Probe Bächental 6 aus dem Liaskalk im Hangenden der Bitumenmergel zeigt ebenfalls sehr viel organischen Detritus, der jedoch viel feiner ist und ebenso keine strukturierten Pflanzenteile - Gefäßreste oder dergleichen - erkennen läßt. Weiters finden sich glatte, runde Palynomorphen um die 20 Mikron sowie (?)trilete Sporen.

#### 2.4.2. Bächental-Schichten des Grünbachgrabens

Der Grünbachgraben am Untersbergfuß ist ein altbekanntes und schon lange heimgesagtes Abbaugelände von liassischen bituminösen Mergeln (PLÖCHINGER & OBERHAUSER, 1956; GÜNTHER & TICHY, 1979). Derzeit beschränken sich die Aufschlußverhältnisse jedoch lediglich auf eine weniger als 1 m mächtige Bank bituminöser Mergel bzw. Mergelkalke. Die Stratigraphie des Vorkom-

mens wird bei PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1956) diskutiert sowie bei GÜNTHER & TICHY (1979) offensichtlich fehlinterpretiert. Die Fazies und organische Geochemie wird bereits bei KODINA et al. (1988) kurz angezogen.

Drei Proben wurden geschlämmt und von L. DOSZTALY (MAFI Budapest) im Hinblick auf die extrem individuenreichen Radiolarienassoziationen einer ersten Begutachtung unterzogen. Folgende Taxa konnten identifiziert werden: "*Cenosphaera*" sp., *Crucella* cf. *squama* (KOZLOVA), ? *Norispongus* sp., *Praeconocaryomma* sp., *Protopsium* sp., *Pseudocrucella* sp., *Lupherium* sp., *Paronaella* cf. *corpulenta* DE WEVER, *Paronaella* cf. *pygmaea* BAUMGARTNER, *Paronaella* sp. DOSZTALY hält die Assoziation für oberes Pliensbach. Diese stratigraphische Einstufung besitzt lediglich vorläufigen Charakter, stimmt jedoch sehr gut mit den Ergebnissen der Ammonitenbestimmungen von Bächental (det. M. RAKUS, GUDS Bratislava) überein, die ebenso Ober-Pliensbach-Alter für einen Großteil der Bächental Schichten des locus classicus wahrscheinlich erscheinen lassen.

H. STRADNER konnte lichtoptisch eine schlecht erhaltene Nannoflora, die sich aus folgenden Taxa zusammensetzt, identifizieren: *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938, *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1954) NOEL, 1965, und *Biscutum dubium* (NOEL, 1965) GRÜN, 1974. Diese Artenvergesellschaftung entspricht der "*Crepidolithus crassus* -Zone" (PRINS, 1969, emend. BARNARD & HAY, 1974) aus dem späten Sinemur bis frühen Pliensbach. Die Leitart der darauffolgenden "*Axopodorhabdus cylindratulus* -Zone" (spätes Pliensbach bis frühes Toarc) konnte nicht nachgewiesen werden, möglicherweise als Folge des ungünstigen Erhaltungszustandes.

Tabelle 4 bringt eine Zusammenschau der Ergebnisse der Analysen des Gesamtmineralbestandes und der Tonmineralverteilung der Fraktion unter 2 Mikron (Analytik B. SCHWAIGHOFER), ergänzt durch Kohlenstoffisotopen-Daten (Analytik L. A. KODINA). Alle bisher gewonnenen Daten sind jenen von Bächental (KODINA et al., 1988) sehr ähnlich, was für vergleichbare Ablagerungsbedingungen und diagenetische Geschichte spricht.

I. DRAXLER beobachtete im Rückstand sehr viel organischen Detritus, wobei nicht selten Palynomorphen, die jedoch nicht näher bestimmbar sind, vorkommen. Es handelt sich um runde Formen, eventuell *Circumpolles* (?).

## 2.5. Bituminöse Gesteine der ostalpinen Trias

Organisch -reiche Gesteine - insbesondere Karbonatgesteine - kommen in mehreren stratigraphischen Niveaus der ostalpinen Trias vor. So weisen etwa die Kössener Schichten der Steinplatte bei Waidring (KLEBELSBERG, 1935) oder jene des Gailbergsattels in Kärnten (SCHÖNLAUB, 1985) beim Anschlagen ± bituminösen bzw. H<sub>2</sub>S-Geruch auf. Altbekannt sind die traditionell in der Pharmazie und Kosmetik genutzten Seefelderschichten - bituminöse Zwischenlagen in relativ hangenden Bereichen des norischen Hauptdolomits; ihre Gewinnung mußte mangels geeigneter Vorkommen eingestellt werden. Seefelderschichten sind sowohl in den Tiroler und Salzburger Kalkalpen weitverbreitet, als auch in den südlichen Kalkalpen Kärntens. Zahlreiche bituminöse Zwischenlagen sind auch aus den karnischen Schieferhorizonten bekannt, etwa aus den Raibler-, Lunzer- bzw. Reingrabener- und Opponitzer-Schichten (z. B. BEHRENS, 1973; EBERHARD, 1984; LIEBERMAN, 1978; KOLLMANN, 1964), aber auch insbesondere aus den Göstlinger Schichten der niederösterreichisch-steirischen Kalkalpen (TOLLMANN, 1976). Auch der Wettersteinkalk und -dolomit weist nicht selten leichten bituminösen Geruch auf. Gutensteiner Kalk weist ebenfalls an zahlreichen Lokalitäten - so auch am locus classicus - in einigen Lagen H<sub>2</sub>S-Geruch auf. Bekannt sind ferner die Stinkdolomite (PETRASCHKEK, 1947; SCHAUBERGER, 1986), die mit dem ostalpinen Haselgebirge assoziiert sind.

### 2.5.1. Kössener Schichten des Gailbergsattels

Die Bundesstraße nördlich des Gailbergsattels in Kärnten bietet ausgezeichnete Aufschlüsse in beim Anschlagen gelegentlich stark nach H<sub>2</sub>S riechenden Kössener Schichten (SCHÖNLAUB, 1985). Die Bitumenausbeute mit Werten zwischen 27.5–75.7 ppm ist sehr gering, und man kann daher wohl auch kaum von bituminösen Gesteinen sprechen. Eine deutliche Anreicherung an leichten Kohlenstoffisotopen ist zu beobachten (Tab. 5).

Im Schliff und REM zeigen sich meist rekristallisierte Biomikrite bzw. Mikrosparite, z. T. feinlaminiert und auch geflasert sowie nicht selten stärker kalzitgeädert (Taf. 2, Fig. 5); auch dolomitische Partien sind zu beobachten (Taf. 2, Fig. 7). Authigenes Kristallwachstum von Quarz ist selten (Taf. 2, Fig. 6). An Biogenen sind lediglich Ostrakoden und Foraminiferen im Schliff selten anzutreffen. Das Bitumen ist entweder parallel zur Laminierung oder in unregelmäßigen Flecken angereichert.

### 2.5.2. Seefelder Schichten

Das mit Abstand bekannteste und regional am weitesten verbreitete bituminöse Schichtglied Österreichs sind die Seefelder Schichten, die nicht selten den hangenderen Partien des norischen Hauptdolomits zwischengeschaltet sind. Zahlreiche Arbeiten befassen sich mit der Genese und auch Nutzung dieser traditionsreichen Gesteine; jüngst setzen sich insbesondere BRANDNER & POLESCHINSKI (1986), aber auch kurz KODINA et al. (1988) - dort weiterführende Literatur - mit Fazies, Stratigraphie und (organischer) Geochemie auseinander. Doch auch der bisweilen erhebliche Gehalt an seltenen Wertmetallen rückt die Seefelder Schichten neben ihrer althergebrachten Nutzung für kosmetisch/pharmazeutische Zwecke wieder ins Blickfeld des auch nutzungsorientiert denkenden Geologen. Interessante Daten über relativ stark erhöhte Background-Werte u. a. von Mo, V und Ti werden bei KODINA et al. (1988) mitgeteilt und MoS<sub>2</sub>-Vererzungen im bituminösen Hauptdolomit - wohl nicht nur der Gailtaler Alpen? - sind dem Sedimentologen vertraut. Biophilen Wertmetallen - zu denen z. B. gewisse Vorkommen von Mo und auch U gezählt werden können - muß künftig bei geochemischen Prospektionsarbeiten in anaeroben Sedimenten mehr Augenmerk geschenkt werden! In dieser Richtung stehen in Österreich selbst Übersichtsstudien noch völlig aus. KRATOCHVIL & LADWEIN (1984) befassen sich mit der möglichen Rolle der Seefelder Schichten im Untergrund des Wiener Beckens als Erdölmuttergestein.

Die Abhandlung der Seefelder Schichten in dieser Arbeit hat noch sehr vorläufigen und unausgegorenen Charakter, da insbesondere die unerläßlichen organisch-geochemischen Detail-Daten noch weitestgehend ausstehen und somit eine Faziesinterpretation auf unzureichender Basis stattfinden müßte.

#### 2.5.2.1. Seefelder Schichten des klassischen Gebietes

Insbesondere seitens der Universität Innsbruck laufen z. Z. sedimentologische Arbeiten im klassischen Gebiet der Seefelder Schichten, deren Ergebnisse bislang nur in einem Bericht (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986) bekanntgemacht wurden. Diese Studien lassen jedoch - wie aufgrund eines Vortrages von POLESCHINSKI anläßlich des "Informationstreffens österreichischer Sedimentologen" in Innsbruck im April 1988 klar wurde - grundlegende neue Erkenntnisse über Fazies, Stratigraphie und Tektonik des Seefelder Raumes erwarten. Hier sollen nur die Ergebnisse stichprobenartiger Probennahmen dokumentiert werden, die erst durch die Veröffentlichung der regionalen Studien POLESCHINSKI in einen geologischen Rahmen erhalten werden.

Anläßlich eines Besuchs von Frau Dr. I. A. DOBRUSKINA (Geologisches Institut der Akademie der Wissenschaften, Moskau) in den Sammlungen des Geol.-Paläont. Inst. der Universität Innsbruck, konnte sie die dort aquirierten Reste höherer Pflanzen sowie von Doz. W. RESCH aus Privatsammlungen entlehntes Material studieren, das sich als unerwartet interessanter erwies und z. T. eine so gute Erhaltung aufweist, daß es sogar eine Kutikularanalyse erlaubt. Die von der Universität Innsbruck zur Verfügung gestellten Kutikularpräparate werden z. Z. von Frau DOBRUSKINA untersucht.

In der Literatur finden die höheren Pflanzen in den Seefelder Schichten vergleichsweise nur wenig Beachtung. Die erste Mitteilung geht wohl auf v. SENGER (1821) zurück, der im "schlackigen Erdpech" im Gebirge zwischen Scharnitz und Seefeld Pflanzen- und Fischabdrücke erwähnt. Konkreter äußert sich MURCHISON (1830), der bereits lycopodiumartige Pflanzen erwähnt. Mit der mehrmaligen Erwähnung von *Palysia* verdanken wir v. ISSER (1888) die erste generische Bestimmung von Seefelder Pflanzen. Die grundlegende neuere Bearbeitung österreichischer Ölschiefer durch BITTERLI (1962) berichtet ebenso über das Vorkommen höherer Pflanzen. Auf den Etiketten der pflanzenführenden Stücke in den Sammlungen der Universität Innsbruck werden die stark dominierenden Koniferenreste mit *Voltzia* oder *Brachyphyllum* bezeichnet. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß die Koniferenreste lediglich einer Gattung (*?Brachyphyllum*) angehören. Neben den Koniferen finden sich nur wenige Reste von *?Lycopsidea* (Auskünfte I. A. DOBRUSKINA).

Interessant ist auch, daß lt. Mitteilung von Frau DOBRUSKINA bislang keine Pflanzenvergesellschaftungen des Bereiches Ober-Alaun/Unter-Sevat in Eurasien bekannt sind. Alle wohlbekanntesten Vergesellschaftungen höherer Pflanzen in Grönland, Schweden, Iran, im Pamir, Japan, Sowjet-Fernost dürften stratigraphisch jünger sein und weisen außerdem eine sehr unterschiedliche taxonomische Zusammensetzung auf. Die Seefelder Flora kann im Hinblick auf ihre Vergesellschaftung bislang nur mit triadischen Pflanzenassoziationen des Anis der Vogesen und des Anis und Ladin der Südalpen sowie der unterkarnischen Flora von Raibl verglichen werden. Die oberkarnische Flora von Lunz hingegen zeigt ein grundlegend unterschiedliches taxonomisches Spektrum, das der grönländischen Flora nahe steht. Im Karn sind also zwei grundverschiedene Florenassoziationen, die ökologisch bedingt sein müssen, zu unterscheiden.

Der Anteil an höheren Pflanzen konnte auch durch isotopengeochemische Untersuchungen bestätigt werden (Tab. 6). Die leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotope überwiegen jedoch bei

weitem. REM-Studien konnten neben der Anwesenheit von (?)Tasmaniten-Zysten (Taf. 1, Fig. 1,2) auch vereinzelt Pollen (Taf. 2, Fig. 1) nachweisen.

Eine Probe aus bituminösem Schiefer bei der Nördlinger Hütte enthält nach Auskunft von I. DRAXLER keine Pollen und Sporen, jedoch sehr viel durchscheinenden hellbraunen organischen Detritus und dunkelbraune bis schwarze pflanzliche Gewebereste mit Poren.

Mineralogische Untersuchungen an vorderhand lediglich zwei Proben (Tab. 6) erweisen die Zusammensetzung der Schichtsilikatphasen der Seefelder Schichten des Nördlinger-Hütte-Profiles mit einer Dominanz von Illit als grundverschieden von den tiefermarinen Bächental Schichten, in denen Illit und Montmorillonit etwa zu gleichen Teilen dominieren.

Agrargeologische Untersuchungen der Seefelder Schichten erbrachten erwartungsgemäß negative Ergebnisse. Einerseits erweisen die agrochemischen Analysen das Rohmaterial als nur bedingt brauchbar bis unbrauchbar; andererseits wären selbst bei positiver chemischer Beurteilung die schwierige Gewinnung des Rohmaterials und auch die Energiekosten beim Aufmahlen auf die gewünschten Kornaggregatgrößen als unökonomisch zu veranschlagen.

### 2.5.2.2. Seefelder Schichten des Erlachgrabens bei Bleiberg

Ein Aufschluß von Seefelder Schichten im Hauptdolomit der Erlachgraben-Forststraße zeigt eine enge Verknüpfung mit einer zwar wirtschaftlich unbedeutenden, aber wissenschaftlich interessanten Molybdänvererzung, nämlich mit Jordisit,  $\text{MoS}_2$  (Hinweis von Dr. I. CERNY, Bleiberg Bergwerks Union). Ergebnisse der anorganisch-geochemischen Untersuchungen liegen noch nicht vor; L. A. KODINA führte jedoch an drei Proben Analysen des HCl-unlöslichen Rückstandes, des Bitumengehaltes sowie von  $\delta^{13}\text{C}$  durch. Ebenso wurde der Jordisit analog dazu analysiert. B. SCHWAIGHOFER führte die Untersuchung des Gesamtmineralbestands und der Tonfraktion der bitumenreichsten bzw. an HCl-unlöslichen Rückstand reichsten Probe durch (Zusammenschau der Ergebnisse siehe Tab. 7).

In den Schlifflinien und im REM (Taf. 2, Fig. 3) zeigt sich ein überwiegend grobkörniger Dolomit mit ausgeprägter Parallelorientierung, die z. T. durch Flaserung überprägt wird. Das Bitumen ist sowohl parallel zur Flaserung, als auch in Klüften angereichert. An Biogenen sind lediglich noch selten "Geister" von Ostrakoden wahrnehmbar.

### 2.5.2.3. Seefelder Schichten der Windischen Höhe

Bituminöse karbonatische Lagen sind gelegentlich dem Hauptdolomit der Windischen Höhe auf der Straße von der Paßhöhe Richtung Kreuzen zwischengeschaltet. Im Schliff und REM erweist sich der laminierte Dolomit von recht verschiedener Korngröße der Dolomitekristalle, wobei jedoch ein Maximum im mikrosparitischen Korngrößenbereich feststellbar ist (Taf. 2, Fig. 4). Zwischen den teils durch Flaserung überprägten sedimentären Lamellen sind z. T. noch wenig rekristallisierte ("unverdaute") mikritische Partien zu beobachten. Auch die Bitumenanreicherungen sind überwiegend an die Lamination gebunden. Selten sind Ostrakoden im ansonsten sehr fossilarmen Dolomit zu sehen. Zwei stinkdolomitische Proben wurden von L. A. KODINA hinsichtlich HCl-unlöslichem Rückstand, Bitumenertrag und Isotopen der organischen Substanz untersucht (Tab. 8).

### 2.5.3. Raibler Schichten von Rubland

Eine Probe aus bituminös riechenden dolomitischen Raibler Schichten des Rubland-Straßenprofils (KRAUS, 1969) wurde von L. A. KODINA hinsichtlich HCl-unlöslichem Rückstand und isotopengeochemisch untersucht (Tab. 9). Im Schliff und REM (Taf. 2, Fig. 8) erweist sich der Dolo(bio)sparit als grobkörnig, wobei Fossilreste nur noch als Geisterstrukturen zu erahnen sind.

## 3. Vorschläge für weiterführende Untersuchungen

Die bisherigen Ergebnisse unserer Untersuchungen erweisen erwartungsgemäß die österreichischen organisch reichen Gesteine als von extrem unterschiedlicher Genese, was sowohl weitere wissenschaftlich orientierte, als auch nutzungsrelevante Studien wünschenswert erscheinen läßt. Zum einen sollten die organisch-geochemischen Arbeiten - insbesondere die Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung der Bitumen-Fractionen und die Molekularstruktur-Analysen der organischen Substanzen - weitergeführt werden. Zum anderen erscheinen weitere Maturitäts-Untersuchungen mit Hilfe der Pyrolyse sowie der Vitrinitreflexion unentbehrlich. Eine sehr wichtige Fragestellung betrifft weiters die standardisierte Analytik "seltener" Elemente, insbesondere von Mo, V, Ni, Cr, Ti, Cu, Zn, Au, etc. und auch des S-Gehaltes. Die bisherigen stichprobenartigen Daten erweisen sowohl die Bächental Schichten (z. B. Ti: 0,22 %; S: 3,07 %) als auch die Seefelder Schichten (z. B. V: 0,1 %; Mo und Ti: 0,1 %) - siehe KODINA et al. (1988) - als potentiell wirtschaftlich interessant. Außer-



dem wäre eine möglichst enge Einbindung künftiger Untersuchungen in den Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 254 "Metalliferous Black Shales" sehr wünschenswert.

Weiters sollten alle Papierschiefer und Brandschiefer, die z. B. als Zwischenmittel beim Braunkohle/Lignit-Abbau anfallen, im Hinblick auf ihre eventuelle Zugehörigkeit zu unreifen Ölschiefen - "Alginit" - untersucht werden. Konkret wird als erster Schritt ein orientierendes bescheidenes seichtes Kernbohrprogramm zur Klärung einer eventuellen agrargeologischen Relevanz des Alginitvorkommens Weingraben vorgeschlagen.

Auch sollten Brandschiefer, Papierschiefer sowie alle übrigen Typen immaturer Ölschiefer (Kerogen-Typen I-II) im Hinblick auf andere Nutzungsoptionen untersucht werden, wobei neben der Nutzung als "Alginit" für die landwirtschaftliche Bodenmelioration vor allem auch ihrer Blähfähigkeit (Leichtbaustoffe wie z. B. LECA, Schaumbeton) Bedeutung zukommen könnte. Bituminöse bzw. organisch reiche Kalke und Mergel - jedoch nicht die bituminösen Dolomite - könnten eventuell verstärkt bei der Herstellung von Ölschieferzement und Mörtelbindern (Rohrbach-Lurgi-Verfahren) Verwendung finden.

Wie bereits zahlreiche fehlgeschlagene Versuche in der Vergangenheit belegen, kommt aus derzeitiger Sicht keinem österreichischen "Ölschiefer" Bedeutung als Energierohstoff - sieht man von der erwähnten Energiespar-komponente bei Blähen oder Klinkerbrand ab - zu.

Hand in Hand mit den diversen geochemischen und technologisch orientierten Untersuchungen müssen selbstverständlich auch die Faziesanalyse und stratigraphische/ökologische Studien auf breiter Basis zu einem umfassenden Verständnis genetischer Fragen einbezogen werden.

## Dank

Die Geländeuntersuchungen in Österreich wurden im Rahmen des Projektes ÜLG 19 "Aufsuchung von Alginit in Österreich" vom Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten (Oberste Bergbehörde) und von der Geologischen Bundesanstalt finanziert. LOBITZER hatte mehrmals Gelegenheit die Alginit/Ölschiefer-Vorkommen Ungarns unter der fachlich kompetenten und gastfreundlichen Führung von Dr. G. SOLTI zu studieren. G. SOLTI koordinierte auch die in ungarischen Laboratorien durchgeführten analytischen Untersuchungsprogramme

an österreichischen organisch reichen Gesteinen. Besonders hervorheben möchte der Erstautor auch die Möglichkeit einer Zusammenarbeit mit dem Vernadsky Institut für Geochemie und Analytische Chemie der Sowjetischen Akademie der Wissenschaften in Moskau (Frau Dr. L. A. KODINA und Prof. E. M. GALIMOV), der wir exquisite organisch-geochemische Analysendaten und eine bislang nicht dagewesene Einsicht in die Genese ausgewählter Vorkommen österreichischer bituminöser Gesteine verdanken.

Nicht zuletzt geht unser Dank auch an die Leitung folgender Betriebe, die uns die Probennahme in ihren Rohstoffabbauen ermöglichten: Gebrüder Albrecht, Pertisau; Perlmooser Zementwerk, Bad Häring und österreichische LECA-Gesellschaft, Fehring.

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts danken wir den Herren Dr. KRAINER, POLESCHINSKI und SPIELER am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck sehr herzlich.

## Literatur

- BACHMAYER, F. (1952): Fossile Libellenlarven aus miozänen Süßwasserablagerungen. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Abt. I, **161**, 135-140, Wien.
- BEHRENS, M. (1973): Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **116**, 51-83, Wien.
- BERGER, W. (1952): Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland). - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Abt. I, **161**, 93-101, Wien.
- BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. - Erdöl-Z., **78**, 405-416, Wien.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **68**, 68 - 92, 12 Abb., Stuttgart.
- DALLATORRE, K. W. von (1926): Zur Geschichte der Ichthyologengewinnung in Seefeld (Tirol). - Tiroler Heimatblätter, **4**, 162-165, Innsbruck.
- EBERHARD, M. (1984): Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. - Jb. Geol. B.-A., **127**, 331-347, Wien.
- FUCHS, W. (1980): Das Inneralpine Tertiär. - In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 452-462, Wien - New York (Springer).

- GRÄF, W. (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach. - In: FLÜGEL, H. W. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. - 83-102, Wien - Graz.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Die Ölschieferschurfbaue im Bundesland Salzburg. - Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **119**, 375-381, Salzburg.
- HEINRICH, M. (1980): Ölschiefer. - In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 547-548, Wien - New York (Springer).
- HUTTON, A. C. (1987): Petrographic Classification of Oil Shales. - Internat. J. Coal Geology, **8**, 203-231, Amsterdam.
- ISSER, M. von (1888): Die Bitumenschätze von Seefeld. - Berg- und Hüttenmänn. Jb., **36**, 1-31, Wien.
- JAMBOR, A. & SOLTI, G. (1975): Geological conditions of the Upper Pannonian oil shale deposits recovered in the Balaton Highland and at Kemenshát. - Acta Miner. Petr. Szeged, **22**, 9-28, Szeged.
- JANOSCHEK, R. (1932): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. (Mittleres Burgenland). - Mitt. Geol. Ges. Wien, **24**, 38-133, Wien.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. - XII+872 S., Berlin (Gebr. Borntraeger).
- KODINA, L. A., BOGATECHEVA, M. P. & LOBITZER, H. (1988): Anorganic geochemical study of Austrian bituminous rocks. - Jb. Geol. B.-A., **131**, 291-300, Wien.
- KOLLMANN, H. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). Mit Beiträgen von PAPP, A. & WOLETZ, G. - Jb. Geol. B.-A., **107**, 71-159, Wien.
- KRATOCHVIL, H. & LADWEIN, H. W. (1984): The Vienna Basin hydrocarbon source rocks and their importance for future exploration. - Erdoel-Erdgas, **100**, 107-115, 18 figs., Hamburg.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. - Jb. Geol. B.-A., **112**, 81-152, Wien.
- KÜMEL, F. (1936): Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. - Jb. Geol. B.-A., **86**, 203-235, Wien.
- KÜPPER, H. (1957): Tertiär. - In: KÜMEL, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreuz 1:50.000. - 27-28, Wien (Geol. B.-A.).
- LIEBERMAN, H. M. (1978): Das Raibler Becken: eine paläogeographische Rekonstruktion aus dem südalpiner Karn von Raibl (Cave del Predil, Italien). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 7-20, Innsbruck.
- LOBITZER, H., SOLTI, G. & KODINA, L. A. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer bituminöser Gesteine. - Informationstreffen österreichischer Sedimentologen, 2 S., Innsbruck (Inst. f. Geol. u. Paläont. d. Univ.) (abstract).
- MURCHISON, R. J. (1830): Über den bituminösen Schiefer und die fossilen Fische von Seefeld in Tirol. - Jb. f. Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1**, 125-126, Heidelberg.
- PETRASCHECK, W. (1947): Bitumen und Erdgas im Haselgebirge des alpinen Salzbergbaues. - Berg- und Hüttenmänn. Mh., **92**, 106-109, Wien.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1956): Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). - Verh. Geol. B.-A. **1956**, 275-283, Wien.
- RAVASZ, Cs. & SOLTI, G. (1987): Genetic types of oil shales in Hungary. - Ann. Inst. Publ. Hung., **70**, 609-615, Budapest.
- SANDER, B. (1922): Bemerkungen zur Petrographie der Häringer Bitumenmergel. - Jb. Geol. B.-A., **72**, 147-150, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagertstätten des ostalpinen Salinars. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217-254, Wien.
- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 325-357, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H. P. (Hrsg.) 1985: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 197 Kötschach. - Wien (Geol. B.-A.).
- SENGER, W. v. (1821): Versuch einer Oryctographie der gefürsteten Grafschaft Tirol. - 94 S., Innsbruck.
- SOLTI, G. (1985 a): Prospection and utilization of alginite and oil shale in Hungary. - In: Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin, VIIIth RCMNS Congress, 503-517, Budapest.
- SOLTI, G. (1985 b): Agricultural utilization of Neogene mineral raw material in Hungary. - Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin, VII RCMNS Congress, 519-530, Budapest.
- SOLTI, G., LOBITZER, H. (Projektleiter) et al. (1987): Aufsuchung von Alginit in Österreich. Bericht 1986 über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Forschung. - VIII + 176 S., Projektendbericht ÜLG 19/1986, Budapest-Wien (Geol. B.-A./MAFI).
- SOLTI, G., LOBITZER, H., DRAXLER, I. & RAVASZ, Cs. (1989): Das Vorkommen von "Alginit" (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) in den Hochriegelschichten von Weingraben im Burgenland. - Jb. Geol. B.-A., **132** (in Druckvorbereitung).
- TAUBER, A. (1952): Grundzüge der Geologie des Burgenlandes. - Burgenländ. Landeskunde, 39-85, Wien.

- TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. (1978): Petroleum Formation and Occurrence. A New Approach to Oil and Gas Exploration. - XVIII+538 p., Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - XV+580 S., Wien (Deuticke).
- WINKLER, A. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Gleichenberg. - 164 S., Wien (Geol. B.-A.).
- ZIRKL, E. J. (1981): Das Projekt Bau- und Dekorationsgesteine der Steiermark. - Mitt. Abt. Geol. Joanneum, 42, 171-173, Graz.

*Anschriften der Verfasser:*

*Dr. Harald Lobitzer, Dr. Ilse Draxler, Dr. Paul Herrmann, Dr. Franz Stojaspal, Univ.-Prof. Dr. Herbert Stradner, Dr. Rouben Surenian, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.*

*Dr. Lyudmila A. Kodina, USSR Academy of Sciences, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Kosygin Str. 10, USSR-117975 Moscow.*

*Dr. Gabor Solti, Lajos Dosztaly, Ungarisches Geologisches Institut, Népstadion út 14, H-1442 Budapest.*

*Univ.-Prof. Dr. Bernd Schwaighofer, Universität für Bodenkultur, Gregor-Mendel-Str. 33, A-1180 Wien.*

*Dr. Inna A. Dobruskina, USSR Academy of Sciences, Geological Institute, Pyzhevsky Per. 7, USSR-109017 Moscow.*

eingereicht: 7. Nov. 1988

angenommen: 9. Dez. 1988



Tabelle 2: Bituminöser Kalk von Geistthal, Kainacher Gosau

Probenbezeichnung	Lithologische Kurzbeschreibung	HCl-unlös. Rückstand, Massen-%	Bitumen- ausbeute in ppm	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (PDB)	
				Corg	Cbit
Geistthal 1	Schwarzer mergeliger im dm-Bereich gebankter bituminöser Kalk. Im Schliff zeigt sich parallel-orientierter Biomikrit mit Schalenresten von Gastropoden, Ostrakoden sowie Fossilreste indet.	32.0	3914	-26.5	-27.3
	<u>Gesamtmineralbestand</u>				
	Rel.-%				
	Kalzit 70 %	Illit 75 %			
	Schichtsilikate 23 %	Kaolinit 25 %			
	Quarz 5 %				
	Pyrit 2 %				
	<u>Tonmineralfraktion</u>				
	<2 Mikron				

Tabelle 4: Bächental Schichten des Grünbachgrabens

Grünbachgraben 1	Bächental Schichten. Bituminöser Mergelkalk von grünbrauner Farbe; Schliff: deutliches Parallelgefüge, extrem Radiolarien-reich, Schwammnadeln, etwas Pyrit; organischer Detritus.	69.4	10609	-30.2	-30.7
	<u>Gesamtmineralbestand</u>				
	Rel.-%				
	Quarz 10 %	Montmorillonit 72 %			
	Pyrit 3 %	Illit 28 %			
	Der Rest kann auf Grund starker Background-Erhöhung nur qualitativ angegeben werden: Schichtsilikate, Kalzit, ?Goethit.				

Tabelle 5: Kössener Schichten des Gailbergsattels

Gailbergsattel 1	Massiger, z.T. laminiertes dunkelgrauer Kalk mit Schieferzwischenlagen, leichter H <sub>2</sub> S-Geruch. Schliff: Mikrospartisch rekristallisierter Biomikrit; Ostrakoden, organische Substanzen.	4.79	27.5	-27.3	-28.5
Gailbergsattel 2	Laminiertes, schwarzgrauer Kalk, stärkerer H <sub>2</sub> S-Geruch. Sehr selten Ostrakoden und Foraminiferen; reichlich organische Substanz.	1.24	64.5	-29.0	-28.5
Gailbergsattel 3	Massiger, stärker nach H <sub>2</sub> S riechender dunkelgrauer Kalk. Selten schlecht erhaltene Foraminiferen und Ostrakoden.	8.72	75.7	-27.3	-28.1



Fortsetzung Tabelle 3:

Bächental 6	Hellgrauer, dichter resedimentierter Liaskalk vom Typ Adneter Kalk unmittelbar hangend der Bächental Schichten. Kein Bitumengeruch. Im Schliff erweist sich der Biomikrit reich an Foraminiferen und Echinodermen-Detritus, nicht selten Ostrakoden, Filamente, Kieselschwammnadeln, Radiolarien. Etwas stylolithisch geflasert.	17.6	64	-	-30.0
Bächental 7	Manganschiefer mit sehr schwachem Bitumengeruch, hangend von Probe Bächental 6. Im Schliff zeigt sich ein extrem knollig geflasertes Biomikrit, reich an Pyrit, der sowohl feindispers, als auch in Fossilien angereichert ist. An Biogenen dominieren Schalenreste indet., Spongiennadeln und Radiolarien.	38.1	1739	-32.1	-31.4







## Tafelerläuterungen

### Tafel 1

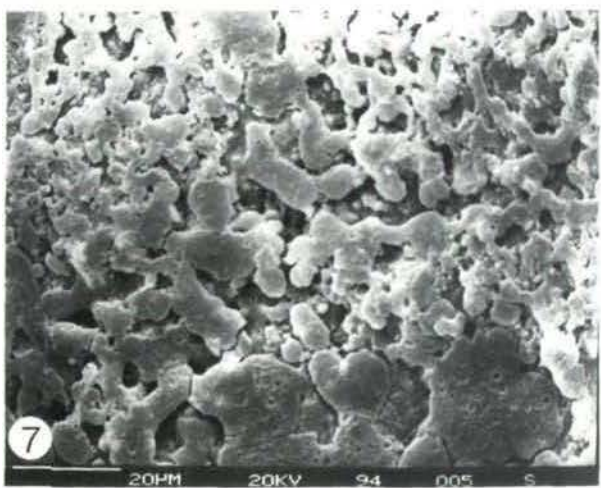
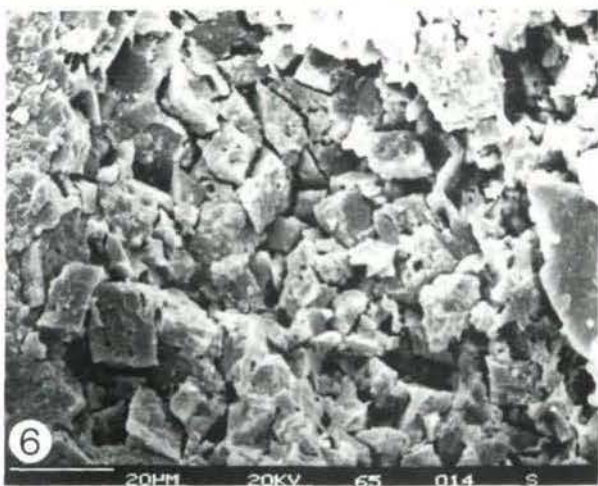
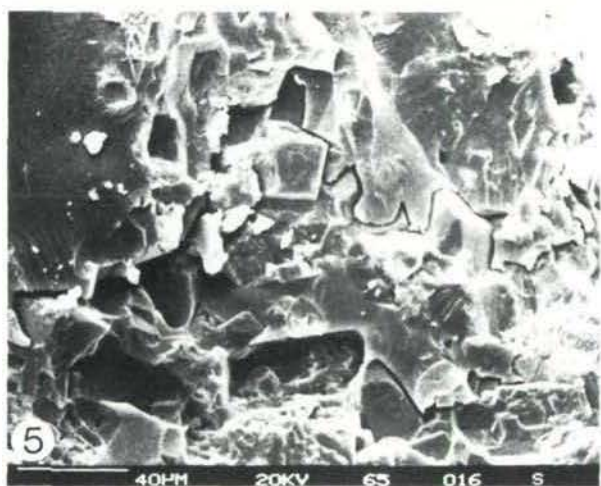
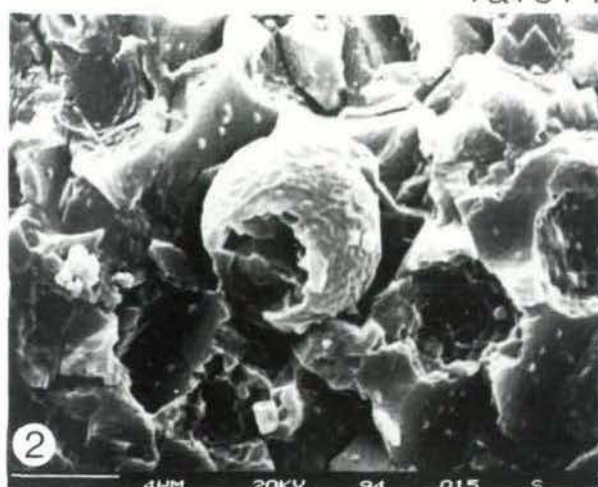
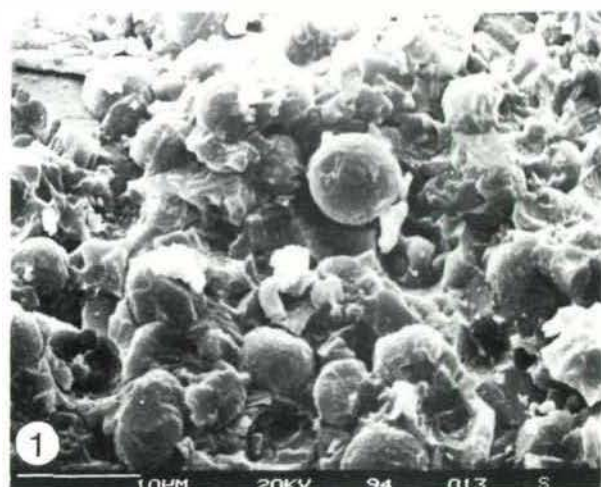
Ultrafazies der Seefelder Schichten des klassischen Gebietes

- Fig. 1: Tasmaniten(?) - Zysten. Mitteregg-Stollen. Balkenmaßstab 10 Mikron.
- Fig. 2: Aufgebrochene Tasmaniten (?) - Zyste. Mitteregg-Stollen. Balkenmaßstab 4 Mikron.
- Fig. 3: Mikrosparitisches Dolomitgefüge ungleichkörniger eu- bis subhedraler Dolomitkristalle. Probe AL 1. Mitteregg-Stollen. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 4: Stark korrodierter Dolomitkristall in dolomikritischer und toniger (illitischer) Grundmasse. Probe AL 19. Oberster Bereich des Steiges von der Nördlinger Hütte in Richtung Ursprungsattel. Balkenmaßstab 10 Mikron.
- Fig. 5: Stylolithisierter, extrem, druckgefaserter karbonatischer Schiefer. Probe AL 18. Profilabschnitt bei Nördlinger Hütte. Balkenmaßstab 40 Mikron.
- Fig. 6: Mikrosparitisches Dolomitgefüge relativ gleichkörniger stark korrodierter Dolomitkristalle; im linken Bildteil Mergelton-Gefüge. Probe AL 18 zeigt Mergelton-/Dolomit-Lamination. Profilabschnitt bei Nördlinger Hütte. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 7: Lignitische Reste höherer Pflanzen. Probe Nördlinger Hütte 2/1987. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 8: Illitisches Tongefüge. Probe AL 7. Haldenmaterial des Gerhardt-Stollens im Revier Ankerschlag. Balkenmaßstab 20 Mikron.

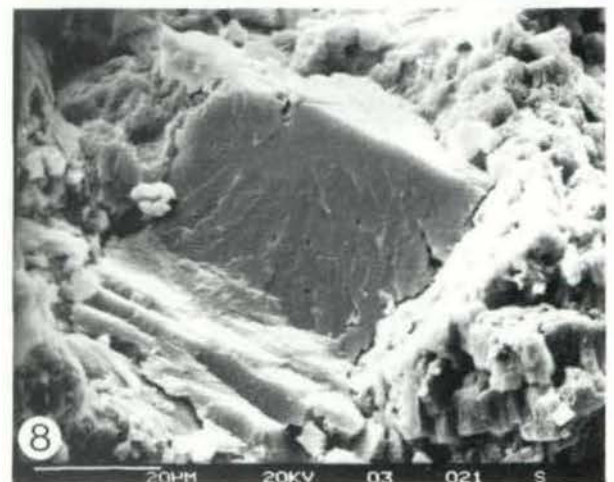
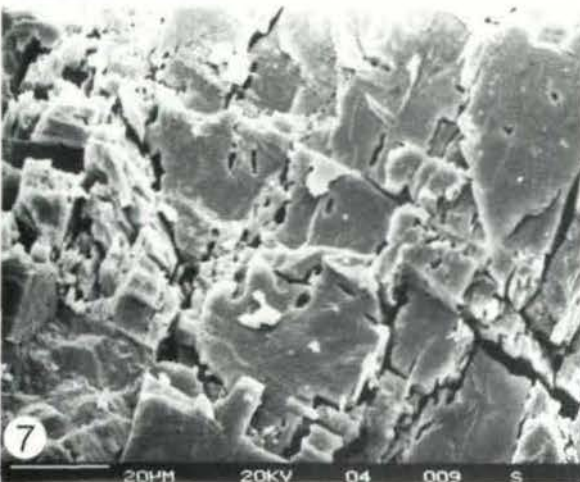
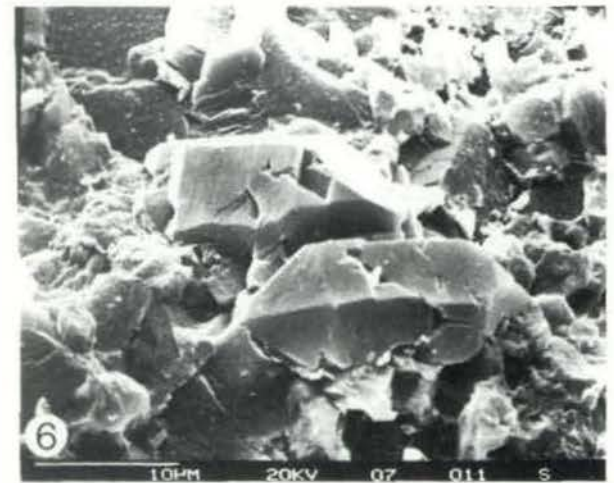
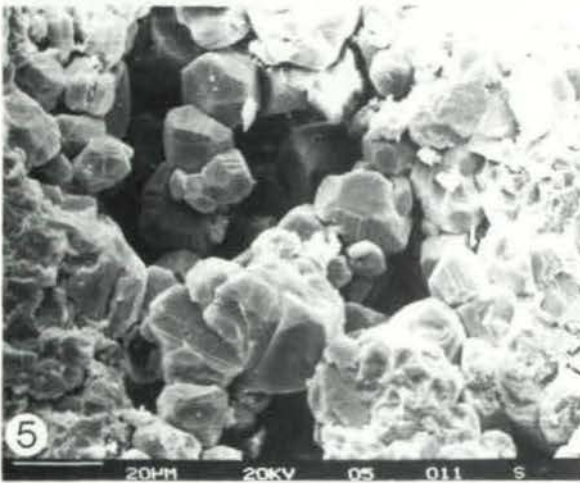
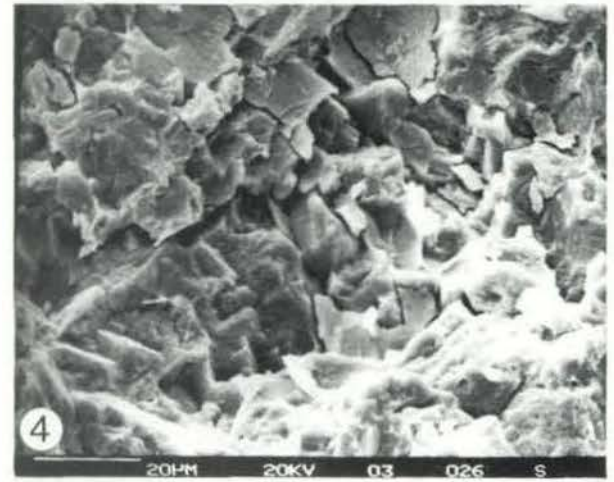
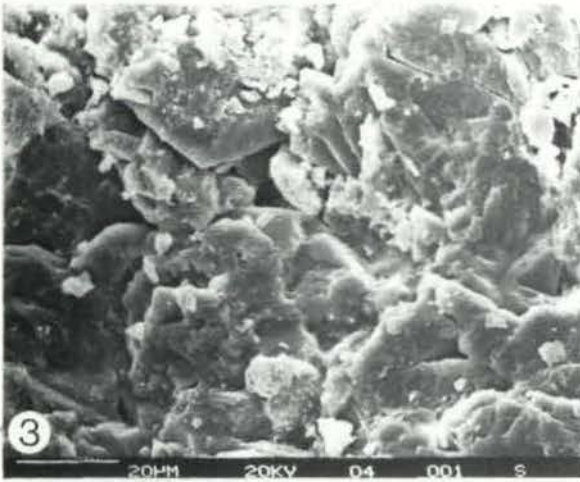
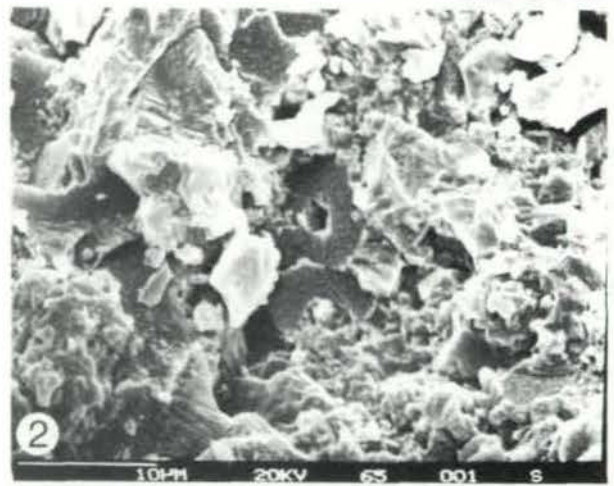
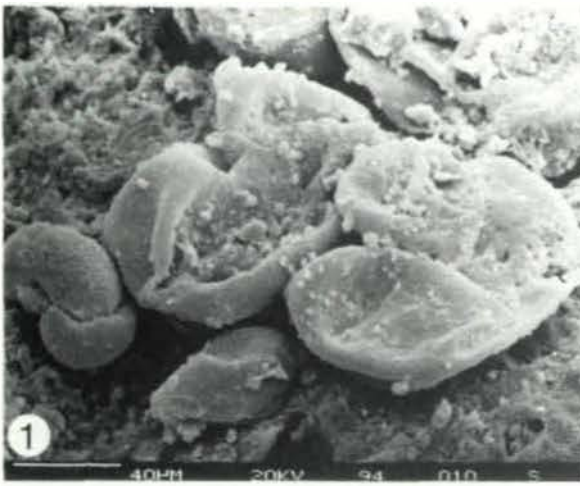
### Tafel 2

Ultrafazies der Seefelder- und bituminösen Kössener- und Raibler Schichten

- Fig. 1: Bisaccate Pollenform (?*Pinuspollenites*) aus einer von Dr. DEMEL (Ichthyolwerk Seefeld) zur Verfügung gestellten Bitumen-reichen Probe des Seefelder Reviers; genaue Herkunft ist unbekannt. Probe AL 6; Seefelder Schichten. Balkenmaßstab 40 Mikron.
- Fig. 2: Dolomitgefüge mit Tonkomponente sowie im Bildzentrum biogene Reste indet. Probe AL 17; Seefelder Schichten des Profilabschnitts bei der Nördlinger Hütte. Balkenmaßstab 10 Mikron.
- Fig. 3: Dolomit-/Tongefüge. Die sehr ungleichkörnigen Dolomitkristalle sind stark korrodiert. Probe Erlachgraben 3; Seefelder Schichten. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 4: Mikrosparitisches Dolomitgefüge; deutlich ist Stylolithisierung zu erkennen. Probe Windische Höhe 1; Seefelder Schichten. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 5: Hohlraumspatiation durch euhedrale Kalzitkalenoeder. Probe Gailberg 4; Kössener Schichten. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 6: Idiomorphe Sprossung von Quarzkristallen in den kalzitischen Kössener Schichten. Probe Gailberg 4. Balkenmaßstab 10 Mikron. Die Bläschen im oberen Bildabschnitt sind "orange peel textures", entstanden beim Besputtern des Präparates mit Gold.
- Fig. 7: Stark korrodiertes dolomitisches Kalkgefüge einer laminierten Partie in den Kössener Schichten. Probe Gailberg 2. Balkenmaßstab 20 Mikron.
- Fig. 8: Subhedraler Dolomitkristall in dolomikritischer Grundmasse. Probe Rubland 1; stinkdolomitische Bank im Raibler Schichten-Profil der Rubland-Straße (KRAUS, 1969). Balkenmaßstab 20 Mikron.







## II. COCCOLITHEN AUS DEM PLIENSBACH (ÄLTERE ALLGÄUSCHICHTEN, ALPNER LIAS) VON TIMOR, INDONESIEN

Edith Kristan-Tollmann, Wien

Mit 3 Abb. und 8 Taf.

**Zusammenfassung:** Aus dem Pliensbach-Anteil der Älteren Allgäuschichten von Zentraltimor wird eine Coccolithen-Assoziation aus 20 Arten beschrieben, die von *Biscutum novum* dominiert wird. *Lotharingius haufforum* und *Discorhabdus ignotus* folgen in der Häufigkeit. Außerdem kann *Schizosphaerella punctulata* häufig bis fast gesteinsbildend nachgewiesen werden.

**Abstract:** In this paper a coccolith association is described, that has been collected in the Pliensbachian of the "Ältere Allgäuschichten" of Central Timor, Indonesia, and that consists of 20 species. This nannoflora is dominated by *Biscutum novum*. The species *Lotharingius haufforum* and *Discorhabdus ignotus* follow in terms of frequency. Furthermore, the species *Schizosphaerella punctulata* is often common or even a sediment contributor.

### 1. Einleitung

Nachdem im Teil I (KRISTAN-TOLLMANN, 1988) eine bescheidene Coccolithen-Assoziation aus dem Sinemur der Älteren Allgäuschichten von Timor beschrieben worden war, soll hier eine Coccolithophoriden-Flora aus dem Pliensbach-Anteil der gleichen Allgäuschichten, ebenfalls vom Meto-Fluß südwestlich von Soë in Zentral-Timor (siehe Teil I, Abb. 1), vorgestellt werden.

Die hier bearbeitete Coccolithophoriden-Flora stammt nur von einem Probenpunkt (86/149) an der Uferböschung des Meto-Flusses, andere Proben hatten nicht so gut erhaltenes Material. Wie auch beim Teil I wurden die Coccolithen ausschließlich aus Sedimentresten, die in Ostracoden-Klappenhaften geblieben sind, mit Scan-Aufnahmen dokumentiert. Im Gegensatz zu den Sinemur-Proben, aus denen nur eine sehr kleine Vergesellschaftung aus lediglich fünf Arten gewonnen werden konnte - mit der dominierenden Art *Timorhabdus timorensis* -, führen die Allgäuschichten pliensbachischen Alters bereits eine reichliche Arten-Gemeinschaft, die sich gewiß bei einer Untersuchung von mehr Sedimentrückständen noch beträchtlich erweitern ließe. Der Pliensbach-Anteil der Allgäuschichten enthält etliche der auch in Europa als häufig und typisch für den höheren Lias geltenden Arten, und zwar besonders häufig *Biscutum novum*, gefolgt (in der Häufigkeit) von *Lotharingius haufforum* und *Discorhabdus ignotus* (siehe Abb. 1). Unter den aufgefundenen rund 20 Arten (siehe untenstehende Liste) gibt es vier

Arten, die bisher erst ab dem Unter-Pliensbach bekannt sind, die anderen - außer den paar neuen - kennt man schon ab dem Sinemur oder noch früher, hinauf reichen alle zumindest bis zum Unter-Toarc. Diese vier "jüngsten" Arten sind: *Crepidolithus cavus* (U.-Pliensbach - O.-Toarc), *Biscutum grandis* (U.-Pliensbach - U.-Toarc), *Lotharingius barozi* (U.-Pliensbach - U.-Toarc) und *Lotharingius haufforum* (U.-Pliensbach - Mittlerer Jura). Vor allem die beiden letztgenannten *Lotharingius*-Arten, speziell *L. barozi*, in unserem Material häufig und bezeichnend, gelten als typisch für pliensbachische Proben.

Unter den 20 Arten bzw. Unterarten befanden sich bloß zwei neue Arten (beschrieben im Teil I) und eine neue Unterart, alle anderen waren bereits aus dem weiteren Umkreis von Europa bzw. aus Europa selbst bekannt, nur ganz wenige auch aus dem asiatischen Raum. Es zeigt sich somit für die Coccolithen des Lias, was auch für andere Gruppen der Mikrofauna gleichen Alters gilt, nämlich daß sie eine weite paläogeographische Verbreitung aufweisen. Da die Allgäuschichten des alpinen Raumes noch nicht genügend auf Coccolithen untersucht sind, kann durchaus erwartet werden, daß die wenigen derzeit als "endemisch" scheinenden neuen Taxa von Timor auch im weit westlichen Sedimentationsgebiet gefunden werden.



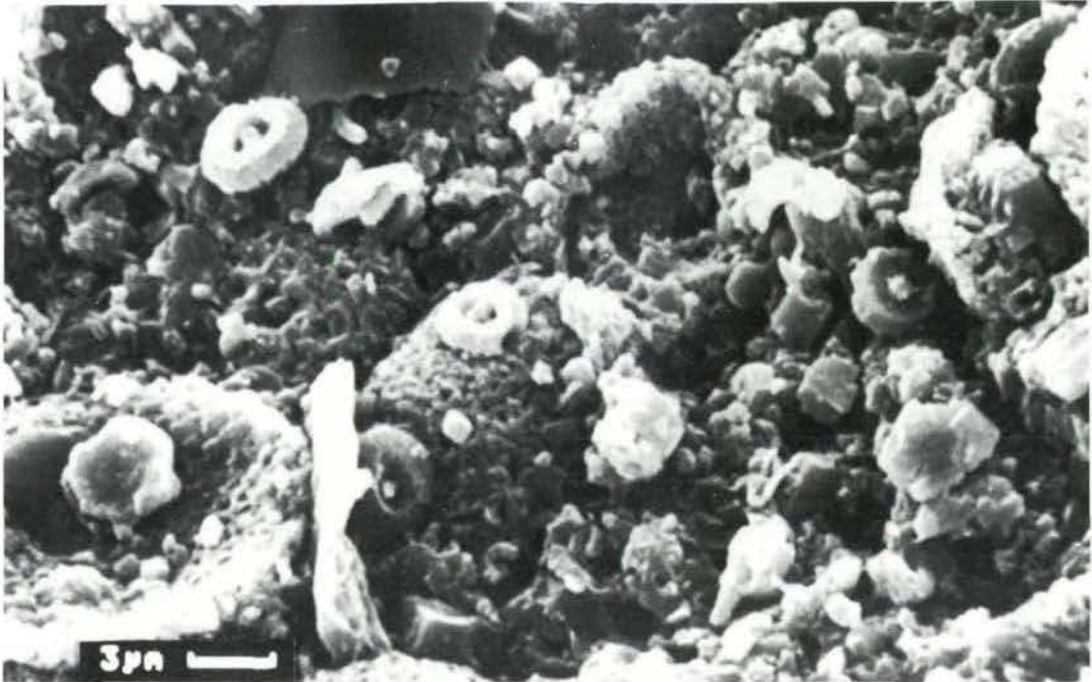


Abb. 1:

Sedimentrest in einer Ostracodenschale aus Älteren Allgäuschichten, Alpiner Lias, Pliensbach, vom Meto-Fluß südwestlich von Soë im westlichen Teil von Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

Die Zusammensetzung des Sedimentes zeigt in charakteristischer Ausbildung und Verteilung die häufigsten Nannofossilien dieses Abschnittes der Allgäuschichten: gesteinsbildend *Schizosphaerella punctulata* (große Kugeln und Reste davon, dicht gepackt), darauf verteilt *Biscutum novum* (distal, unten links von der Mitte), *Discorhabdus ignotus* (proximal, unten links, Mitte rechts) und *Lotharingius haufforum* (distal, Bildmitte und oben links).

## 2. Nannoflora

*Eoconusphaera jansae* (WIEGAND)

*Mitrolithus elegans* DEFLANDRE

*Mitrolithus lenticularis* BOWN

*Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE

*Gruenilithus tufari* KRISTAN-TOLLMANN

*Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE)

*Crepidolithus granulatus* BOWN

*Crepidolithus cavus* PRINS

*Tubirhabdus patulus patulus* n. ssp.

*Tubirhabdus patulus tubaformis* n. ssp.

*Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL)

*Biscutum novum* (GOY)

*Biscutum grandis* BOWN

*Discorhabdus ignotus* (GÓRKA)

*Discorhabdus* aff. *ignotus* (GÓRKA)

*Calyculus* sp.

*Lotharingius barozi* NOËL

*Lotharingius haufforum* GRÜN & ZWEILI

*Lotharingius* ? sp.

*Bussonius fecheri* KRISTAN-TOLLMANN

*Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DAN-GEARD

*Schizosphaerella astraea* MOSHKOVITZ

*Thoracosphaera* sp.

### 2.1. Erhaltung der Nannoflora

Interessanterweise ist die Erhaltung der Nannofossilien sehr verschieden: Bei einer Auswahl z. B. von 30 gut konservierten Ostracodenschälchen aus der selben Probe können die Nannofossilien in dem darin enthaltenen Sediment - bis auf Ausnahme von zwei Schälchen - völlig zerstört



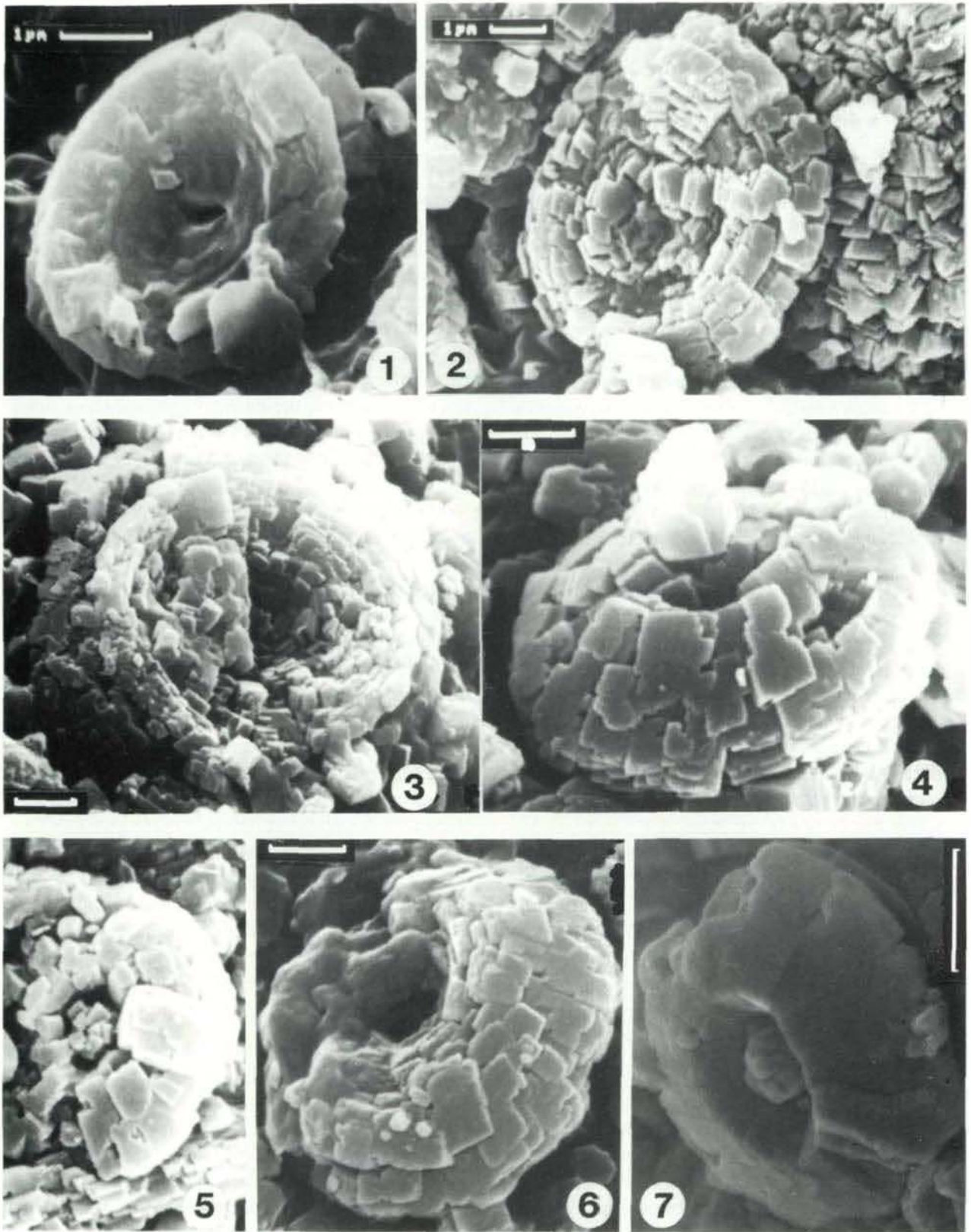


Abb. 2:

*Biscutum novum* aus Älteren Allgäuschichten, Alpiner Lias, Pliensbach, vom MetoFluß südwestlich von Soë im westlichen Teil von Zentral-Timor. Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

Die verschiedenen Erhaltungsstadien des Proximalschildes (Fig. 1-3) und Distalschildes (Fig. 4-7) werden veranschaulicht (nähere Erläuterungen siehe im Text).

sein, alle Stadien der Umwandlung bzw. des Zerfalls aufweisen, sodaß nur mehr unbestimmbare, gerade noch als Coccolithen erkennbare Reste, Anhäufungen von Kristallplättchen oder gar nur Konturen übrig bleiben, oder es können alle zarteren (auch Körbchen-) Coccolithen zerstört sein und lediglich *Biscutum novum* übrig bleiben. *Biscutum novum* ist ein kleiner und sehr robuster Coccolith, da zwei kompakte Schilde eng miteinander verbunden sind. Sie geben sich offenbar gegenseitig Halt und Schutz, bleiben auch bei fortschreitender Auflösung noch im Verband, und sind infolge ihrer charakteristischen Morphologie auch dann noch erkennbar, wenn ihre Struktur bereits völlig verändert ist. Abb. 2 zeigt *Biscutum novum* in einigen typischen Stadien der Umwandlung, die anhand von reichlichem Material schrittweise verfolgt werden konnte. Fig. 1-3 zeigt Coccolithen von der Proximalseite. Fig. 1 ist bereits verändert, die Plättchen liegen nicht mehr ganz original im Verband, aber die Art ist infolge der erhaltenen Charakteristika noch gut erkennbar. Fig. 2 zeigt bereits die völlige Umwandlung in neu gewachsene kleine Kristallplättchen, die immer wesentlich kleiner als jene vom Distalschild sind (vgl. Fig. 4-7), aber man erkennt noch die ursprüngliche Morphologie - die breite, zentrale, schüsselförmige Mulde ist noch zu erahnen, der Rand des Proximalschildes hebt sich vom Distalschild erkennbar ab (vgl. Fig. 2 oben und Fig. 1; vgl. auch die Anhäufung nicht mehr geordneter Plättchen von *Schizosphaerella punctulata* auf der rechten Hälfte von Fig. 2, unterhalb von *B. novum*). Bei Fig. 3 ist der Zerfall noch weiter fortgeschritten, die Plättchen des Distalschildes lösen sich bereits rundum vom Proximalschild ab. Die Figuren 4-7 zeigen den Distalschild von *Biscutum novum* in schräger Seitenansicht. An Fig. 7 sind die einzelnen großen Platten noch zu erkennen, wenn auch bereits randlich verändert. Im Zuge des Sekundärwachstums der Platten wird der Distalschild immer dicker und höher (vgl. Fig. 4, 6), seine ursprüngliche Form ist aber erkennbar. Bei dem Exemplar Fig. 5 ist sogar noch der kurze distale Zentralschild erhalten, der Distalschild aber schon sehr aufgelöst.

Diese Beispiele wurden gezeigt nicht nur, um die diversen Grade der fortschreitenden diagenetischen Veränderung der Exemplare von *Biscutum novum* zu veranschaulichen, sondern auch, um eine Bestimmungshilfe für diese stratigraphisch wichtige und bei ungünstigen Verhältnissen oft nur als einzige einer größeren Florengemeinschaft eben noch übrige Art zu geben.

## 2.2. Systematische Beschreibung

Familia: *Eoconusphaeraceae* KRISTAN-TOLLMANN, 1988

Beziehungen: Die Gattung *Eoconusphaera* mit ihren beiden bisher bekannten Arten *E. zlabachensis* (Erstauftreten Nor) und *E. jansae* stellt sicher eine der Stammformen der Coccolithen dar. Aus der primitiv aufgebaut scheinenden *E. zlabachensis*, die hoch kegelförmig mit abgestutzter Spitze aus einem äußeren dünnen Lattenkranz und einem kompakten inneren Körper aus ebenfalls langen, in Sektoren radial stehenden Latten besteht, kann sich eine Reihe anderer Gattungen entwickelt haben durch einfache Verkürzung der äußeren Latten und Abwandlung des inneren Körpers: Nahe verwandt ist sicher die ab dem Unter-Lias bekannte Gattung *Parhabdolithus*. Bei ihr sind die senkrechten Latten (Platten) des äußeren Randes verkürzt und verdickt. Dafür ist der innere Körper dünner geworden bis zu einem dünnen Stachel bei *P. liasicus*, während bei *P. robustus* der innere Körper dicker ist und noch eine windradartige Anordnung im Uhrzeigersinn der radial stehenden Latten aufweist. Ebenfalls nahe verwandt ist die ab dem Sinemur auftretende Gattung *Mitrolithus*. Die verkürzten äußeren Latten sind auch dünn wie bei den Gattungen unserer Familie, und der Korb wird ganz ausgefüllt von einem zentralen Körper, der allerdings distal mit mehrminder waagrecht liegenden Plättchen abschließt (*M. lenticularis*). Bei *M. elegans* ist der zentrale Körper zudem umgewandelt in eine Pilzform mit Stiel und Hut. Gegenüber den beiden zu unserer Familie gestellten Gattungen *Eoconusphaera* und *Conusphaera* sind die beiden erst ab dem Jura bekannten Gattungen *Parhabdolithus* und *Mitrolithus* aber schon weiter entwickelt, vor allem auch in der differenzierten Ausbildung des Proximalendes, des zweiten, inneren distalen Randes, sodaß sie nicht unserer Familie einverleibt werden können. Sie gehören zu Recht einer anderen Gruppierung an (Abb. 3).

Vor allem im Hinblick auf *E. jansae*, die von BOWN & YOUNG (1986, in YOUNG et al.) sogar zu *Mitrolithus* gestellt worden war, einem bereits typisch ausgebildeten Coccolithen, und die aber andererseits eindeutig so wie die längliche Art *E. zlabachensis* zur selben Gattung *Eoconusphaera* gehört, halte ich *Eoconusphaera* für einen echten Coccolithen. Zwei Hauptmerkmale im Bau der Körbchen-Coccolithen sind bei der Gattung bereits ausgebildet und werden im Verlauf des Lias bei den zahlreich neu entstehenden Gattungen (modifiziert) beibehalten: Der äußere Rand aus senkrechten Platten und der innere zentrale Körper aus ebenfalls mehrminder senkrechten Plättchen. Generell wird innerhalb des Lias der äußere Distalrand niedriger, der innere Körper

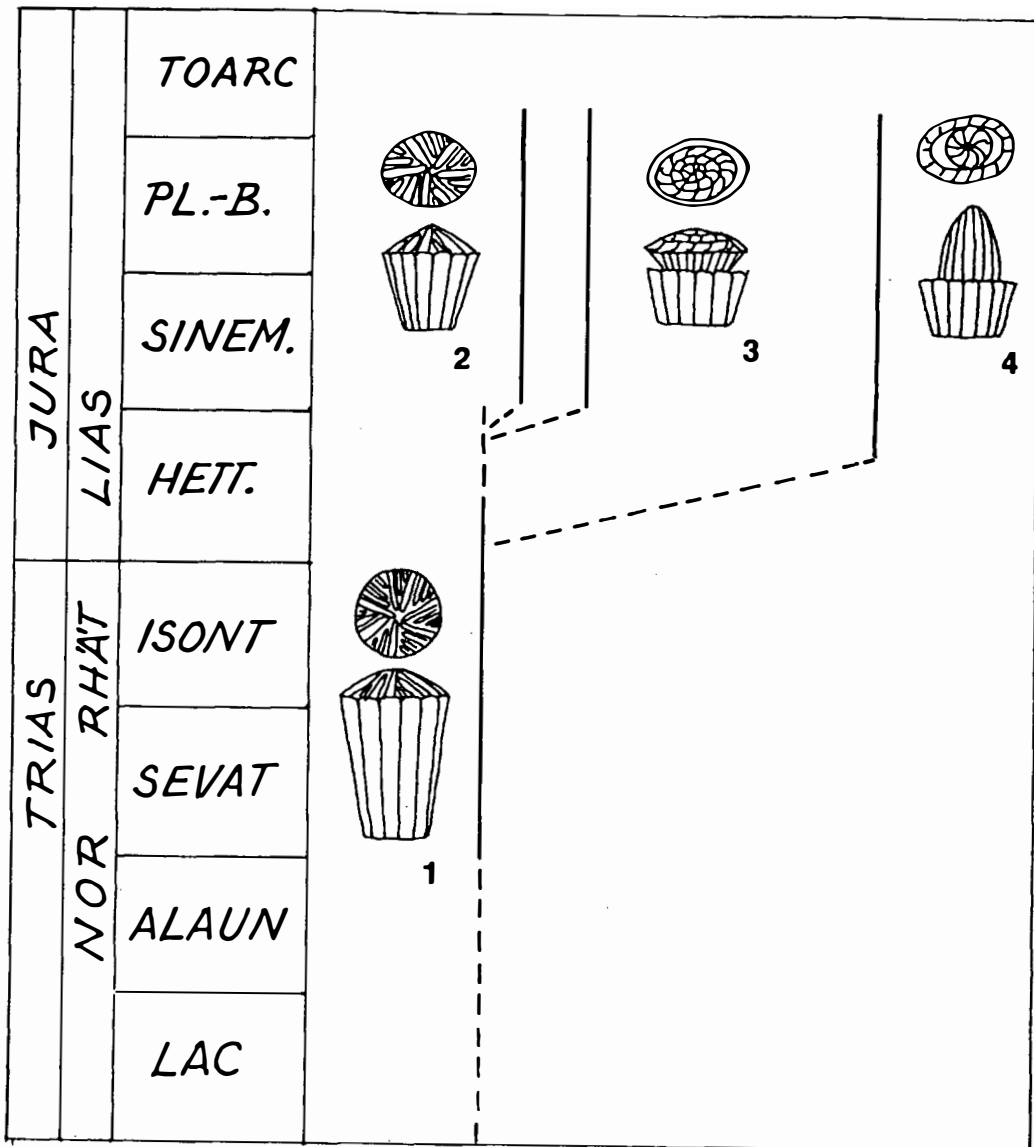


Abb. 3:

Vermutete verwandtschaftliche Zusammenhänge einiger Ober-Trias/Lias-Coccolithen-Gattungen.  
 1: *Eoconusphaera zlabachensis*, 2: *E. jansae*, 3: *Mitrolithus elegans*, 4: *Parhabdololithus*.

wird bis zu einem dünnen, hohlen, kurzen Stachel reduziert.

Die Gestaltung des kompakten inneren Körpers von *Eoconusphaera* kommt mir gar nicht so primitiv vor, wie man sie sich für eine Stammform erwarten würde. Als einfachere Ausbildung erschiene mir jedenfalls eine durchwegs radiale Anordnung der Latten rund um den Achsialkanal. Sie sind jedoch in Sektoren gegliedert und zeigen einen bereits komplizierten Aufbau. Daran schließen sich zwei Überlegungen: a) *Eoconusphaera* kann bereits die phylogenetisch weiter entwickelte Form einer noch einfacheren sein, die vielleicht schon ab dem Jul/Tuval auftritt. b) *Conusphaera*, eine bisher mit nur einer Art bekannte

Gattung aus dem Kimmeridge bis Unter-Apt, ist eine länglich-kegelige Form wie *E. zlabachensis*, ihr kompakter innerer Körper besteht aus radial angeordneten Latten. Beide Merkmale entsprechen nicht dem Entwicklungstrend, wie er bei den Trias/Lias-Körbchen-Coccolithen auszumachen ist. D. h., *Conusphaera* ist offenbar nicht eine Fortführung von *Eoconusphaera*, das würde einen rückläufigen Entwicklungstrend darstellen, sondern ist höchstwahrscheinlich eine unabhängige, neu entstandene Konvergenzform. Daß sie in den wesentlichen Merkmalen ähnlich zu *Eoconusphaera* ausgebildet ist, und ihre womöglich anderweitige Abstammung noch keineswegs geklärt ist, kann sie jedoch mit dieser gemeinsam zu einer Familie vereinigt werden.

Möglicherweise ist *Calcicalathina* von *Conusphaera* abzuleiten oder zumindest mir ihr verwandt und eventuell auch bei unserer Familie *Eoconusphaeraceae* einzugliedern. Mir fehlen aber genügend Daten und Material für eine endgültige Beurteilung.

Die Unterschiede zwischen den beiden Gattungen *Conusphaera* und *Eoconusphaera* liegen vor allem im Aufbau des kompakten inneren Körpers. Während wir bei *Eoconusphaera* nur einen Zyklus langer Latten kennen - die distal in dreieckige Sektoren aufgeteilt sind in der Weise, daß jeweils die langen Hauptlatten des Einzelabschnittes radial liegen, die weiteren Latten dieses Abschnittes jedoch parallel zur radialen Hauptplatte, sodaß sie mit zunehmender Entfernung zur Hauptplatte immer kürzer werden -, besteht die bisher einzige bekannte Art von *Conusphaera* aus zwei Zyklen (Ringern) innerer Latten, die beide radial arrangiert sind. Ein Achsialkanal ist bei letzterer Gattung deutlich vorhanden, bei ersterer nicht.

Genus: *Eoconusphaera* JAFAR, 1983, KRISTAN-TOLLMANN, 1988

*Eoconusphaera jansae* (WIEGAND, 1984) KRISTAN-TOLLMANN, 1988  
(Taf. 1, Fig. 1, 2)

Beschreibung: Wie für die Gattung typisch, besteht auch *E. jansae* aus dem äußeren Zyklus von vertikalen, nebeneinander stehenden, dicht anschließenden, dünnen Latten und dem inneren, zentralen, kompakten Körper der Einzellatten. Bei dieser Art stehen die langen Latten des Zentralkörpers ziemlich locker und mehrminder senkrecht, wie z. B. an Fig. 3, Taf. 4, bei BOWN (1987 b) gut sichtbar. Gegen distal zu schalten sich weitere Plättchen ein, sodaß der Korb der äußeren Latten, proximal erst locker ausgefüllt (vgl. Taf. 1, Fig. 2), distal gut bedeckt ist. Die Plättchen des Zentralkörpers sind bei dieser Art nur in sechs Sektoren gegliedert, und jeder Sektor besteht nur aus meist vier Latten, von denen die lange radiale Latte meist etwas herausragt, die kürzeren Latten auch etwas niedriger stehen. Da bei dieser Art die Latten locker stehen, also nicht dicht parallel nebeneinander, und auch noch ungleich hoch etwas "schlampig" verteilt sind - im Gegensatz zu *E. zlabachensis* mit mehr, dichter und gleich hoch gepackten Latten -, kann dieses Arrangement bei flüchtiger Betrachtung eine generell radiale Anordnung der Plättchen vortäuschen. Doch gerade am Holotypus, aber auch etwa bei den Figuren 18, Taf. 3, und 2, Taf. 4, bei BOWN (1987 b), läßt sich das Prinzip der Sektoren-Unterteilung erkennen. Der Zentralkörper ragt distal bei normaler Erhaltung nur wenig spitzkegelig über den Distalrand des Körbchens hinaus. Bei Exemplaren mit weiter hinausragendem Zen-

tralteil, wie etwa auch bei unserem (Taf. 1, Fig. 1) und Fig. 16, 17, Taf. 3, und Fig. 1, Taf. 4, bei BOWN (1987b), scheint dies nicht eine Variante zu sein, sondern auf das Weiterwachsen der Kristalle zurückzuführen sein. Interessant ist auch bei manchen Coccolithen die Erhaltung der Ränder der äußeren Platten, sie sind gezähnt wie ein Sägeblatt. Diese Erhaltung ist bei unserem Exemplar Taf. 1, Fig. 1, 2, gut zu beobachten, aber auch bei Fig. 1D, WIEGAND (1984 a) und Fig. 18, Taf. 3, BOWN (1987 b). An Körbchen-Plättchen anderer Gattungen konnte ich dieses Merkmal nicht beobachten.

Synonymieliste, Diagnose und Beziehungen siehe im Teil I.

Stratigraphische Verbreitung: *E. jansae* ist nach BOWN (1987 b) auf die Tethys beschränkt. Sie ist bisher vom Unter-Sinemur bis Unter-Toarc bekannt.

Familia: Parhabdolothaceae BOWN, 1987 a

Genus: *Mitrolithus* DEFLANDRE, 1954

*Mitrolithus elegans* DEFLANDRE, 1954  
(Taf. 1, Fig. 6, 7)

\*1954 *Mitrolithus elegans* Defl., cent. nov. - DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, S. 148, Taf. 15, Fig. 9-11; Textfig. 66, 67.

1965 *Alvearium dorsetense* - BLACK, S. 132, 136, Fig. 5.

1967 *Alvearium dorsetense* Black 1965 - BLACK, S. 139.

1969 *Mitrolithus elegans* - PRINS, S. 55, Taf. 1, Fig. 11.

1984 *Mitrolithus elegans* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954 - CRUX, S. 181, Fig. 8 (5, 6); Fig. 14 (9, 10, 11).

1987 a *Mitrolithus elegans* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954 - BOWN, Taf. 3, Fig. 1-3.

1987 b *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954 - BOWN, S. 26, Taf. 3, Fig. 6-15; Taf. 12, Fig. 23-28.

1988 *Mitrolithus elegans*? DEFLANDRE, 1954 - KRISTAN-TOLLMANN, S. 81, Taf. 1, Fig. 4.

Bemerkungen: Es liegt nun ein Exemplar von der Distal-seite vor, das den pilzförmigen Zentralkörper ausgebrochen hat. Sehr gut sind jedoch die großen breiten Platten des inneren distalen Randes erhalten. Das Exemplar stimmt mit Fig. 5 von Textfig. 8 bei CRUX (1985) völlig überein und ist auch mit dem wesentlich besser erhaltenen Exemplar auf Taf. 3, Fig. 8, 9, bei BOWN (1987 b) vergleichbar.

Stratigraphische Reichweite: Unterstes Sinemur bis Unter-Toarc.

*Mitrolithus lenticularis* BOWN, 1987 b  
(Taf. 1, Fig. 3-5)

\*1987 b *Mitrolithus lenticularis* sp. nov. - BOWN, S. 28, Taf. 4, Fig. 4-7; Taf. 12, Fig. 29, 30.

Bemerkungen: Der niedrig-körbchenförmige Coccolith wird distal sehr charakteristisch von großen, viereckigen Platten völlig abgedeckt, die etwas unregelmäßig arrangiert sind. Diese Deckplatte schließt rundum dicht mit dem Oberrand des Außenrandes ab, dessen Platten distal im obersten kurzen Abschnitt einwärts gebogen sind. Dies ist noch ein zusätzlicher Unterschied zu *M. elegans* - nebst jenen bei BOWN angegebenen.

*M. lenticularis* wurde von Timor erstbeschrieben, allerdings ohne jegliche Detail-Angabe der Typlokalität, was nicht vertretbar ist.

Stratigraphische Reichweite: Nach BOWN (1987 b: S. 30) Ober-Sinemur bis Unter-Toarc.

Genus: *Parhabdolithus* DEFLANDRE, 1952

*Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952  
(Taf. 2, Fig. 3?, 4?, 5)

\*1952 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, S. 466, Fig. 362 J, K, L, M.

Bemerkungen: Die im Lias weitverbreitete Form variiert nach Angabe vieler Autoren vor allem in der Länge und Dicke des distalen Stachels. BOWN (1987 b) teilt die Art in zwei Unterarten nach der Ausbildung des Stachels als Hauptmerkmal. In meinem Material konnte nur ein Coccolith sicher als *P. liasicus* determiniert werden, er liegt aber in Distalansicht mit abgebrochenem Stachel vor, sodaß eine unterartliche Bestimmung nicht gegeben werden kann. Noch zu ungenügend bekannt ist die proximale Ausbildung der Art, sodaß solche von der Proximalseite sichtbaren Coccolithen (Taf. 2, Fig. 3 und 4) nur fraglich hier eingereiht werden können.

Stratigraphische Reichweite: Hettang bis Oxford.

Familia: Zygodiscaceae HAY & MOHLER, 1967

Genus: *Crepidolithus* NOËL, 1965

*Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1954) NOËL, 1965  
(Taf. 1, Fig. 8; Taf. 2, Fig. 1)

\* 1954 *Discolithus crassus* Defl., cent. nov. - DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, S. 144, Taf. 15, Fig. 12, 13; Textfig. 49.

1965 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE) nov. comb. - NOËL, S. 85 ff., Textfig. 17-21; Taf. 2, Fig. 3-7; Taf. 3, Fig. 1-5.

1974 *Crepidolithus crassus* (DEFLADRE [sic!], 1955-03-08) NOËL, 1965-09-30 - GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 310, Abb. 20, Fig. 1-3.

1980 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 - GRÜN & ZWEILI, S. 289, Taf. 13, Fig. 3-5.

1981 *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965 - GOY, S. 26, Taf. 5, Fig. 8-11; Taf. 6, Fig. 1.

1982 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 - GASPARIKOVÁ, S. 164, Taf. 63, Fig. 1, 2, 4, 5, 8.

1982 *Crepidolithus crassus* (Deflandre in Deflandre and Fert 1954) Noël 1965 - HAMILTON, Taf. 3.1, partim: Fig. 4.

1986 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT 1954) NOËL 1965 - YOUNG, TEALE & BOWN, S. 124, Taf. 1, Fig. M.

1987 a *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) NOËL 1965 - BOWN, Taf. 1, Fig. 1, 2.

1987 b *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965 - BOWN, S. 16, Taf. 1, Fig. 6-11; Taf. 12, Fig. 5, 6.

Bemerkungen: *Crepidolithus crassus* gehört zu den robusten, charakteristischen Coccolithen der Lias-Assoziationen ab dem unteren Sinemur. Diese Art ist durch die besonders dicke Seitenwand, die - je nach Erhaltung - glatte oder durch zahlreiche Plättchen gebildete Proximalplatte und durch das Fehlen jeglichen zentralen Stachels oder Dorns gekennzeichnet.

Stratigraphische Reichweite: Unter-Sinemur - Ober-Kimmeridge.

*Crepidolithus granulatus* BOWN, 1987 b  
(Taf. 2, Fig. 6, 7)

1977 *Ethmorhabdus* aff. *E. gallicus* NOËL - HAMILTON, Taf. 1, Fig. 4-6.

1984 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) NOËL 1965 - CRUX, S. 181, Fig. 11, partim: 2.

1987 b *Crepidolithus granulatus* sp. nov. - BOWN, S. 17, Taf. 1, Fig. 12-15; Taf. 12, Fig. 7, 8.

Bemerkungen: Die in meinem Material seltene Art liegt mit nur einem gesicherten Exemplar vor, und zwar von der Proximalseite. Dieser Coccolith ist breit oval und zeigt außen auf der proximalen Zentralplatte die typischen kleinen zahlreichen Kalzitwürfelchen, wie sie auch auf Fig. 5, Taf. 1, bei HAMILTON (1977) sehr gut zu beobachten sind. In der Mitte ist die Proximalplatte eingetieft und mit einem kleinen Loch versehen. Der distale Rand scheint aus etwas längeren Plättchen zu bestehen als bei jenen Exemplaren, die HAMILTON, CRUX und BOWN abbilden.

Einen ebenfalls höheren distalen Rand besitzt das von der Distalseite zu sehende Exemplar Fig. 7, Taf. 2, welches seitlich zusammengedrückt und daher sehr schmal oval ist. Man erkennt deutlich die zahlreichen größeren Kalzit-Körperchen, die den gesamten Innenraum der Zentralplatte bedecken und die im Zentrum zu einem ganz kurzen hohlen Dorn erhöht sind. Der distale Außenrand ist schmal. Er entspricht in seiner Dicke etwa jenem von Fig. 4, Taf. 1, bei HAMILTON oder Fig. 12/13, Taf. 1, bei BOWN, der auch S. 17 angibt, daß der Rand schmal oder mäßig dick sein kann, also in seiner Dicke variabel. Bei unserem Exemplar ist im Gegensatz zu jenen Fig. 12-15, Taf. 1, bei BOWN oder Fig. 4, 6, Taf. 1, bei HAMILTON der zentrale Dorn deutlicher, kräftiger ausgebildet, und es fehlt weiteres Material, um die Variabilität in dieser Hinsicht erfassen zu können. Außerdem ist das Exemplar so tief eingebettet, daß sein distaler Außenrand nicht begutachtet werden kann - was aber im Hinblick auf die mögliche Zugehörigkeit zu *Mazaganella pulla* BOWN (vgl. Fig. 16, Taf. 8, mit höherem Distalrand als Fig. 17/18) nötig wäre. Bei *M. pulla* liegt im Gegensatz zu unserem Exemplar allerdings die distalste Plättchenreihe waagrecht, bei unserem Ex. stehen die Plättchen senkrecht. Alle Überlegungen zusammen waren ausschlaggebend, unseren vorliegenden Coccolithen doch zu *C. granulatus* zu stellen.

Stratigraphische Reichweite: Nach HAMILTON (1977: S. 579) vom Unter-Sinemur bis Toarc.

*Crepidolithus cavus* PRINS in ROOD, HAY & BARNARD, 1973 (Taf. 2, Fig. 2)

1969 *Crepidolithus cavus* - PRINS, Taf. 1, Fig. 4; Tab. 1

1973 *Crepidolithus cavus* PRINS - ROOD, HAY & BARNARD, S. 375, Taf. 2, Fig. 5.

1982 *Crepidolithus cavus* PRINS, 1969 - GAŠPARIKOVÁ, S. 165, Taf. 63, pars: Fig. 7, 10-12.

1987 b *Crepidolithus cavus* PRINS ex ROOD, HAY and BARNARD, 1973 - BOWN, S. 13, Taf. 1, Fig. 4, 5; Taf. 12, Fig. 3, 4.

Bemerkungen: *Crepidolithus cavus* hat nach ROOD, HAY & BARNARD proximal einen schmalen Steg in der kürzeren Ellipsen-Achse. Er kann oft ausgebrochen sein, wie schon die Originalzeichnungen von PRINS vermuten lassen, und wie auch an unserem Exemplar anschaulich ersichtlich ist.

Stratigraphische Reichweite: Unter-Pliensbach bis Ober-Toarc.

Genus: *Tubirhabdus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973

*Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973

Bemerkungen: Aufgrund des in den pliensbachischen Proben von Timor (gegenüber jenem aus dem Sinemur) wesentlich häufigeren und auch besser erhaltenen Materials lassen sich zwei unterschiedliche Typen feststellen, die zwar aufgrund der Originaldiagnose bei *T. patulus* untergebracht werden können, die sich aber andererseits so weit voneinander unterscheiden, daß sie auf der Basis von Unterarten als eigenständige Taxa geführt werden müssen. Soweit bisher ersichtlich, liegt der Hauptunterschied in der Ausbildung des zentralen distalen Fortsatzes, der bei *T. patulus patulus* distal weit trichterförmig ausladend abschließt mit dünnem, oft nach außen gekrempeltem Rand, während die zweite (endemisch ?) in Timor auftretende Form *T. patulus tubaformis* einen sich nur schmal trompetenförmig erweiternden, mit dickem Rand abschließenden Fortsatz aufweist. Da beide Ausbildungen im untersuchten Material nebeneinander vorkommen, konnten die Abweichungen gut miteinander verglichen werden. Auch der proximale Stielansatz dürfte bei *T. p. tubaformis* englumiger sein als bei *T. patulus patulus*.

*Tubirhabdus patulus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973, n. ssp. (Taf. 3, Fig. 5, 6)

1969 *Tubirhabdus patulus* PRINS, Taf. 1, Fig. 10 A-C (invalid).

1973 *Tubirhabdus patulus* PRINS - ROOD, HAY & BARNARD, S. 373, Taf. 2, Fig. 3.

1974 *Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD - BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 4.



1979 *Tubirhabdus patulus* ROOD, HAY & BARNARD 1973 ex PRINS 1969 - MEDD, S. 45, Taf. 9, Fig. 9.

1981 *Tubirhabdus patulus* (Rood, Hay et Barnard, 1973) Goy, 1979 - GOY, S. 29, Taf. 7, Fig. 2-7; Taf. 8, Fig. 1; Abb. 6.

1982 *Tubirhabdus patulus* Prins 1969 in Rood, Hay and Barnard 1973 - HAMILTON, Taf. 3.1, Fig. 16, 20.

1984 *Tubirhabdus patulus* - WIEGAND, Taf. 2, Fig. 1.

1987 a *Tubirhabdus patulus* PRINS in ROOD, HAY & BARNARD 1973 - BOWN, Taf. 1, Fig. 3, 4.

1987 b *Tubirhabdus patulus* Prins ex Rood, Hay and Barnard, 1973 - BOWN, S. 18, Taf. 2, Fig. 4-6; Taf. 12, Fig. 11, 12.

1988 *Tubirhabdus patulus* PRINS ex ROOD, HAY & BARNARD, 1973 - KRISTAN-TOLLMANN, S. 81, Taf. 1, Fig. 1, 5 rechts oben.

Diagnose: Mit den Merkmalen der Art und folgenden, von *T. patulus tubaformis* abweichenden Besonderheiten: Der distale zentrale Fortsatz ist dünnchalig, beginnt bereits am proximalen Ansatz sehr großlumig, sodaß er meist bis an die Seitenwände an der Schmalseite des elliptischen Distalrandes reicht. Der zentrale Fortsatz erweitert sich zunächst nur allmählich, sobald er aber über den distalen Außenrand hinausragt, wird er rasch weit trichterförmig ausgebreitet mit leicht gewelltem und oft auch nach außen gekrempelem Rand. Der Umriß des Trichters ist breit oval in der elliptischen Längsachse des Coccolithen.

Bemerkungen: Der besonders großlumige proximale Ansatz des trichterförmigen zentralen Fortsatzes ist z. B. eindrucksvoll in ROOD, HAY & BARNARD (1973: Taf. 2, Fig. 3), WIEGAND (1984: Taf. 2, Fig. 1), KRISTAN-TOLLMANN (1988: Taf. 1, Fig. 1) zu sehen. Das ausladende Trichter-Ende kann gut etwa bei WIEGAND (l.c.); BOWN (1987 b: Taf. 2, Fig. 6), KRISTAN-TOLLMANN (1988: Taf. 1, Fig. 5), diese Arbeit (Taf. 3, Fig. 5, 6), außerordentlich anschaulich jedoch in GOY (1981: Taf. 7, Fig. 2, 4, 6, 7; Taf. 8, Fig. 1) besichtigt werden. Bei einigen Exemplaren, z. B. GOY Taf. 7, Fig. 4, Fig. 7 oben rechts; Taf. 8, Fig. 1!, erreicht der Trichter mit seinem ovalen Distalrand fast die Ausmaße des "rim", des distalen Außenrandes des Coccolithen.

Beziehungen: Siehe *T. patulus tubaformis*.

Stratigraphische Reichweite: Ab dem Sinemur im gesamten Lias.

*Tubirhabdus patulus tubaformis* ROOD et al., 1973, n. ssp. (Taf. 3, Fig. 2-4; Taf. 5, Fig. 8)

Derivatio nominis: Tuba (lat.) = Trompete; nach dem trompetenförmigen zentralen Distalfortsatz.

Holotypus: Taf. 3, Fig. 2, 3. Sammlung Kristan-Tollmann, Geologisches Institut der Universität Wien, V150. Träger ET 116, Objekt 25.

Loc us typicus: Ufer des Meto-Flusses südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149).

Stratum typicum: Zwei Dezimeter dicke Mergellage; harte, kalkige, mittel- bis hellbraune Mergel, zwischen Kalkbänken; Ältere Allgäuschichten, (Mittel-?) Pliensbach, Alpiner Lias.

Diagnose: Mit den Merkmalen der Art und folgenden Besonderheiten: Der distale zentrale Fortsatz hat eine mitteldicke Wand. Er beginnt proximal mit einem ziemlich großen Lumen und erweitert sich bis in Höhe des Außenrand-Abschlusses nur ganz allmählich, dann etwas rascher zu einer rundlichen bis leicht elliptischen trompetenförmigen Öffnung. Der Distalrand der Trompete schließt glatt und dick mit mehrminder waagrecht liegenden, gleich großen; im Uhrzeigersinn angeordneten und übergreifenden Plättchen ab wie der Oberrand des Außenrandes. Die Außenwand der Trompete wird proximal aus länglichen, senkrechten, distal aus kurzen kleinen Kalkplättchen gebildet. Proximal schließen die Coccolithen mit einer dünnen Platte ab, die in der Mitte leicht eingesenkt ist und ein großes rundes zentrales Loch aufweist. Innen ist diese Platte von zahlreichen Kalzitplättchen (sekundär ?) bedeckt.

Maße: Länge distal zwischen 3.5 und 5.5 µm.

Beziehungen: Der Hauptunterschied zu *T. patulus patulus* liegt in der Ausbildung des zentralen distalen Fortsatzes: Bei *T. p. patulus* schon ab dem proximalen Ansatz großlumiger, am distalen Ende rasch trichterförmig weit ausladend verbreitert, mit dünner Wand, dünnem, oft gewelltem und umgekrempelem Rand; distaler Umriß des Trichters länglich in gleicher Ellipsen-Längsachse wie beim Körbchen, oft nahezu die gleiche Größe wie das Körbchen (distaler Außenrand) erreichend. Bei *T. p. tubaformis* distaler Fortsatz etwas engerlumig mit dicker Wand, distal allmählich zu wesentlich kleinerer Trompete erweitert mit rundlichem Querschnitt und glatterm Rand, der durch große Plättchen in gleicher Art wie der Distalrand des Körbchens abgeschlossen wird. Der distale Außenrand, der bei beiden Unterarten in seiner Höhe etwas variiert, scheint bei *T. p. tubaformis* generell etwas höher zu sein. Ob auch ein distinkter Unterschied in der Ausbildung der Proximalplatte besteht, kann erst anhand von noch weiterem Material geklärt werden.



Bei abgebrochenem zentralem Fortsatz werden die beiden Unterarten nicht immer eindeutig voneinander zu unterscheiden sein, in solchem Falle wird man sich mit der artlichen Zuordnung begnügen müssen.

Familia: Ahmuellerellaceae REINHARDT, 1965

Genus: *Staurorhabdus* NOËL, 1973

*Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973

(Taf. 4, Fig. 1-8; Taf. 5, Fig. 7)

\*1965 a *Discolithus quadriarcullus* nov. sp. - NOËL, S. 4, Textfig. 7.

1965 b *Discolithus quadriarcullus* nov. sp. - NOËL, S. 74, Textfig. 7; Taf. 1, Fig. 14, 15; Taf. 2, Fig. 1, 2.

1973 *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL, 1965) nov. comb. - NOËL, S. 101, Taf. 2, partim: Fig. 1, 4.

1974 *Staurorhabdus quadriarcullus* NOËL, 1965-09-30) NOËL, 1973-05-30 - GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 307, Abb. 19, Fig. 6.

1979 *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL 1965) NOËL 1973 - HAMILTON, Taf. 1, Fig. 19.

1979 *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL 1965) NOËL 1973 - MEDD, S. 36, Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 4.

1980 *Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 - GRÜN & ZWEILI, S. 294, Taf. 14, Fig. 7-11.

1982 *Staurorhabdus quadriarcullus* (Noël 1965) Noël 1973 - HAMILTON, Taf. 1, Fig. 9.

1984 *Staurorhabdus quadriarcullus* [sic!] - WIEGAND, Taf. 1, Fig. 5.

1984 *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL 1965) NOËL, 1973 - CRUX, S. 177, Fig. 12 (1).

1987 b *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood, Hay and Barnard, 1973 emend. - BOWN, S. 23, Taf. 2, partim: Fig. 17, 18; Taf. 3, Fig. 1 und 2.

1988 *Staurorhabdus quadriarcullus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 - KRISTAN-TOLLMANN, S. 81, Taf. 1, Fig. 3; Fig. 5 links unten?

Bemerkungen: Auf die Problematik der proximalen Gestaltung dieser Art - offene bogige Quadranten ohne Diagonalbalken - wurde im ersten Teil eingegangen. Die robuste Form kommt in den pliensbachischen Proben unter den Körbchen-Coccolithen am häufigsten vor. Sie bestätigt nun die im ersten Teil vertretene Meinung, daß diese

Art mit den offenen Quadranten nicht mit *Crucirhabdus primulus* zu vereinigen ist.

Stratigraphische Reichweite: Unterstes Hettang (planorbis-Zone) bis oberstes Kimmeridge (-Alb?).

Familia: Biscutaceae BLACK, 1971, BOWN, 1987 b

Genus: *Biscutum* BLACK in BLACK & BARNES, 1959

*Biscutum novum* (GOY, 1979) BOWN, 1987 a (Taf. 5, Fig. 1-6; Taf. 6, Fig. 2 oben links, 8; Abb. 2)

1981 *Palaeopontosphaeranova*, Goy, 1979 - GOY, S. 52, Taf. 19, Fig. 4-7; Taf. 20, Fig. 1,2; Abb. 12.

1987 a *Biscutum novum* (GOY, 1979) n. comb. - BOWN, S. 44, Taf. 2, partim: Fig. 1; non Fig. 2.

1987 b *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown, 1987 - BOWN, S. 41, Taf. 5, partim: Fig. 13-16; non Fig. 17.

1987 *Biscutum* ? sp.; *Mitrolithus* ? sp., *Biscutum* sp. - KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN et al., Taf. 3, Fig. 2, 4, 5.

Bemerkungen: Unter den Rosetten-Coccolithen aus unseren Fundpunkten des Pliensbach von Timor ist diese robuste, einfache, sehr charakteristische *Biscutum*-Art am häufigsten vertreten, ja sie ist in der gesamten Coccolithen-Assoziation die häufigste Art schlechthin.

Der eingehenden Beschreibung von BOWN (1987 b) ist nur wenig hinzuzufügen. Ergänzend, daß in unserem Material ebenfalls, wie bei ihm angegeben, der distale Schild aus 16 - 18 Platten aufgebaut ist, daß manche Exemplare jedoch auch bloß 14 Platten aufweisen. Die kleinen Rosetten, die sich am distalen Ende des kurzen zentralen Spießes befinden, sind meist abgebrochen und oft isoliert anzutreffen.

Da mir die Arbeit von GOY (1979) nicht zugänglich war, schließe ich mich den mir berechtigt erscheinenden Ausführungen von BOWN (1987 b) an, der sich darin eingehend mit den *Biscutum*-Arten und der Arbeit von GOY befaßt. Synonymieliste siehe ebenfalls bei BOWN (1987 b: S. 41).

Besonders hervorzuheben ist allerdings auch die Proximalseite dieser Art, von der bisher Abbildungen nur bei GOY zu finden sind, während die Fig. 17 auf Taf. 5 bei BOWN (1987 b) nicht hierher gehört. Charakteristisch für den Proximalschild, der deutlich kleiner als der Distalschild ist - weil die Platten des letzteren flach abgeschrägt über ersteren hinausragen - sind folgende Merkmale: Die innere, zentrale Partie des schüsselförmig konkav gewölb-

ten Proximalschildes bildet eine tief gewölbte Mulde, an die mit deutlichem Knick ein breiter, seicht ansteigender Reifen mit gerundet nach außen distal umgekrempelt wirkendem Rand anschließt. Die Platten des Proximalschildes sind am Außenrand jeweils leicht abgeschrägt, sodaß sie windradartig - proximal gesehen entgegen dem Uhrzeigersinn - angeordnet erscheinen. Diese typischen Proximalansichten von *B. novum* stimmen absolut mit jenen bei GOY (1981) überein - vgl. Abb. 2, Fig. 1 und Taf. 6, Fig. 2, 8, mit GOY (l. c.) Abb. 12 und Taf. 19, Fig. 7.

Wie auch die Distalschilde dieser Art können die Proximalschilde fast kreisrund ausgebildet sein und den Proximalschilden von *Discorhabdus* sehr ähneln. Gegenüber den beiden in unserem Material vorkommenden *Discorhabdus* -Arten, mit denen *B. novum* verglichen werden kann, hat diese Art aber im Zentrum keinen zusätzlichen proximalen Kranz kleiner Plättchen. Auch die typische tief und breit gewölbte Mulde des Zentrums hat keine der beiden *Discorhabdus* -Arten. Mit *Discorhabdus critotus* hat *B. novum* die Gestaltung des Proximalschild-Außenrandes gemeinsam, nicht aber die des inneren Teiles.

Die robuste, durch zwei dicke, eng aneinander schließende Schilde widerstandsfähige Art ist auch dann noch erhalten, wenn alle ja ebenfalls recht kräftigen Körbchen-Coccolithen längst zerfallen sind. Die sich gegenseitig festigenden Schilde können auch noch eindeutig artlich identifiziert werden, wenn ihre Plättchen schon im Zerfall und in Umwandlung bzw. Weiterwachsen begriffen sind. An beliebig viel Material konnte der allmähliche, schrittweise Umwandlungsprozeß studiert werden. Einen kleinen Ausschnitt vermittelt Abb. 2. Nun ist es auch leicht, die in der Arbeit KRISTAN-TOLLMANN et al. (1987: Taf. 3) aus ganz wenig und eben schlecht erhaltenem Material abgebildeten Coccolithen aus oben erwähntem Vergleich eindeutig artlich bestimmen zu können. Fig. 2 ist eine schräge Distalansicht, Fig. 5 eine direkte Distalansicht von *Biscutum novum*. Fig. 4, als *Mitrolithus* ? sp. bezeichnet, ist eine Proximalansicht von *Biscutum novum*. Der Proximalschild dieser Art zerfällt in diese vielen kleinen, konzentrisch radial angeordneten Plättchen, die Gesamtgestalt ist jedoch noch erhalten (vgl. Abb. 2, Fig. 2, 3, in vorliegender Arbeit). Zur vorläufigen Determinierung als *Mitrolithus* ? sp. hatte mich u. a. die Fig. 5 bei BLACK (1965) veranlaßt, welcher den isolierten "Hut" von *Mitrolithus elegans* (dort noch als *Alvearium dorsetense* bezeichnet, = Syn. von *M. elegans*) von der Distalseite abbildet. Er zeigt in ebensolcher Weise angeordnete Plättchen wie unser Coccolith, nur nicht im Zentrum eingesenkt. Daß sich die Proximalschilde von *B. novum* in derartiger Weise verwandeln, konnte jetzt aber abgeklärt wer-

den. Der nun Erfahrene erkennt sogar an dem Coccolith Fig. 4 in der untersten Reihe größerer Plättchen jene des noch besser erhalten gebliebenen Distalschildes.

Stratigraphische Reichweite: Ober-Sinemur bis mittlerer Jura.

*Biscutum grandis* BOWN, 1987 b  
(Taf. 6, Fig. 1, 2 unten, 3, 4)

\*1987 b *Biscutum grandis* sp. nov. - BOWN, S. 44, Taf. 6, Fig. 4-6.

Bemerkungen: Die Art kommt in unserem Material nicht häufig vor und ist stets im Zentrum mit Kalzitkristallen oder viel Sekundärmaterial erfüllt. Nach der Gesamtausbildung, der Anzahl der Platten und nach der Größe (durchschnittlich 6.5 µm Länge) ist sie jedoch nur *B. grandis* vergleichbar.

Stratigraphische Reichweite (nach BOWN): Unter-Pliensbach (jamesoni-Zone) bis Unter-Toarc (falciferum-Zone).

Genus: *Discorhabdus* NOËL, 1965

Bemerkungen: Diese Gattung ist in unserem Material recht häufig vertreten, u. zw. mit zwei Arten. Eigenartigerweise liegen aber alle Coccolithen (mit einer Ausnahme) auf ihrer Distalseite, sodaß nur die Proximalseite oder höchstens die Seitenansicht studiert werden kann. Andererseits ist in der bisherigen Literatur gerade die Proximalseite der *Discorhabdus* -Arten zu wenig abgebildet worden, wodurch der genügende Vergleich fehlt. Einzig *D. ignotus* konnte zugeordnet werden, für die andere Art konnten keine adäquaten Proximalansichten gefunden werden.

*Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968 (Taf. 6, Fig. 5-7)

\*1957 *Tremalithus ignotus* n. sp. - GÓRKA, S. 248, 272, Taf. 2, Fig. 9.

1968 *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) n. comb. - PERCH-NIELSEN, S. 81, Textfig. 41; Taf. 28, Fig. 6.

1975 *Bidiscus ignotus* (GÓRKA, 1957-03) HOFFMANN, 1970 - GRÜN & ALLEMANN, S. 157, Taf. 1, Fig. 8-10.

1977 *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA 1957) PERCH-NIELSEN 1968 - HAMILTON, S. 586, Taf. 2, partim: Fig. 6?, 8, 9, 10, 11?

1987 b *Discorhabdus ignotus* (Górka, 1957) Perch-Nielsen, 1968 - BOWN, S. 48, Taf. 7, Fig. 1, 2?, 3?

Bemerkungen: Nach HAMILTON (1977: Taf. 2) variiert die proximale Seite von *D. ignotus* beträchtlich. Dieser Auffassung kann ich mich aufgrund meines Materials nicht anschließen, in dem nur zwei sehr distinkte, durch stets wiederkehrende Merkmale klar voneinander unterschiedene Ausbildungen vorkommen. Die erste (Taf. 6, Fig. 6, 7) wurde aufgrund ihrer größten Ähnlichkeit zu solchen bei HAMILTON (1977: Taf. 2) zu *D. ignotus* gestellt. Hier ist der proximale Schild etwas kleiner als der distale, etwa halb so dünn wie dieser, ganz flach schüsselförmig konkav gewölbt, und er wird von einem weiteren proximalen Kranz kurzer Plättchen bedeckt, die sich rund um das größere Zentralloch legen. Diese länglichen, schmalen Plättchen gehen entweder konform mit den großen Proximalplatten des Schildes, oder sie liegen alternierend darauf. Sie beginnen außen dicker und werden gegen das Zentrum hin dünner. Am inneren Ende können abermals Kriställchen aufgesetzt sein. Die Länge beträgt bis knapp unter der Hälfte der Länge der großen Proximalplatten.

Nicht vertreten ist in meinem Material jener Typus von Proximalschilden (vgl. HAMILTON, 1977: Taf. 2, Fig. 2; YOUNG et al., 1986: Taf. 1, Fig. E; BOWN, 1987 b: Taf. 7, Fig. 8, 9), die dick und flach sind, deutlich kleiner als der Distalschild, im Zentrum durch abruptes Ende einen großen Kreis freigeben, in dessen Innerem rosettenförmig einige wenige (etwa 6-8) kleine Plättchen vorhanden sind. Während z. B. HAMILTON (l. c.) diesen Typus ebenfalls zu *D. ignotus* stellt, gibt BOWN (1987 b) dieser Form den neuen Namen *D. criotus* - zurecht, auch der Distalschild zeigt Eigenständigkeit.

Ebenfalls nicht vertreten ist in meinem Material ein weiterer Typus bei HAMILTON (1977: Taf. 2: Fig. 1, 3). Diese charakteristische Form wird durch einen extrem kleinen, dünnen Proximalschild gekennzeichnet. Ein zweiter proximaler Kranz länglicher, schmaler Plättchen reicht fast bis an den äußeren Rand des größeren Proximalschildes heran. In der Ausbildung dieses zweiten proximalen Plättchen-Kranzes besteht Ähnlichkeit zu *D. ignotus*. CRUX 1984 hat diese Form zu *Discorhabdus superbus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) nov. comb., Fig. 9 (7-9) gestellt.

Der nächste bei HAMILTON (1977: Taf. 2) wiedergegebene Typus (Fig. 4 und 5) zeigt Ähnlichkeit zu unserem auf Taf. 7, Fig. 6-8, den ich provisorisch als *D. aff. ignotus* bezeichnen möchte. Details und Beziehungen siehe bei diesem.

Stratigraphische Reichweite: Ober-Sinemur bis Mittel-Jura.

*Discorhabdus aff. ignotus* (Górka, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968  
(Taf. 7, Fig. 6, 7)

Bemerkungen: Diese Art hat einen sehr dünnen Proximalschild, der bis an den proximalen Rand der dicken, gegen distal weiter hinausragend abgeschrägten Platten des Distalschildes reicht. Der Distalschild besteht aus 18, der Proximalschild aus rund 25 Platten, die mit geradem Rand dicht nebeneinander liegen. Die Dicke des Proximalschildes beträgt nichteinmal ein Drittel der Dicke der Distalplatten. Der Proximalschild ist insgesamt leicht konkav schüsselförmig gewölbt, wobei die Platten vom Außenrand bis etwa zur halben Länge sanft einwärts geneigt sind, ab da immer steiler trichterförmig zu einem größeren Achsialloch abfallen. Die Linie des Knicks wird durch eine Reihe von aufgesetzten schmalen, länglichen Plättchen markiert, die hier dicker, blockig beginnen und sich wahrscheinlich ganz dünn bis zum Zentralloch fortsetzen.

Beziehungen: Fig. 4 und 5 von *D. ignotus* auf Taf. 2 bei HAMILTON 1977 haben Ähnlichkeit zu unserer Form vor allem im Hinblick auf den großen, aber ganz dünnen Proximalschild. Die klare Teilung in den inneren steilen Trichter und den äußeren sanft geneigten Rand durch den markierten Plättchenkranz, für unsere Art so typisch, weisen sie allerdings nicht auf. Lediglich Fig. 4 zeigt ein größeres zentrales Grübchen, das von einem verdickten Rand gesäumt wird.

Familia: Calyculaceae NOËL, 1973

Genus: *Calyculus* NOËL, 1973

*Calyculus* sp.  
(Taf. 3, Fig. 1)

Bemerkungen: Gegenüber *Calyculus cribrum* NOËL, 1973, hat unsere Art einen wesentlich weiter offenen Zentralraum und einen schmälere Distalrand (nicht ausgebrochen links oben). Die Ausbildung der Proximalplatte kann nicht beobachtet werden.

Familia: Ellipsagelosphaeraceae NOËL, 1965

Genus: *Lotharingius* NOËL, 1973

*Lotharingius barozi* NOËL, 1973  
(Taf. 7, Fig. 1-5)

\* 1973 *Lotharingius barozi* n. sp. - NOËL, S. 114, Taf. 11, partim: Fig. 3-7.

1974 *Lotharingius barozii* NOËL, 1973-05-30 - GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 303, Abb. 7; Abb. 17, Fig. 1, 2

1984 *Lotharingius crucicentralis* (MEDD 1971) GRÜN & ZWEILI 1980 - CRUX, S. 176, Fig. 12 (5).

1987 b *Lotharingius barozii* NOËL, 1973 - BOWN, S. 70, Taf. 10, Fig. 7-9, 10?

1988 *Striatomarginis speciosus* PRINS [sic!] 1969 (det. H. STRADNER) - KODINA et al., S. 294, Textfig. 1.

Bemerkungen: Dieser große, schmal bis normal ovale Coccolith kommt in unserem Material nicht selten vor. Die Exemplare sind in so gutem Zustand, daß oft auch der kräftige zentrale Stachel erhalten ist (vgl. Taf. 7, Fig. 2 und 4).

Stratigraphische Reichweite: Unter-Pliensbach (ibex-Zone) bis Unter-Toarc (bifrons-Zone).

*Lotharingius haufforum* GRÜN & ZWEILI in GRÜN et al., 1974

(Taf. 8, Fig. 1-6, 7, 8?)

\* 1974 *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI, n. sp. - GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 306, Abb. 16, Fig. 1-6.

1984 *Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI in GRÜN, PRINS & ZWEILI 1974 - CRUX, S. 176, Fig. 12 (3, 4?)

1986 *Lotharingius hauffii* (GRÜN & ZWEILI 1974) - YOUNG, TEALE & BOWN, S. 125, Taf. 1, Fig. B, C.

1987 b *Lotharingius hauffii* Grün and Zweili in GRÜN et al. 1974 - BOWN, S. 68, Taf. 9, Fig. 16; Abb. 5.

Bemerkungen: Der kleine, robuste, sehr charakteristische Coccolith mit kleinem, schmalem Zentralfeld ist die - nach *Biscutum novum* - zweithäufigste Art in unserem Material. Allerdings ist sie stets nur von der Distalseite zu sehen.

Die Problematik um die Zugehörigkeit von *Bennocyclus decussatus* ZWEILI & GRÜN, 1974 - als die Proximalseite - zu *Lotharingius haufforum* scheint mir noch nicht gelöst. Einerseits bildet BOWN (1987 b: Abb. 5) eine Anhäufung von Coccolithen ab, von denen er meint, es wäre eine zerfallene Coccusphaere von *Lotharingius haufforum*. Die Anhäufung besteht aus Coccolithen von *L. haufforum* und von *Bennocyclus decussatus* - nach Meinung BOWNs Coccolithen ein und derselben Coccusphaere = ein und derselben Art, von distal und proximal zu sehen. W. GRÜN hingegen meint (mündl. Mittlg.), die beiden Typen könnten auch zufällig zusammengemixt sein. Schade, daß es BOWN nicht gelungen ist, durch Drehen des Objektes weiter abstehende Coccolithen, wie etwa jenes mit Spieß unten oder das rechts daneben, auch von der anderen Seite abbilden zu können - dann wäre das Problem der Proximalseite ein für allemal gelöst gewesen. Nochein

weiterer Gesichtspunkt ist nämlich anzuführen: Von den drei bei GRÜN et al. (1974: Abb. 14, Fig. 4-6) abgebildeten Exemplaren von *B. decussatus* zeigen zwei (Fig. 4, 6) ein abweichendes Bild (von Fig. 5) in der Anordnung der Platten im zentralen Teil und am Außenrand des Coccolithen. In der Rekonstruktion Abb. 6 ist dies gut wiedergegeben, obwohl mir die Coccolithen grundsätzlich rundlich oval und nicht kreisrund ausgebildet erscheinen. Die beiden abweichenden Typen scheinen nach den übrigen Merkmalen tatsächlich die beiden Seiten der gleichen Coccolithen darzustellen - somit wäre die selbständige Gattung *Bennocyclus* berechtigt. Allerdings würde ich Abb. 6 a für die proximale und b für die distale Seite (umgekehrt als bei ZWEILI & GRÜN) halten.

Die Art *L. hauffii* ist übrigens nach zwei Männern, Herrn Dr. B. Hauff sen. und jun. benannt worden, und die korrekte lateinische Endung des Artnamens muß daher lauten: haufforum.

Stratigraphische Reichweite: Unter-Pliensbach (ibex-Zone) bis Mittel-Jura.

*Lotharingius* ? n. sp.

(Taf. 8, Fig. 8)

Bemerkungen: Von dieser Art liegt nur ein Exemplar von der Proximalseite vor. Unabhängig davon, ob es zu *Lotharingius* oder *Bennocyclus* gestellt werden wird, kann es nicht den bisher bekannten äquivalenten Exemplaren mit ebenfalls offenen Quadranten bei ZWEILI & GRÜN in GRÜN et al. (1974: Abb. 6, Abb. 14, Fig. 4-6), CRUX [1984: Fig. 12 (4)], BOWN (1987 b: Abb. 5) zugeordnet werden, weil es ihnen gegenüber einen deutlich größeren Zentralfeld und dementsprechend weit kürzere Randplatten aufweist. Gegenüber den anderen *Lotharingius*-Arten *sigillatus*, *barozii*, *primitivus* und *crucicentralis* wiederum ist unsere Art durch die offenen Quadranten gekennzeichnet und unterschieden.

Incertae sedis, Kalk-Dinoflagellaten?

Familia: Schizosphaerellaceae DEFLANDRE, 1959

Genus: *Schizosphaerella* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938

*Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 (Abb. 1)

\* 1938 *Schizosphaerella punctulata* n. sp. - DEFLANDRE & DANGEARD, S. 115, Fig. 1-6.

*Schizosphaerella astraea* MOSHKOVITZ, 1979

(Taf. 8, Fig. 7)

\* 1979 *Schizosphaerella astraea* n. sp. - MOSHKOVITZ, S. 458, Taf. 2, Fig. 1-8.

Bemerkungen: *S. punctulata* tritt gerade im tieferen, aber auch höheren Lias häufig bis gesteinsbildend auf, so auch in unseren Fundpunkten (Abb. 1). *S. astraea* hingegen ist in unserem Material seltener anzutreffen. Fig. 7 auf Taf. 8 ist nach ihrer Schalenstruktur und nach ihrer äußeren Gestalt zu *S. astraea* zu stellen.

Ganz ausführlich mit allen Aspekten dieser Gattung haben sich in letzter Zeit AUBRY & DEPECHE (1974), MOSHKOVITZ (1979), KÄLIN (1980) und KÄLIN & BERNOULLI (1984) beschäftigt, dem aus unserem Material nichts hinzuzufügen ist.

Stratigraphische Reichweite: *S. punctulata* Rhät bis Jura-Ende; *S. astraea* Unter-Sinemur bis Oxford.

## Danksagung

Für die Ermöglichung und technische Unterstützung bei den zeitaufwendigen Scan-Aufnahmen danke ich abermals herzlich Herrn Prof. Dr. W. Tufar und Herrn K. Fecher, Geowiss. Fachbereich der Universität Marburg/Lahn.

## Literatur

Ergänzung zur Literatur in Teil I (gleicher Band)

AUBRY, M. & DEPECHE, F. (1974): Recherches sur les Schizosphère, I. - Cah. Micropaléont., 1, 1, 1-15, 25 Abb., 6 Taf., Paris.

BLACK, M. (1965): Coccolithen. - Endeavour, 24, No. 93, 131-137, 25 Abb., 1 Tab., London.

BLACK, M. (1967): New names for some coccolith taxa. - Proc. geol. Soc. London, 1640, 139-145, 4 Abb., London.

BOWN, P. R. (1985): *Archaeozygodiscus* gen. nov. and other Triassic coccoliths. - Newsl. int. Nannoplankton Assoc., 7, 1, 32-35, 1 Taf., London.

CRUX, J. A. (1985): *Crepidolithus plienschachensis* nomen novum pro *Crepidolithus ocellatus* CRUX 1984 non (BRAMLETTE & SULLIVAN) NOËL 1965. - Newsl. int. Nannoplankton Assoc., 7, 1, 31, London.

CRUX, J. A. (1987): Concerning Dimorphism in Early Jurassic Coccoliths and the Origin of the Genus *Discorhabdus* NOËL 1965. - Abh. Geol. B.-A., 39, 51-55, 1 Abb., 1 Taf., Wien.

GASPARIKOVÁ, V. (1982): Liassic calcareous nannoflora from Klippen Belt (Czorsztyn Unit). - Západné Karpaty, sér. paleont., 8, 159-169, 1 Abb., 4 Taf., Bratislava.

GOLEBIEWSKI, R. & BRAUNSTEIN, R. E. (1988): A Triassic/Jurassic Boundary Section in the Northern Calcareous Alps (Austria). - Ber. Geol. B.-A., 15, 39-46, 5 Abb., Wien.

GOY, G. (1981): Nannofossiles calcaires des schistes carbon (Toarcien inférieur) du bassin de Paris. - Docum. RCP. 459, ed. BRGM., 1-86, 19 Abb., 3 Tab., 34 Taf., Paris.

GRÜN, W. & ALLEMANN, F. (1975): The Lower Cretaceous of Caravaca (Spain). Berriasian Calcareous Nannoplankton of the Miravetes Section. - Eclogae geol. Helv., 68, 1, 147-211, 34 Abb., 10 Taf., Basel.

HAMILTON, G. (1977): Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. - Eclogae geol. Helv., 70, 575-597, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Basel.

HAMILTON, G. (1979): Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. - Eclogae geol. Helv., 72, 1-17, 7 Abb., 1 Taf., Basel.

JAFAR, S. A. (1983): Significance of Late Triassic calcareous Nannoplankton from Austria and Southern Germany. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 166, 218-259, 12 Abb., Stuttgart.

KÄLIN, O. (1980): *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE and DANGEARD etc. ....of the Tethyan Jurassic. - Eclogae geol. Helv., 73, 983-1008, 14 Abb., Basel.

KÄLIN, O. & BERNOULLI, D. (1984): *Schizosphaerella* DEFLANDRE and DANGEARD in Jurassic deeper-water carbonate sediments etc. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., 79, 411-435, 2 Abb., 12 Taf., Washington.

KODINA, L. A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H. (1988): An Organic Geochemical Study of Austrian Bituminous Rocks. - Jb. Geol. B.-A., 131, 2, 291-300, 7 Abb., 3 Tab., Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1988): I. Coccolithen aus den Älteren Allgäuschichten (Alpiner Lias, Sinemur) von Timor, Indonesien. - GPM Innsbruck, 15, 71-83, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck.

MOSHKOVITZ, S. (1979): On the distribution of *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD and *Schizosphaerella astraea* n. sp. in the Liassic section of Stowell Park Borehole (Gloucestershire) etc. - Eclogae geol. Helv., 72, 455-465, 2 Tab., 2 Taf., Basel.

- MOSHKOVITZ, S. (1982): On the findings of a new calcareous nannofossil (*Conusphaera zlabachensis*) and other calcareous organisms in the Upper Triassic sediments of Austria. - *Eclogae geol. Helv.*, **75**, 611-619, 2 Taf., Basel.
- MOSHKOVITZ, S. & EHRLICH, A. (1976): *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE et DANGEARD and *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE) NOËL, Upper Liassic Calcareous Nannofossils from Israel and Northern Sinai. - *Israel Jour. Earth Sci.*, **25**, 51-57, 1 Abb., 1 Taf., Jerusalem.
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1985): Triassic Nannoliths from Austria. - *Newsl. int. Nannoplankton Assoc.*, **7**, 2, 93-94, 1 Abb., Den Haag.
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1987): Report on Triassic Nannoliths from Austria. - *Abh. Geol.B.-A.*, **39**, 231-237, 6 Abb., 2 Taf., Wien.
- TREJO, M. (1969): *Conusphaera mexicana*, un nuovo coccolitoforido de Jurasico Superior de Mexico. - *Rev. Inst. mex. Petróleo*, **1**, 4, 5-15, 17 Abb., Mexico.
- WIEGAND, G.E. (1984): Two new genera of calcareous nannofossils from the Lower Jurassic. - *Jour. Paleontol.*, **58**, 1151-1155, 2 Abb., Tulsa.

*Anschrift der Verfasserin:*  
 Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, Scheibenbergstr. 53, A-1180 Wien

eingereicht: 23. Nov. 1988

angenommen: 30. Nov. 1988

## Tafelerläuterungen

### Tafel 1

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

- Fig. 1,2: *Eoconusphaera jansae* (WIEGAND)  
Fig. 1: Seitenansicht, proximal etwas angehoben  
Fig. 2: schräge Proximalansicht von Fig. 1
- Fig. 3: *Mitrolithus lenticularis* BOWN, Seitenansicht, links; *Bussonius fecheri* KR.-T., distal, rechts
- Fig. 4: gleiche Exemplare wie Fig. 3, *M. lenticularis* schräg distal oben, *B. fecheri* distal-seitlich unten
- Fig. 5: *Mitrolithus lenticularis* BOWN, distal-seitlich
- Fig. 6, 7: *Mitrolithus elegans* DEFLANDRE, Distalansicht, Fig. 6 etwas seitlich gekippt.
- Fig. 8: *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE), schräg distal

### Tafel 2

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

- Fig. 1: *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE), distal
- Fig. 2: *Crepidolithus cavus* PRINS, proximal
- Fig. 3, 4: *Parhabdolithus liasicus* ? DEFLANDRE  
Fig. 3: proximal; Fig. 4: schräg proximal
- Fig. 5: *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, distal
- Fig. 6, 7: *Crepidolithus granulatus* BOWN  
Fig. 6: Proximalansicht, etwas seitlich  
Fig. 7: Distalansicht, direkt (rechts) und leicht seitlich (links)

### Tafel 3

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

- Fig. 1: *Calyculus* sp., schräg distal
- Fig. 2-4, 7, 8: *Tubirhabdus patulus tubaformis* n.ssp.  
Fig. 2, 3: Holotypus, distale Ansichten aus verschiedenen Blickwinkeln  
Fig. 4: schräge Distalansicht  
Fig. 7, 8: schräge Distalansicht, Trompete am Ansatz abgebrochen, noch anhaftend
- Fig. 5, 6: *Tubirhabdus patulus patulus* n. ssp., seitlich-distale Ansicht

### Tafel 4

*Staurorhabdus quadriarcellus* (NOËL) aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

- Fig. 1-5, 7: direkte bis schräge Proximalansichten
- Fig. 6: Seitenansicht, Proximalfläche oben
- Fig. 8: proximal seitliche Ansicht



## Tafel 5

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

Alle Maßstäbe zeigen 1 µm.

- Fig. 1-6: *Biscutum novum* (GOY)  
Fig. 1, 2, 5, 6: mehr oder weniger schräge Distalansichten  
Fig. 3, 4: Distalansicht, Kalzitplättchen noch gut erhalten

Fig. 7: *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL), distal

Fig. 8: *Tubirhabdus patulus tubaformis* n.ssp., proximal, leicht schräg

## Tafel 6

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

Alle Maßstab-Balken geben 1 µm an.

- Fig. 1, 3-4: *Biscutum grandis* BOWN  
Fig. 1: schräge Distalansicht, Zentrum z.T. ausgebrochen  
Fig. 3, 4: Distalansicht aus zwei verschiedenen Blickwinkeln
- Fig. 2: *Biscutum grandis* BOWN, distal, rechts unten; *Biscutum novum* (GOY), proximal, links oben
- Fig. 5-7: *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA)  
Fig. 5: schräg distal  
Fig. 6: seitlich proximal  
Fig. 7: schräg proximal
- Fig. 8: *Biscutum novum* (GOY), seitlich-proximal

## Tafel 7

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

- Fig. 1-5: *Lotharingius barozi* NOËL  
Fig. 1, 3: distal  
Fig. 2, 4: schräg distal  
Fig. 5: seitlich distal
- Fig. 6-8: *Discorhabdus* aff. *ignotus* (GÓRKA)  
Fig. 6: seitlich proximal  
Fig. 7, 8: schräg proximal und proximal

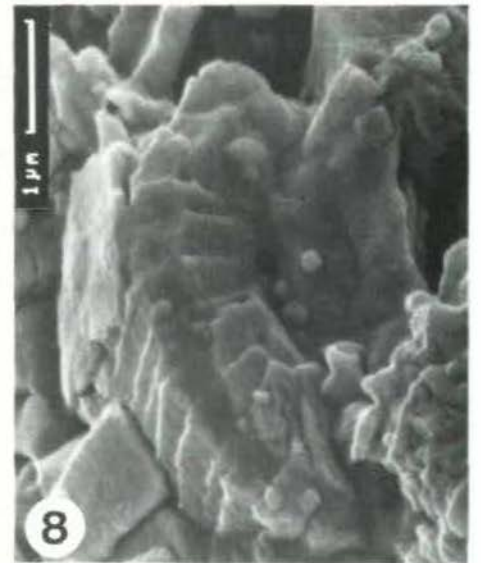
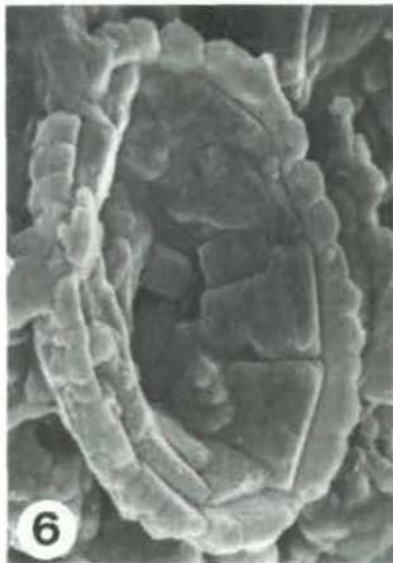
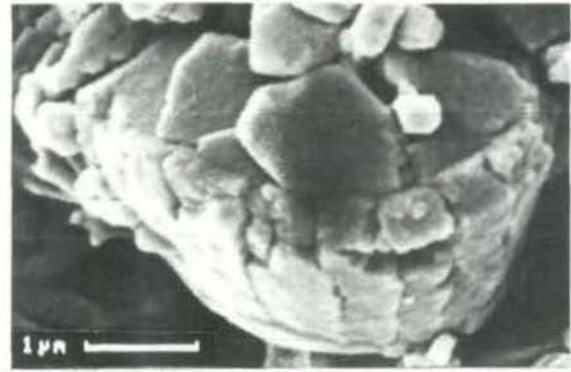
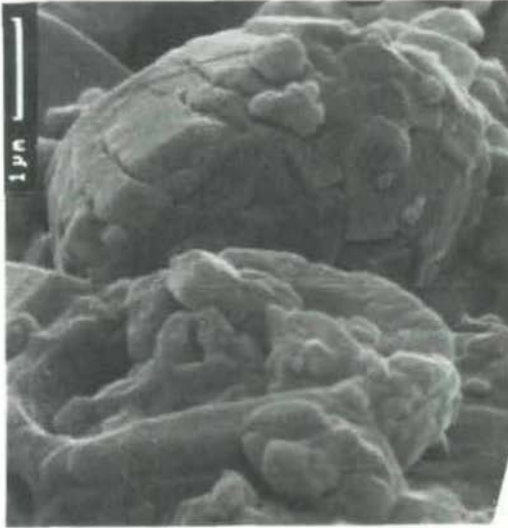
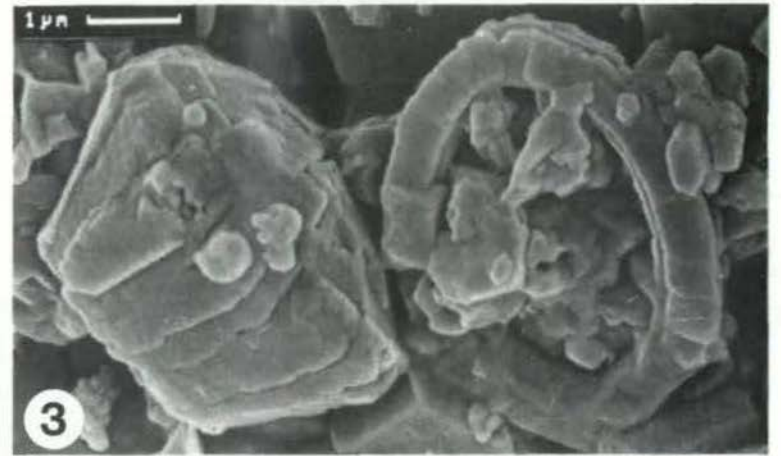
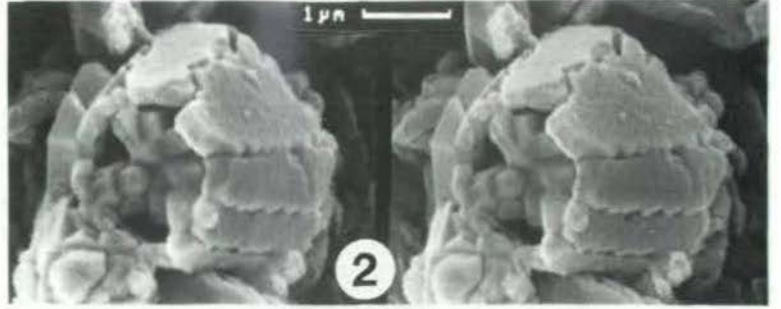
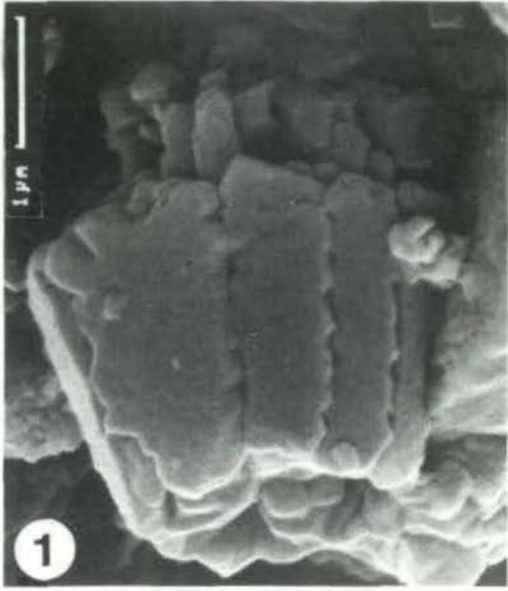
## Tafel 8

Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) vom Meto-Fluß südwestlich von Soë, Zentral-Timor, Indonesien (Probe KR.-T. 86/149, Träger ET 116).

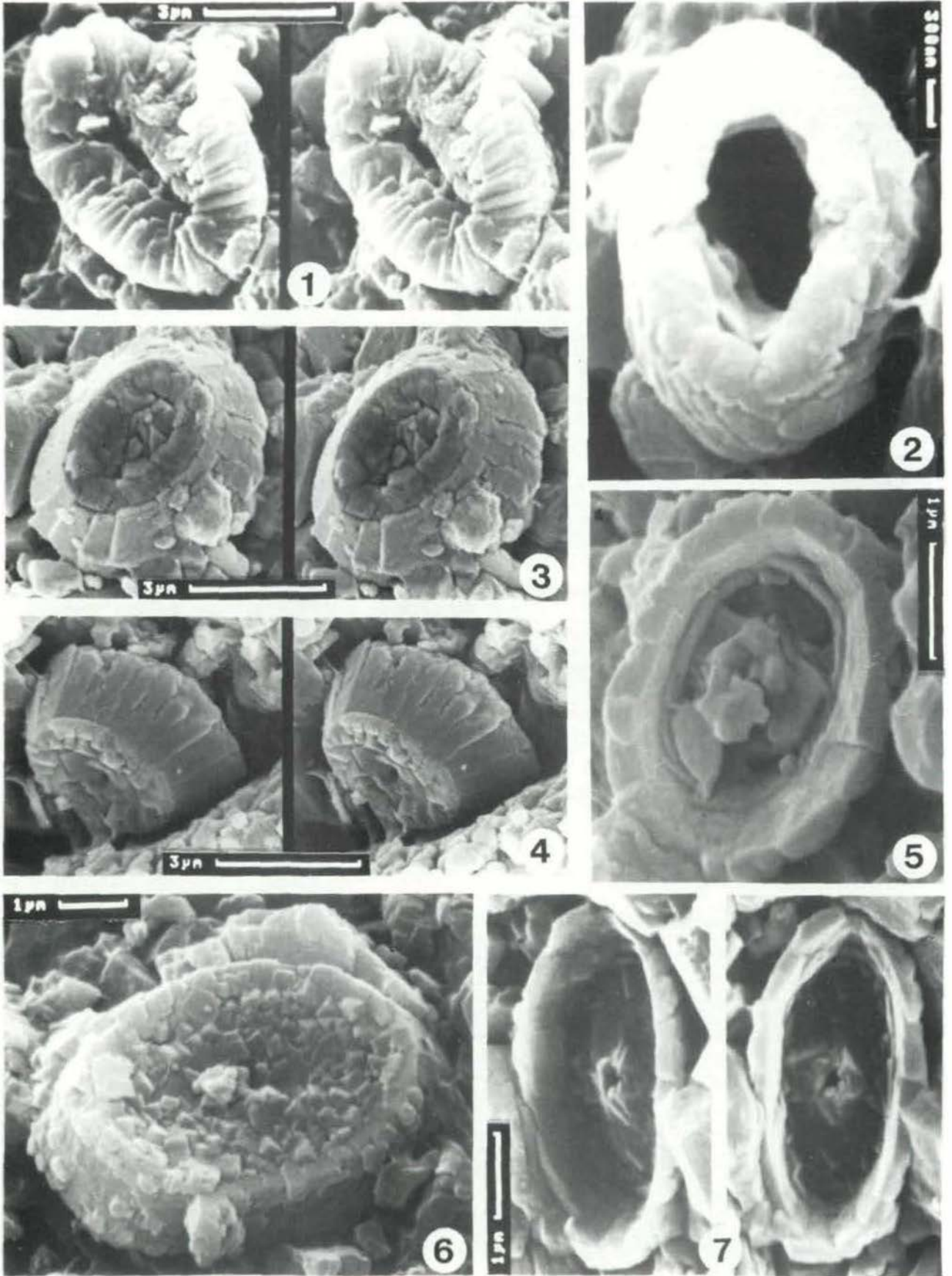
Wenn nicht anders angegeben, Balkenlänge 1 µm.

- Fig. 1-6: *Lotharingius haufforum* GRÜN & ZWEILI  
Fig. 1: seitlich distal  
Fig. 2-5: schräg distal  
Fig. 6: Seitenansicht
- Fig. 7: *Lotharingius haufforum* GRÜN & ZWEILI, schräg distal, auf *Schizosphaerella astraea* MOSHKOVITZ
- Fig. 8: *Lotharingius* ? sp., proximal

Tafel 1

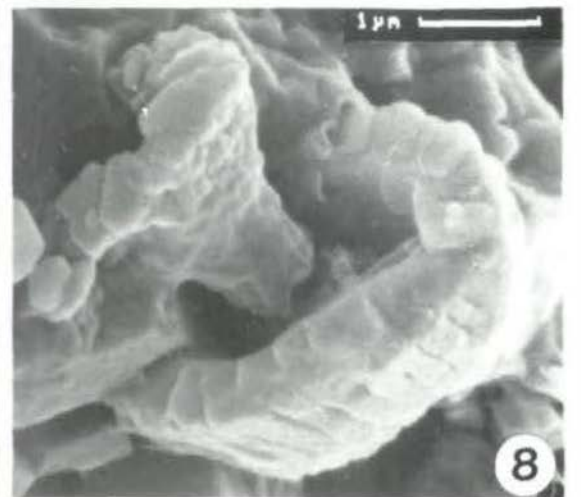
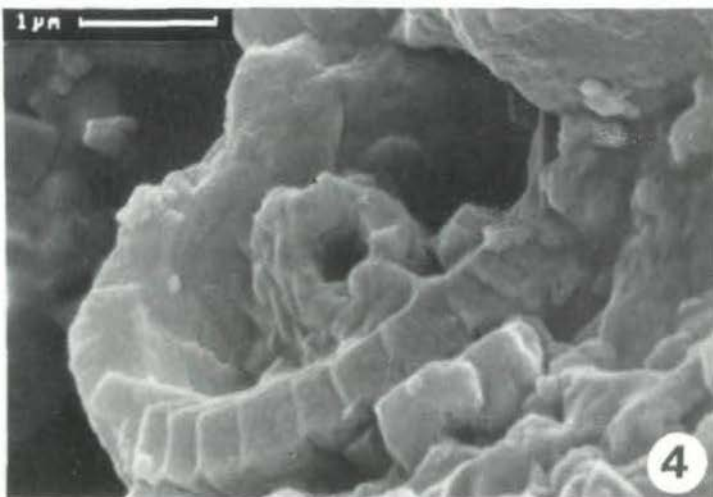
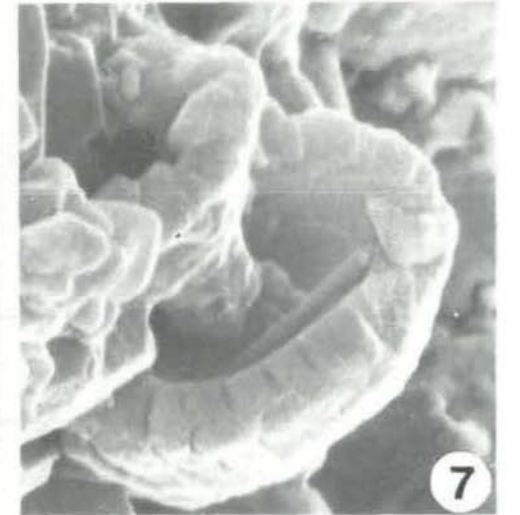
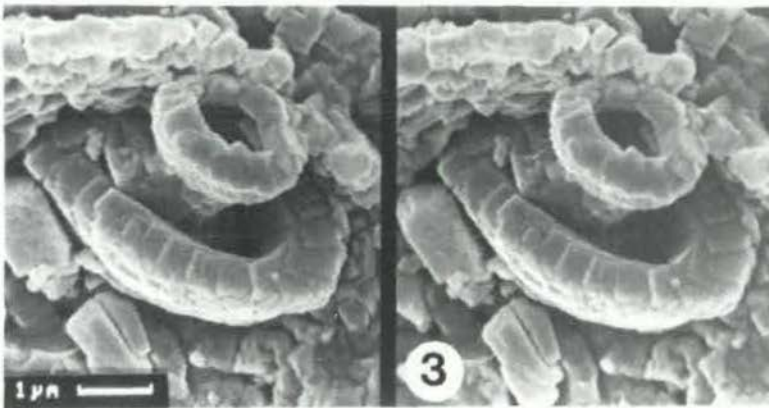
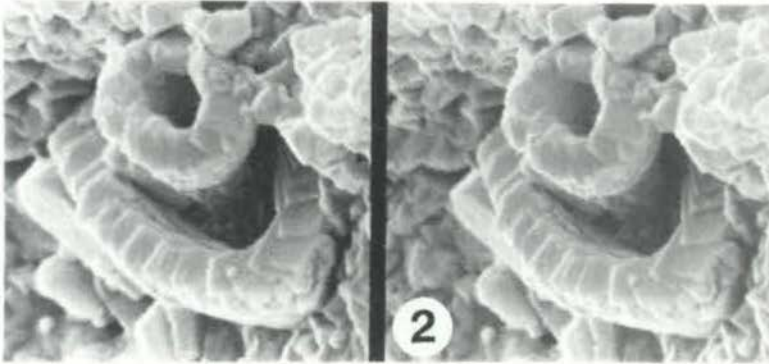
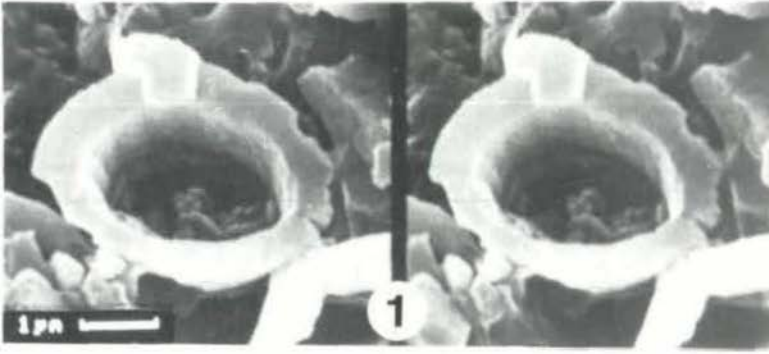


Tafel 2

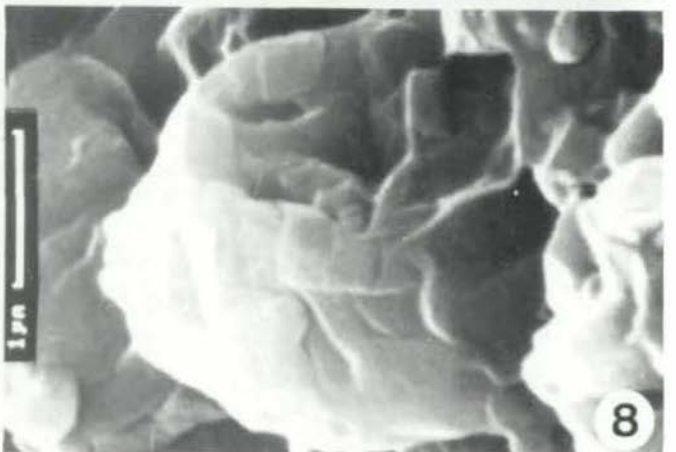
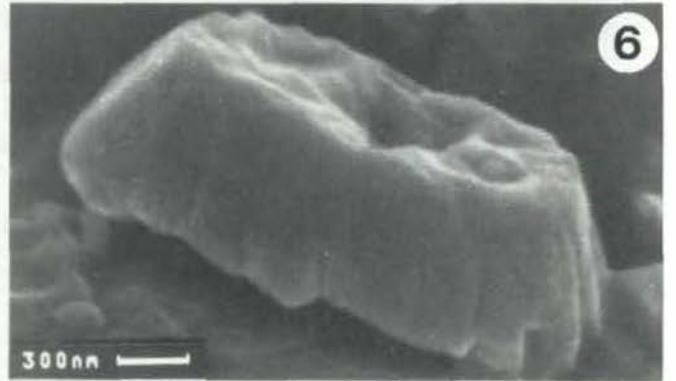
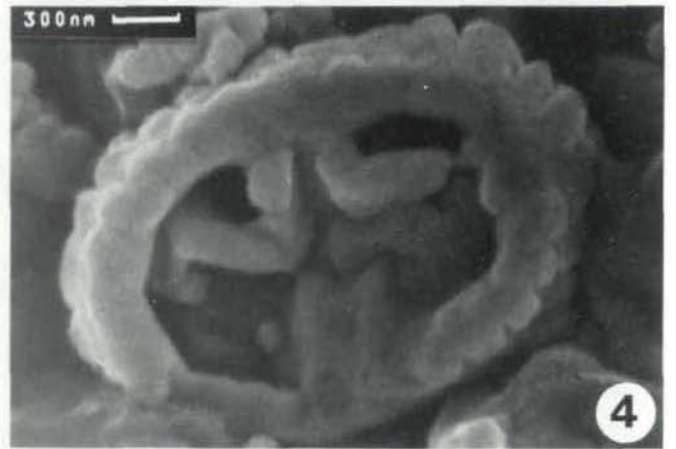
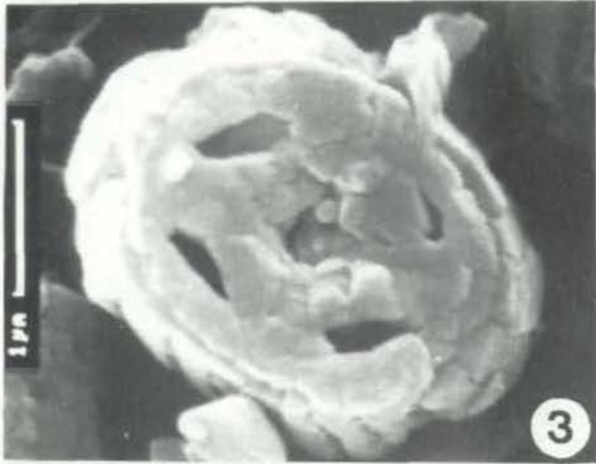
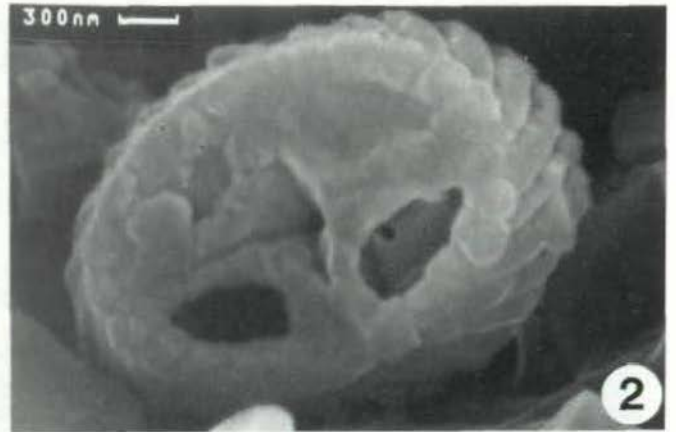
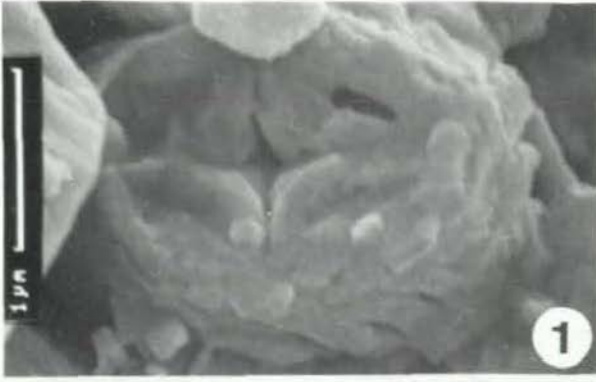




Tafel 3

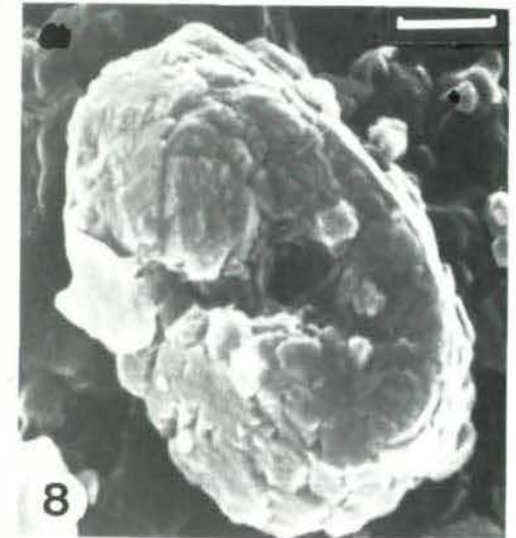
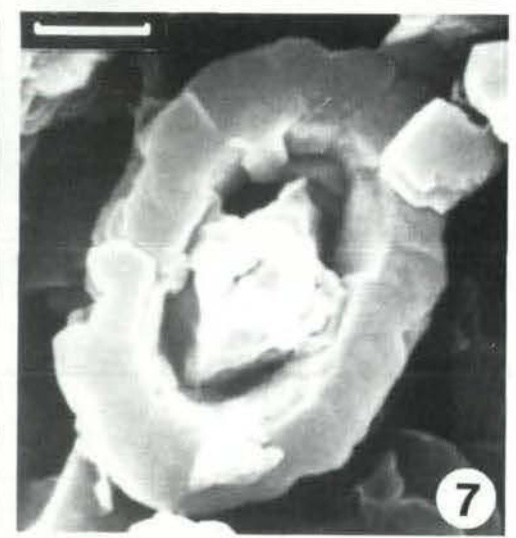
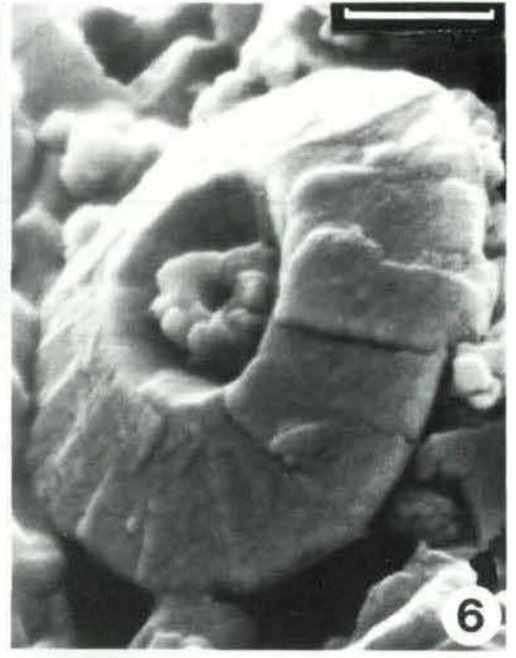
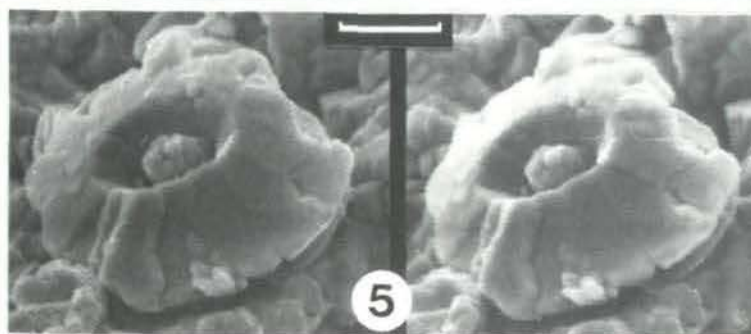
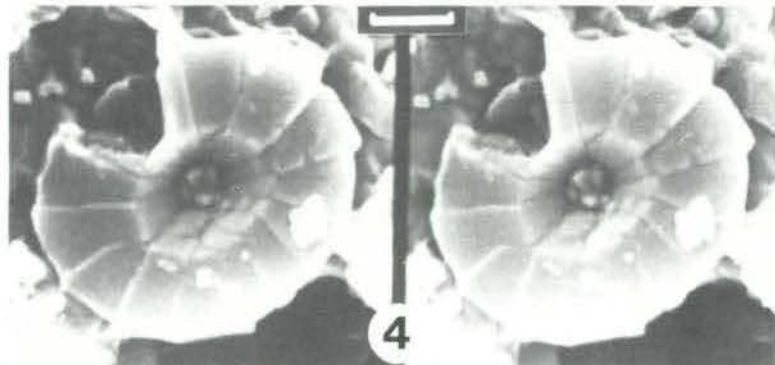
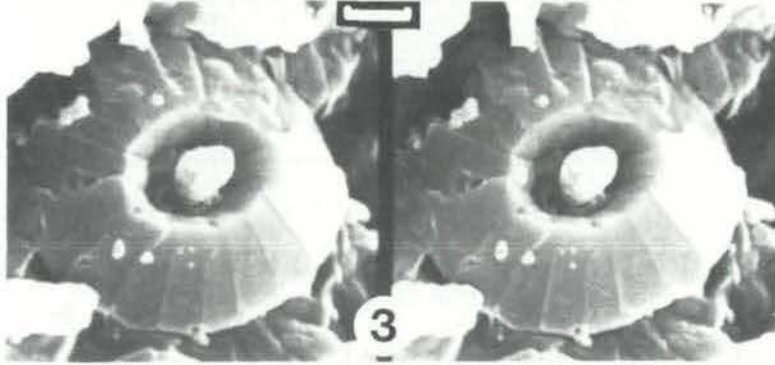
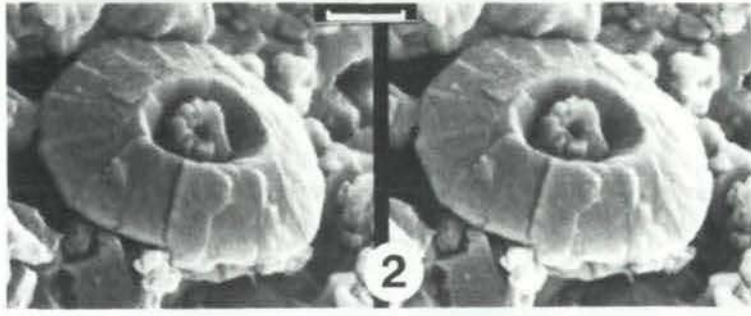
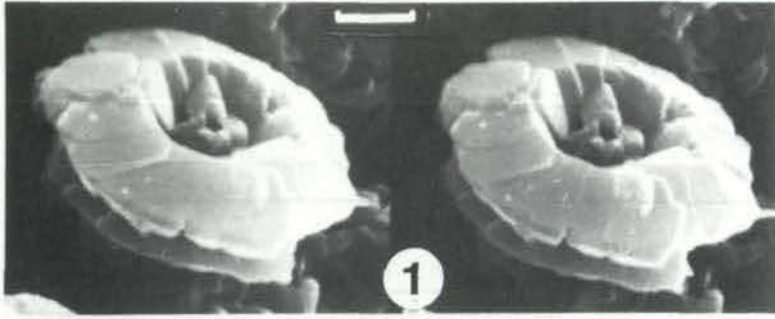


Tafel 4

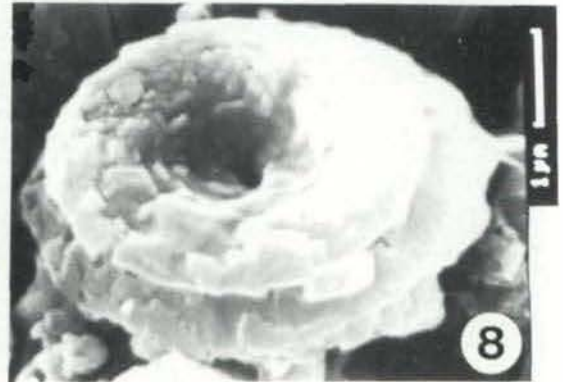
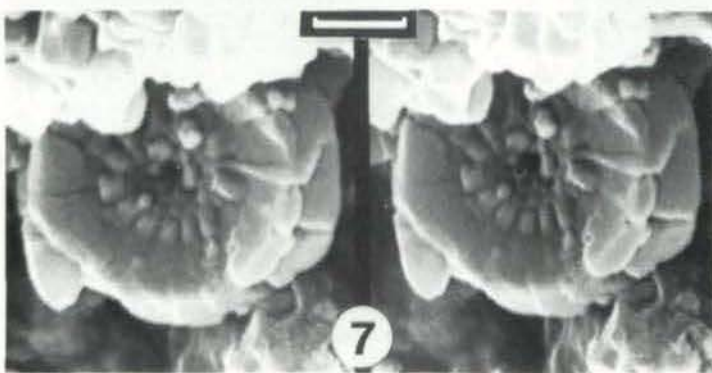
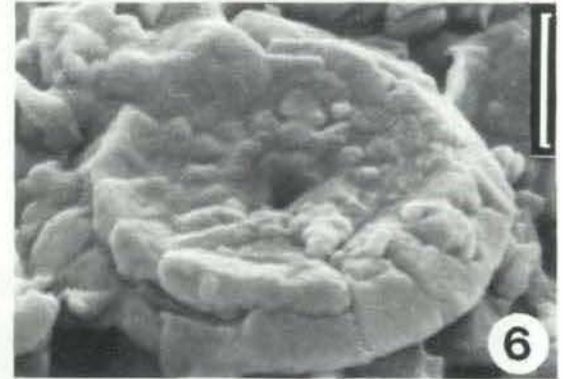
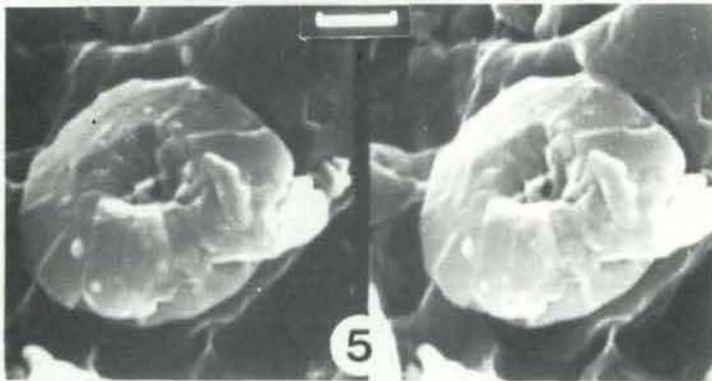
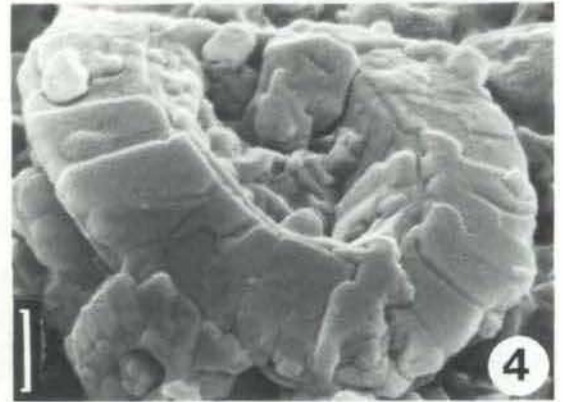
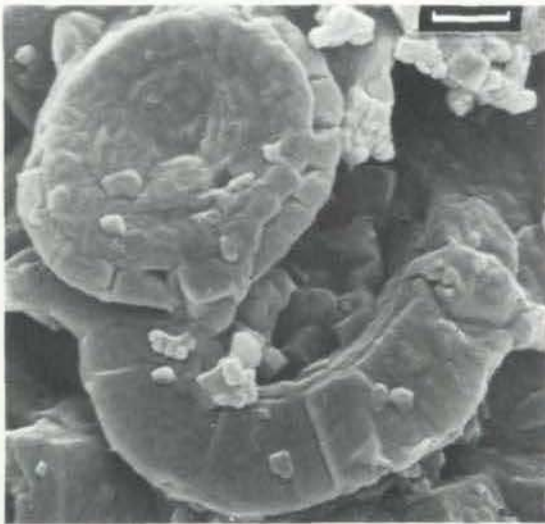
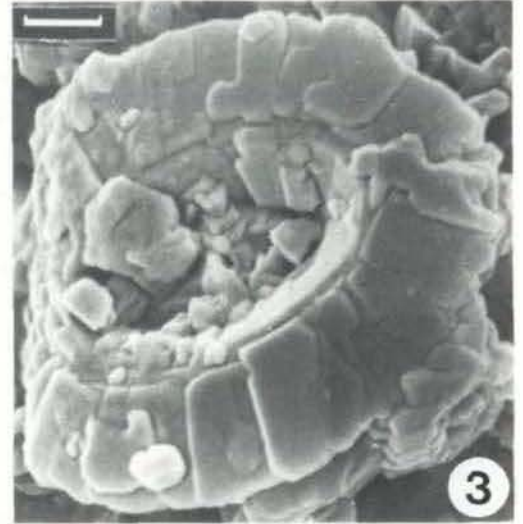
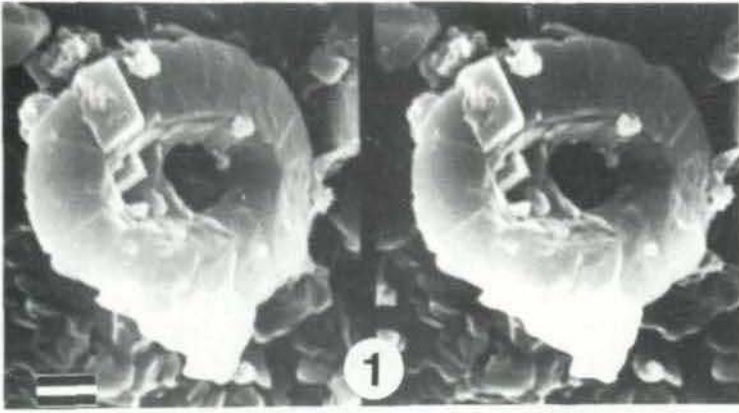




Tafel 5

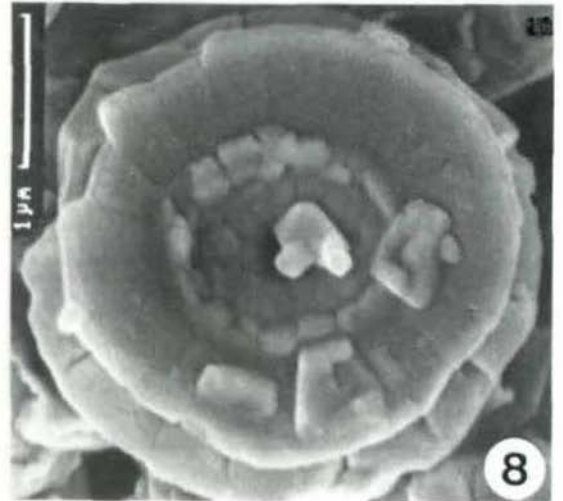
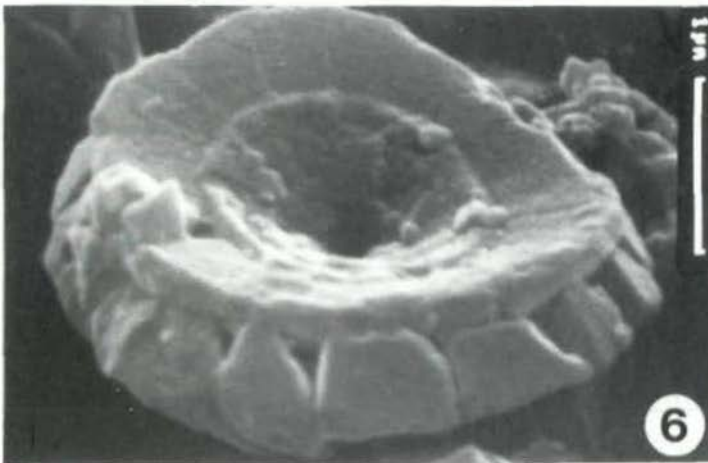
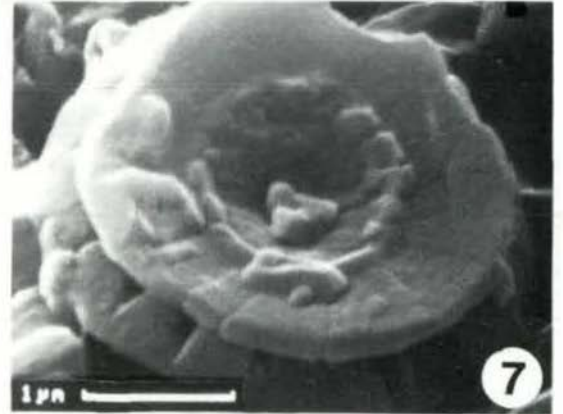
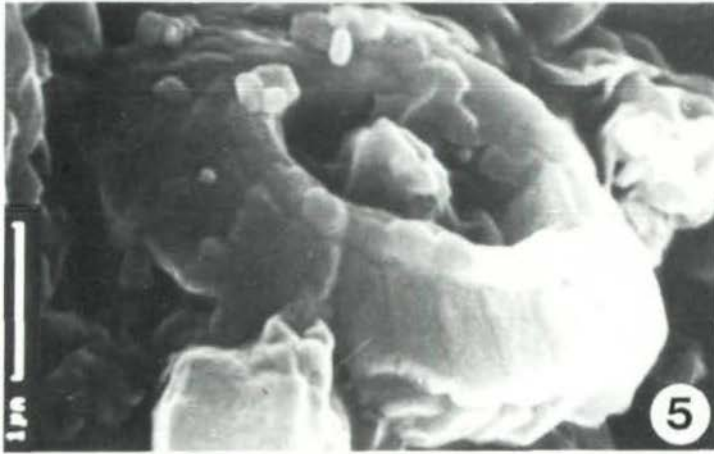
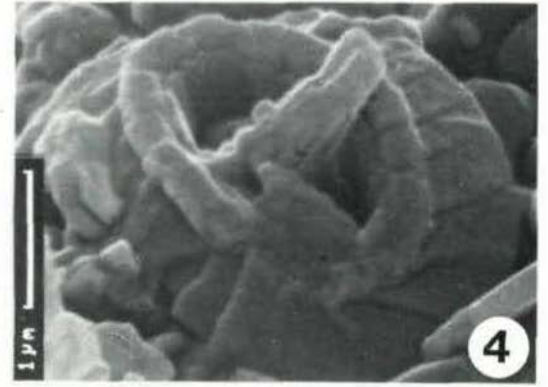
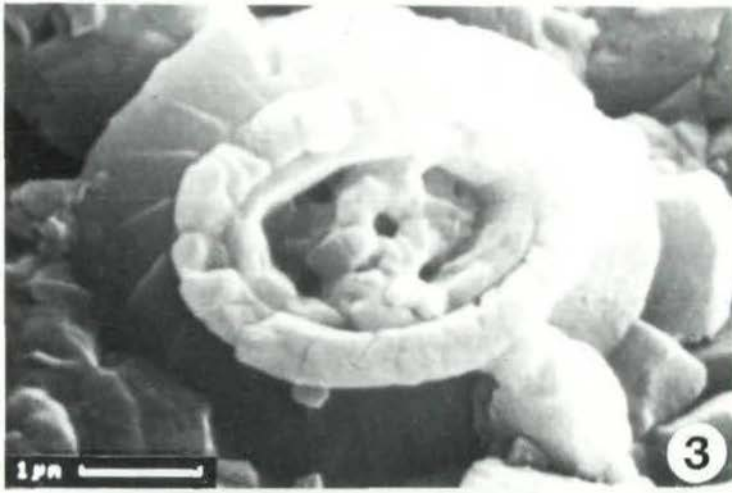
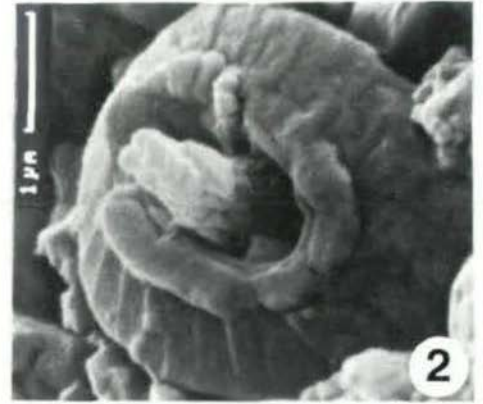
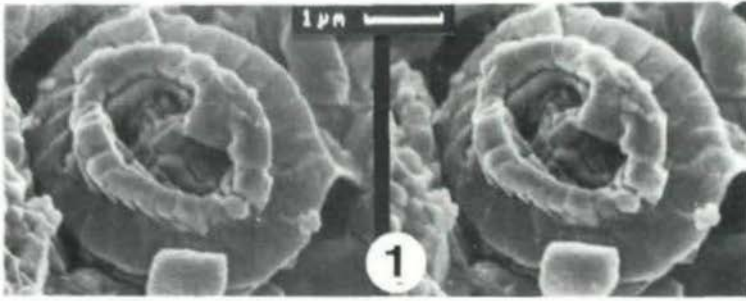


Tafel 6

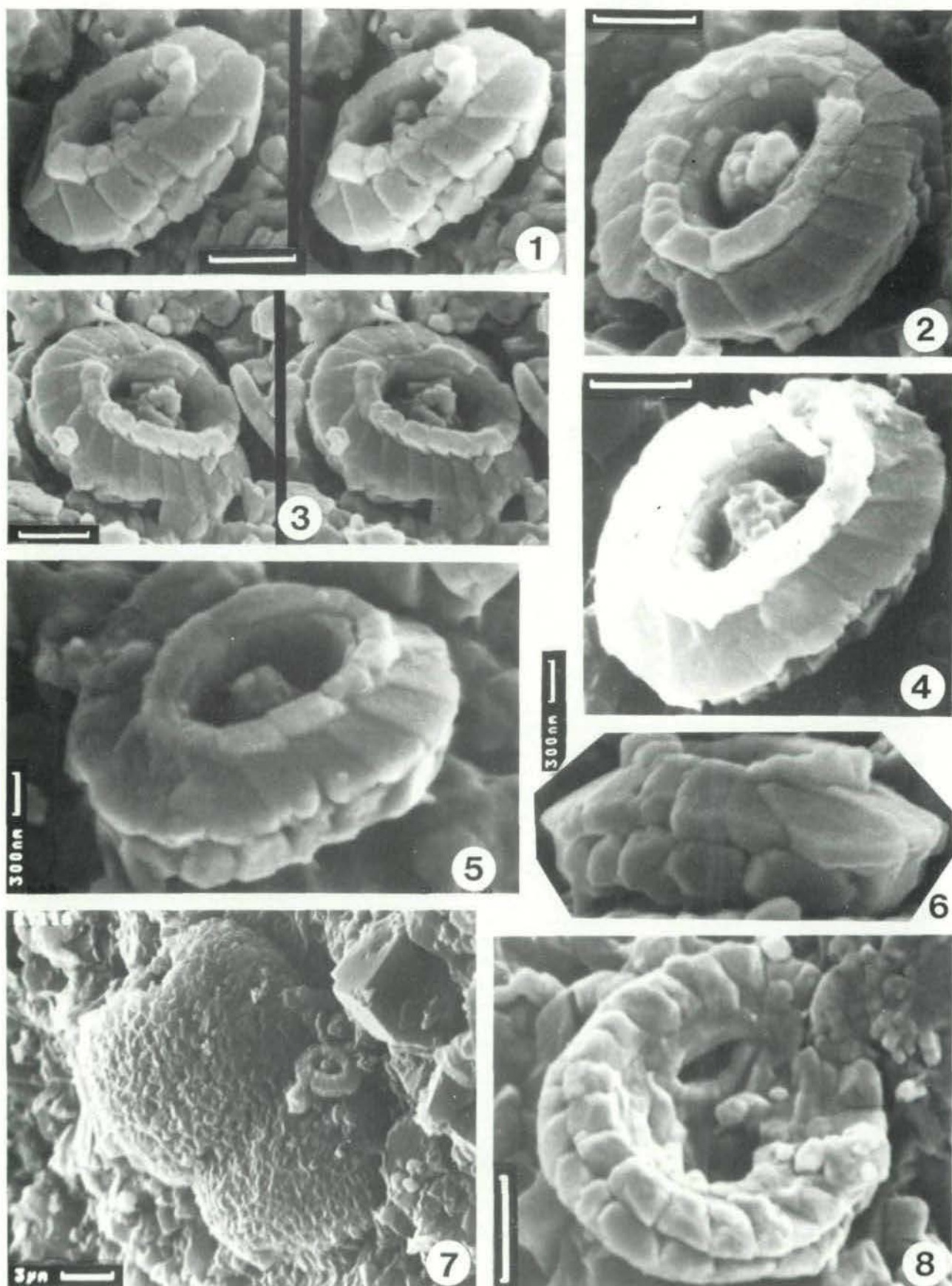




Tafel 7



Tafel 8



## SCANNING ELECTRON MICROSCOPE STUDY OF SHOCK FEATURES IN PUMICE AND GNEISS FROM KOEFELS (TYROL, AUSTRIA)

Rouben Surenian, Vienna

With 1 figure and 3 plates

**Summary:** Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis have been utilized to define the structure of pumice and shocked gneiss from Koefels, Tyrol. The planar features of the quartz in the gneiss from Koefels are compared to gneiss samples obtained from the Ries Crater (Bavaria).

**Zusammenfassung:** Mittels Rasterelektronenmikroskop und Röntgenanalyse wird versucht, das Gefüge von Bimsstein und geschocktem Gneis aus Köfels, Tirol, zu definieren. Die planaren Deformationsstrukturen des Quarzes im Gneis von Köfels werden mit Gneisproben von Ries-Krater (Bayern) verglichen.

### 1. Introduction:

Fusion products have long been known to exist in the mass of the largest post-glacial landslide at Koefels, scattered over its surface and cavities, in Oetztal, about 55 km SW from Innsbruck (fig. 1). The Koefels basin is a large semi-circular niche in the eastern slope of the Fundus mountain crest at an altitude of 1400 m, below which the Oetztal and its tributary, the Horlachtal, have been blocked by the giant mass of the landslide deposit (2-3 km<sup>3</sup>; ABELE, 1974). The initial hypothesis concept on a volcanic origin of these materials (pumicious glass, "Bimsstein") was subsequently shown not to be applicable. SUESS (1936) and STUTZER

(1936) explained the features at Koefels with the meteorite impact theory, which can be supported by the results of modern petrological and structural analysis: MILTON (1964), KURAT & RICHTER (1968, 1972), STORZER et al. (1971), GRATZ & KURAT (1988), SURENIAN (1988). TOLLMANN (1977) attributed the vesicular glass of Koefels and the pseudotachylites of the Silvretta (100 km to the NW) to a double impact event of the same meteorite, but still no lump of the presumed meteorite itself could be unearthed.

According to PREUSS (1971, 1974) as well as HEUBERGER (1975) the fused rocks originated due to

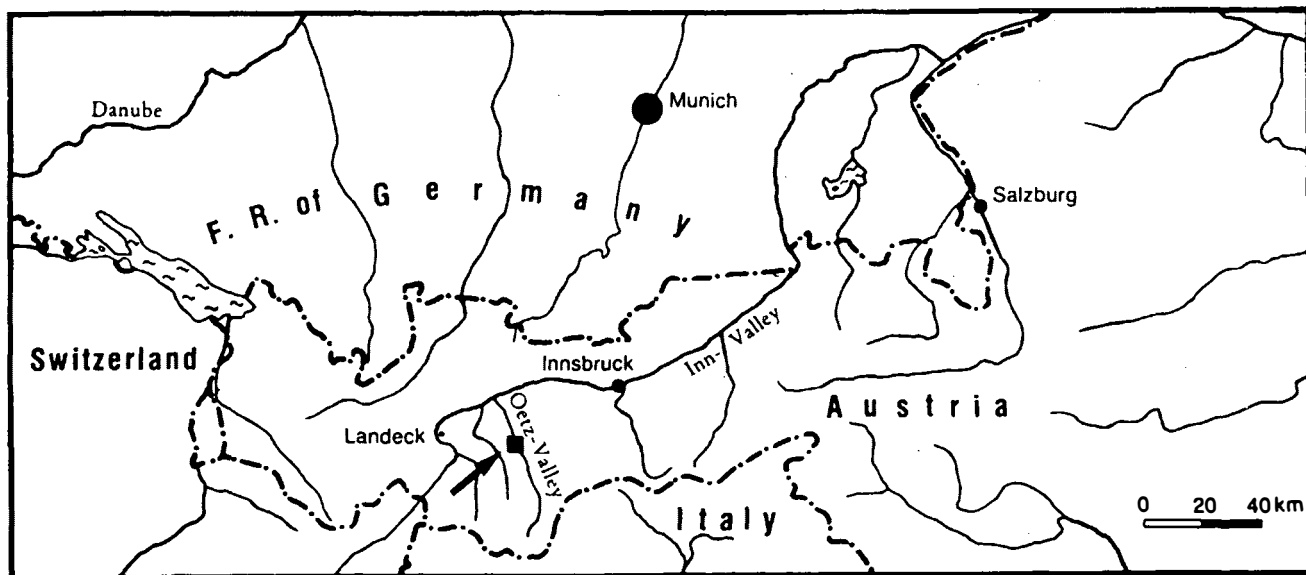


Fig. 1:

Map showing the location of Koefels, Oetz Valley, Tyrol (from HEUBERGER et al., 1984)

heat generated by friction caused during landslide. ERISMANN et al. (1977), introduced "frictionite" as a new term for these glasses, calculated the kinetic energy of the displaced volume and produced synthetic frictionite in the course of experiments (ERISMANN, 1977). HEUBERGER et al. (1984) and MASCH et al. (1985) described the similarities between the fused rocks from the Langtang (Nepal) and the landslide of Koefels; and furthermore, they interpreted the occurrence of non-porous glass (as tubular veins 1 mm to 3 cm thick) in the shattered gneiss of Maurach Gorge as an offshoot from a larger gliding plane which is not exposed. They also use the term "hyalomylonite" (SCOTT & DREVER, 1953) as a synonym to frictionite.

## 2. Structural features of pumice

The non-homogenous matrix of pumice, granitic in composition, has a foamy structure (pl. 1: fig. 1). The cavities of the pumice (mostly ovoidal or stretched) vary in diameter from 5 micrometers to several millimeters and show a distinct gradation in size. The walls between them are of varying thickness (at least 1 micrometer) and may themselves enclose minute cavities. In the more compact portion of the pumice (most of the cavities measure 5 to 50 micrometers) one can observe burst bubbles, often about 5 micrometers in diameter. The vents of the burst bubbles are irregular or star-shaped and are mostly surrounded by radially arranged fissures (pl. 1: fig. 2). In the coarser portion, burst bubbles are larger but not so common and mainly show longitudinal fissures. Embedded in the matrix of pumice are some grains of quartz covered by quartz-glass and cut by fissures (pl. 1: fig. 1).

After etching with hydrofluoric acid, the following phases could be observed (pl. 1, fig. 3): frequently fragmented angular to well rounded grains of quartz and some feldspars (occasionally welded together; pl. 1: fig. 4, 5), hornblende, some fine-grained micas and other minerals (at present under investigation) measuring from 5 to 100 micrometers in diameter. Near these fractured grains derived from a crystalline rock, one can also observe lumps of quartz glass (lechatelierite; pl. 1: fig. 6) and some corroded euhedral crystals of quartz, feldspar and feldspathoids (10-40 micrometers in diameter). There are also some feldspar and feldspathoid crystals which seem to have grown recently (probably an effect of etching with hydrofluoric acid).

## 3. Deformation features in gneiss

Samples of gneiss from which the pumice originated, were collected from the mass of intensely fractured rocks of the landslide, which formed a natural dam in the Oetztal ("Maurachriegel"). They show ubiquitous effects of strain. In the quartz, sets of crystallographically controlled planar features can be observed. They show cone-shaped patterns ("shatter-cones"), flow structures, partitioning, dislocations and fine-fracturing in lamellae ("fluid inclusion planes" by GOLD, 1968; pl. 1: figs. 7, 8; pl. 2: figs. 1-3). Cleavages, minute cavities, some with very small inclusions, which made microanalysis impossible (only quartz identification was achieved), and undulating features are also observed (pl. 2: figs. 4, 5, 7; pl. 3: fig. 1). Feldspar grains show cone-shaped and deformed lamellae (pl. 3: fig. 3-5), micas show kink bending (pl. 3: fig. 7).

Similar deformation features in quartz, feldspar and mica were also found in samples of autochthonous, shattered gneiss from the "Schartle" about 685 m above the village of Koefels which will be described in a separate report.

Samples of shocked gneiss from the Ries Crater (Otting) have been investigated for comparison with the gneiss from Koefels. Identical planar features have been observed there and, as expected, the effects of shock waves are intensive, more pronounced and more common. The quartz grains in the gneiss from the Ries Crater show densely-packed and kinked lamellae (pl. 3: fig. 2) also cracks, fracturing and splitting along the planar features and sheared planes, as well as rhombohedral cleavages (pl. 2: figs. 6, 8). Feldspar grains and micas show intensive deformation features (pl. 3: figs. 6, 8).

## 4. Discussion and concluding remarks

Some mineral phases within the pumice must have been exposed to temperatures greater than 1700°C. This is indicated by lechatelierite and some euhedral crystals of quartz and feldspar observed in the etched pumice. The latter could have been precipitated from a vapour phase. Differences in the shape of vents in the walls of bubbles in pumice seem to indicate a weaker gas emission in the fine portion (smaller pressure difference between inside and outside) and a more vigorous gas emission in the coarser portion of the pumice. The molten material must have cooled rapidly to a temperature below the melting point of quartz and feldspar grains as shown by partially fused quartz and feldspar grains in the pumice. Furthermore, the planar features in quartz grains in gneiss from Koefels, being similar



to those of quartz in shocked gneiss from the Ries Crater (Otting), are apparently generated by pressure ranging from 100 - 300 kilobars (ENGELHARDT & STÖFFLER, 1968). The flow structures in quartz of gneiss could be a result of high residual temperatures formed by shock pressures in the range of about 500 - 650 kilobars (ref. to the above mentioned authors). CARTER (1968) described in detail the origin, the occurrence and the orientation of planar features and deformation lamellae in quartz as the most reliable indicators of intense shock.

The observed features in pumice and gneiss from Koefels can serve as strong indicators for a meteorite impact. This meteorite fall transmitted sufficient energy to produce the shock effects in the crystalline rocks and can also be considered to be the original cause which triggered the largest post-glacial landslide in the crystalline Alps at Koefels. The geomorphology of the Koefels basin with the semi-circular niche in the Fundus mountain and the Mau-rach dam are evidently indicators of a rare event with astonishing geological and mineralogical consequences.

## Acknowledgements

For an access to the samples the author is indebted to Univ. Doz. Dr. G. Kurat, Naturhistorisches Museum, Vienna; also to Prof. Dr. H. Stradner and Dr. H. Pirkl, Geologische Bundesanstalt, Vienna, for fruitful discussions and for their support.

## References

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinung. - Wiss. Alpenvereinh., **25**, 230 S., München.
- CARTER, N. L. (1968): Dynamic deformation in quartz. - In: FRENCH, B. M. & SHORT, N. M. (Eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, 453-474, Baltimore (Mono Book Corp.).
- ENGELHARDT, W. v. & STÖFFLER, D. (1968): Stages of shock metamorphism in the crystalline rocks of the Ries Basin, Germany. - In: FRENCH, B. M. & SHORT, N. M. (Eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, 159-168, Baltimore (Mono Book Corp.).
- ERISMANN, T. H., HEUBERGER, H. & PREUSS, E. (1977): Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz - "Friktionit". - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **24**, 67-119, Wien.
- ERISMANN, T. H. (1977): Der Bimsstein von Köfels, Impaktit oder Friktionit? - *Material und Technik*, **5**, -190196.
- GOLD, D. P. (1968): A study of quartz subfabrics from the Brent Crater, Ontario. - In: FRENCH, B. M. & SHORT, N. M. (Eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, 495-508, Baltimore (Mono Book Corp.).
- GRATZ, A. & KURAT, G. (1988): Good news from Koefels (Austria): Abundant lamellae in quartz. - *Ber. Geol. B.-A.*, **15**, IGCP Projekt 199: "Rare Events in Geology", **9**, Vienna.
- HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. - *Innsbr. Geogr. Studien*, **2**, 213-249, Innsbruck.
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. - *Mountain Res. Develop.*, **4**, 345-362, Boulder/Colorado.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1968): Ein Alkalifeldspat-Glas im Impaktit von Köfels/Tirol. - *Naturwissenschaften*, **55**, 490, Berlin.
- KURAT, G. & RICHTER, W. (1972): Impaktit von Köfels. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, 23-45, Wien.
- MASCH, L., WENK, H. R. & PREUSS, E. (1985): Electron microscopy study of hyalomylonites - evidence for frictional melting in landslides. - *Tectonophysics*, **115**, 131-160, Amsterdam.
- MILTON, D. (1965): Fused rocks from Koefels, Tyrol. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **9**, 86-94, Wien.
- PICHLER, A. (1863): Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. - *Jb. K. K. Geol. R.-A.*, **13**, 591-594, Wien.
- PREUSS, E. (1971): Über den Bimsstein von Köfels/Tirol. - *Fortschr. Min.*, **49**, Beih. 1, 70, Stuttgart.
- PREUSS, E. (1974): Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol, die Reibungsschmelze eines Bergsturzes. - *Jb. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere*, **39**, 85-95, München.
- SCOTT, J. S. & DREVER, H. J. (1953): Frictional fusion along a Himalayan thrust. - *Proc. R. Soc. Edinburgh*, **65**, 121-142, Edinburgh.
- STORZER, D., HORN, P. & KLEINMANN, B. (1971): The age and the origin of Koefels Structure, Austria. - *Earth and Planetary Sciences Letters*, **12**, 238-244, Amsterdam.
- STUTZER, O. (1936): Die Talweitung von Köfels in Ötztal/Tirol als Meteorkrater. - *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, **88**, 523-525, Hannover.
- SUESS, F. E. (1936): Der Meteor-Krater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. - *N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., Abh.*, **72**, Beil.-Bd., Abt. A, 98-155, Stuttgart.

- SUESS, F. E. (1936): Zur Deutung des "Bimssteinvorkommens" von Köfels im Ötztale. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **73**, 77-78, Wien.
- SURENIAN, R. (1988): Structural features and microanalysis of pumice from Koefels (Tyrol, Austria). - Ber. Geol.B.-A., **15**, IGCP Projekt 199: "Rare Events in Geology", 26, Vienna.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. Die Zentralalpen. - 766 S., Wien (Deuticke).

*Author's address:*

*Dr. Rouben Surenian, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien*

received: Nov. 7, 1988

accepted: Nov. 28, 1988



## Explanation of plates

### Plate 1

- Fig. 1: Foamy structure of pumice from Koefels: partially fused quartz (melting effects) surrounded by the glassy matrix; some clay (melting effects) surrounded by the glassy matrix; some clay (melting effects) surrounded by the glassy matrix; some clay incrustation on the quartz surface.
- Fig. 2: Burst bubbles in a cavity of the fine portion of pumice with radially-arranged fissures (Koefels).
- Fig. 3: HF-etched pumice containing mainly grains of quartz with some feldspars and other minerals from Koefels.
- Fig. 4: Fractured quartz grain from the etched pumice, showing sharp cracks in various directions (Koefels).
- Fig. 5: Feldspar fragment in the HF-etched pumice showing (shocked and/or twinned) lamellae and some partial fusion at the bottom (Koefels).
- Fig. 6: Quartz-glass (lechatelierite) found in the HF-etched pumice from Koefels.
- Fig. 7: Quartz grain in an etched gneiss sample, showing cone-shaped lamellae ("shatter cones"). Crystals on the surface of the grain are etching artefacts (Maurach/Koefels).
- Fig. 8: Flow structure in quartz of an unetched gneiss showing differential movement of fine lamellae under conditions of high residual temperatures. Many solution pits are mostly arranged along the lamellae. At the bottom of the picture: quartz overgrowth patterns (Maurach/Koefels).

### Plate 2

- Fig. 1: Cone-shaped and deformed quartz grain split up into sheets, with planar features on the surface. The effects of tearing are seen at the cracks where some of the planar features are discontinuous (in etched gneiss from Maurach/Koefels).
- Fig. 2: Closely-spaced channels (dislocations and solution patterns), most of them in the sense of curvature of the cone-shaped lamellae in quartz. Some of these curved channels intersect each other and the lamellae in opposite direction (etched gneiss from Maurach/Koefels).
- Fig. 3: Cone-shaped, fine-fractured and crumbled lamellae, fitting into the overall picture of deformation patterns often seen in the quartz grains of gneiss from Maurach/Koefels.
- Fig. 4: A set of sharp planar features (some intersecting each other) on an etched quartz grain surface in gneiss with very small inclusion, traces of linearly arranged etch pits and a crack (Maurach/Koefels).
- Fig. 5: Two sets of well developed planar elements, partially curved (top left), partially intersecting, and some of which diverge from common points, which is remarkable. Linearly arranged etch pits and a crack are also seen on this quartz from etched gneiss of Maurach/Koefels.
- Fig. 6: The quartz in the etched gneiss sample from Ries Crater/Otting shows effects similar to those seen in the Koefels sample (fig. 5) but are more intensive: cracks and cleavages are along the planar features.
- Fig. 7: Irregularly arranged planes showing planar elements, cavities, inclusions, and cracks in quartz of gneiss from Maurach/Koefels.
- Fig. 8: The quartz of the gneiss from Ries Crater shows sheared and broken planes with narrowly spaced and splitted lamellae, cracks and rhombohedral cleavages. These features result from shock waves caused by higher pressure than seen in fig. 7.

### **Plate 3**

Fig. 1: Undulating features in a quartz grain in the gneiss from Maurach/Koefels.

Fig. 2: Densely-packed and kinked lamellae in quartz indicate intensive shock waves in the etched gneiss from Ries Crater/Otting.

Fig. 3: Cone shaped lamellae in feldspar ("shatter cones") (unetched gneiss sample from Maurach/Koefels).

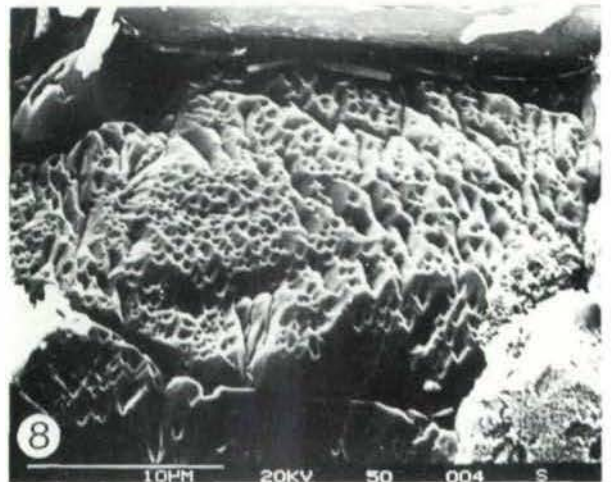
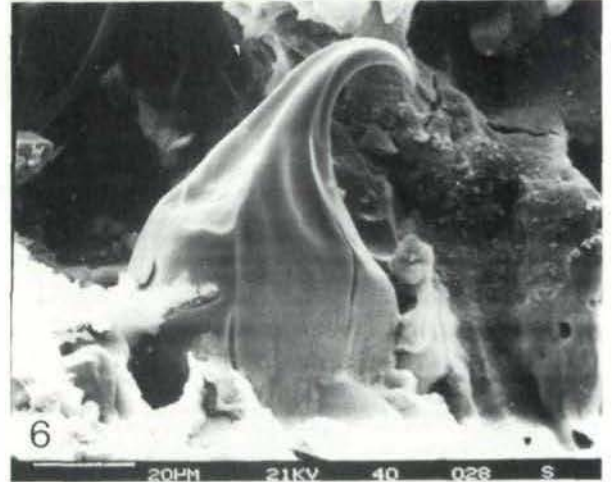
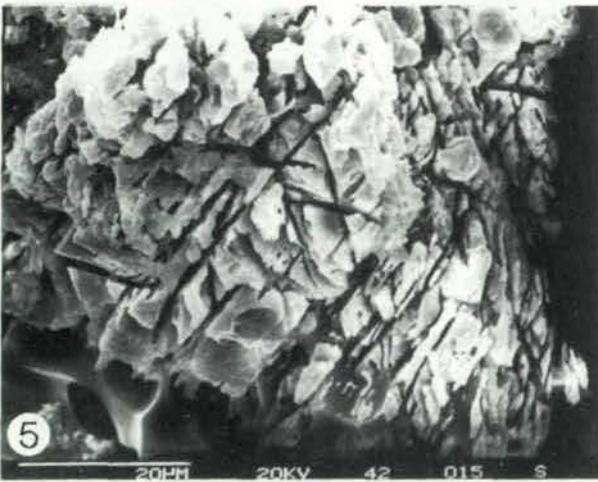
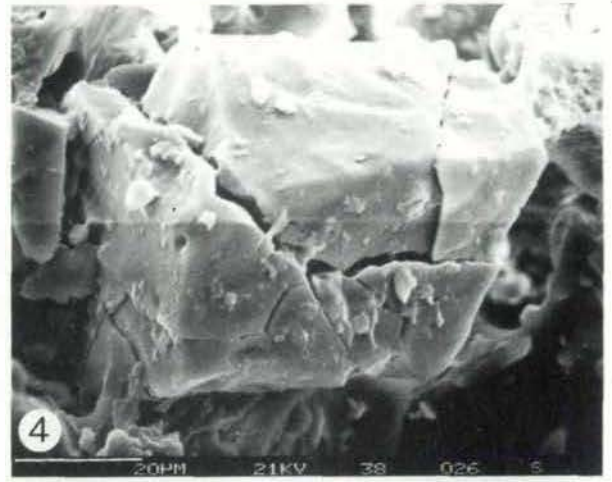
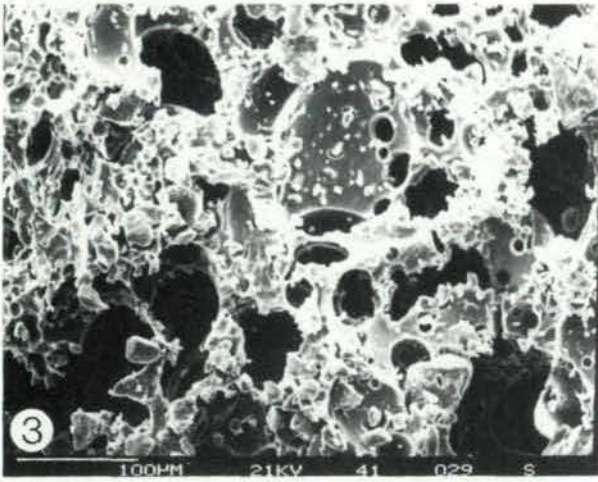
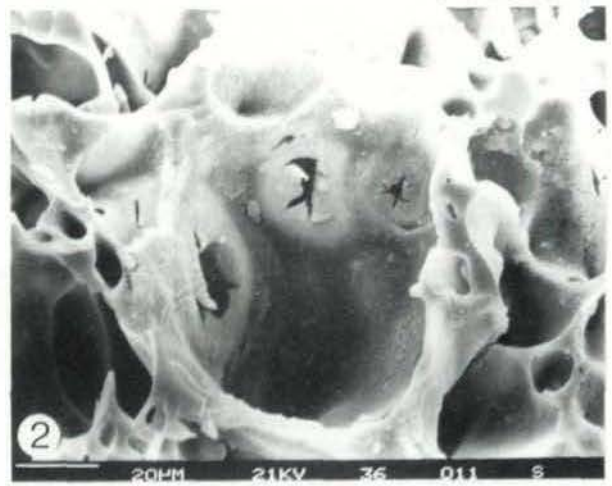
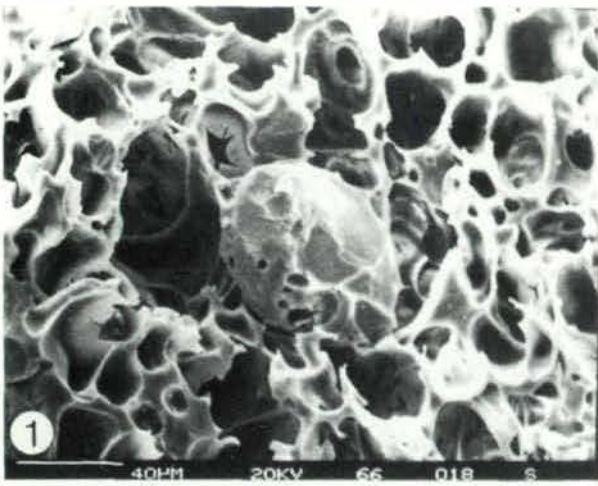
Fig. 4: Wavy features in a plagioclase grain with some intersecting lamellae (unetched Marauch sample).

Fig. 5: Fractured grain of feldspar in the etched gneiss from Maurach/Koefels.

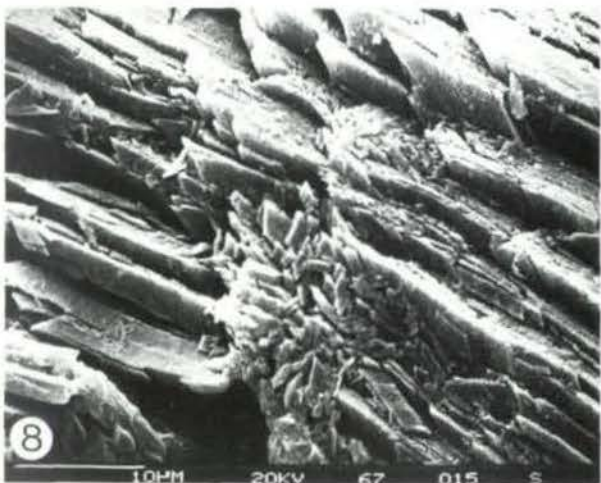
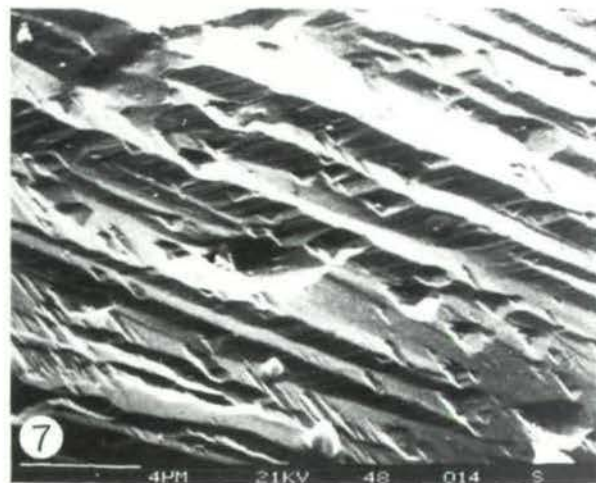
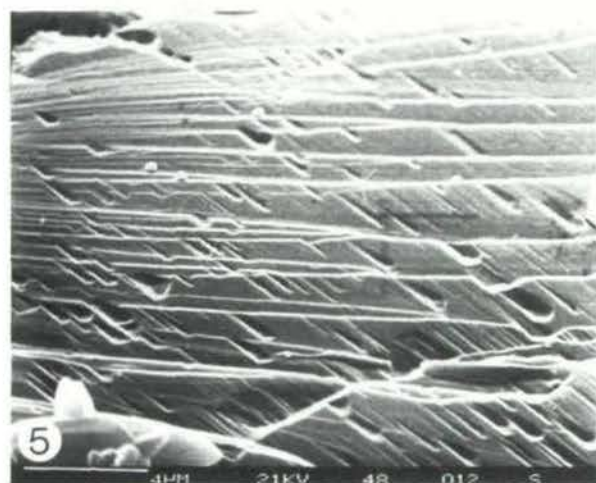
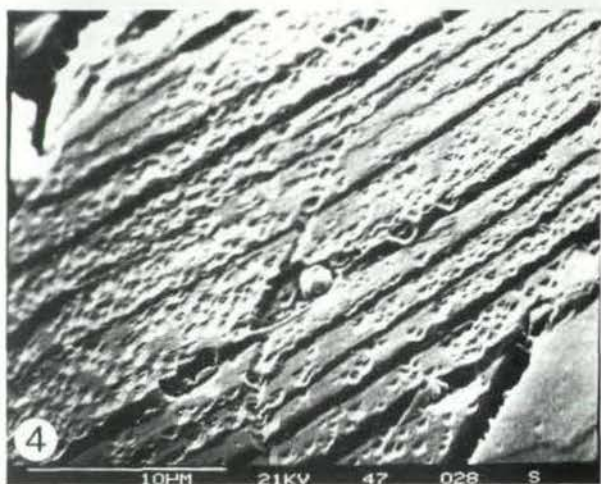
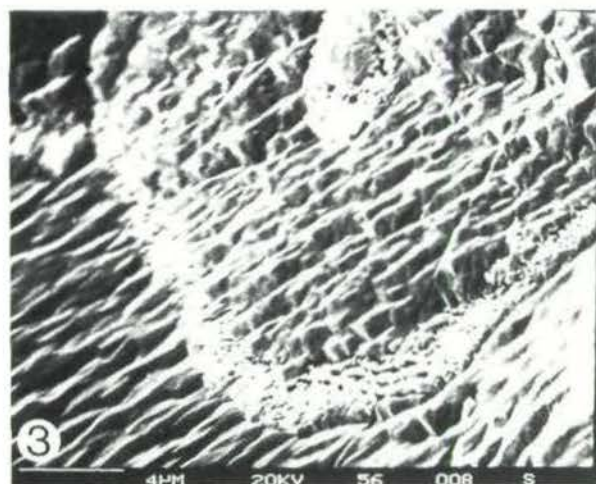
Fig. 6: Intensive effects of fracturing in an etched feldspar grain from Ries Crater (Otting).

Fig. 7: Kink bending in a mica from gneiss (Maurach/Koefels).

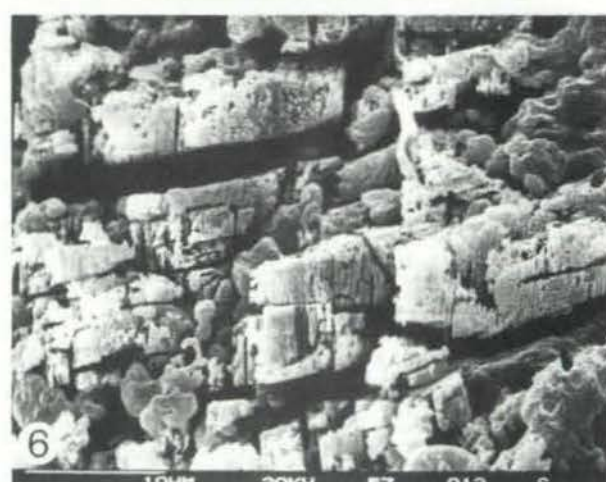
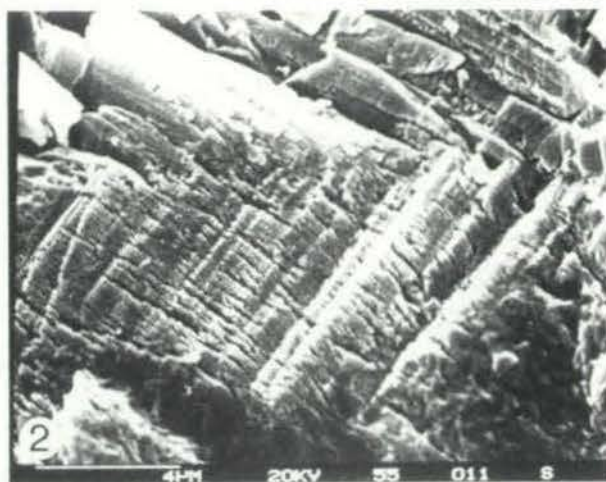
Fig. 8: Mica, showing totally shattered features. Kink bending is still recognized, etched gneiss from the Ries Crater (Otting).











## Rb/Sr AGES ON BIOTITES FROM THE NORTHERN ÖTZTAL-STUBAI CRYSTALLINE BASEMENT, EASTERN ALPS, TYROL, AUSTRIA

C.B. Veltman & F. Purtscheller, Innsbruck

With 3 figures and 1 table

**Abstract:** Rb/Sr biotite data on five samples from the northern Ötztal-Stubai Complex of the Austroalpine basement, yield ages varying between  $141 \pm 8.0$  my to  $260 \pm 10.0$  my, indicating weak to moderate reopened isotopic systems during the eoalpine event. These data indicate temperature conditions for the Alpine overprint in the range of  $300 \pm 20^\circ\text{C}$  for samples northwest of the chloritoid line and  $380 \pm 20^\circ\text{C}$  within and close to the zone of alpine chloritoid. The results are compatible with the observed retrograde AFM-mineral assemblages (Ga-Bi-Chl, Stau-Bi-Chl) and index-minerals (Stilp, Ctd) in pelitic and metasedimentary rocks of the northern Ötztal-Stubai Basement. The regional distribution of garnets that exhibit 'inverse' Mn-zoning at the outermost rim in the northern and NE-part of the Ötztal-Stubai Basement is related to slow Hercynian cooling during the final stages (P3) of the polyphase Hercynian event at temperature conditions in the range of  $500^\circ\text{C}$  to  $570^\circ\text{C}$  rather than representing the effects of the Cretaceous overprinting metamorphism.

**Zusammenfassung:** Rb/Sr-Analysen an Biotitkonzentraten aus 5 Proben des nördlichen Ötztal-Stubaier Altkristallins ergeben Alter zwischen  $141 \pm 8.0$  mio.J. und  $260 \pm 10.0$  mio.J., und zeigen damit schwach bis mäßig beeinflusste Isotopensysteme während des eoalpinen Ereignisses. Diese Daten weisen auf Temperaturbedingungen der alpinen Überprägungsmetamorphose zwischen  $300 \pm 20^\circ\text{C}$  aus dem Bereich nordwestlich der Chloritoidlinie und  $380 \pm 20^\circ\text{C}$  für Proben innerhalb der Chloritoidzone. Die Ergebnisse sind mit den auftretenden retrograden AFM-Mineralparagenesen (Ga-Bi-Chl, Stau-Bi-Chl) und Indexmineralen (Stilp, Ctd) in pelitischen und metasedimentären Serien des nördlichen Ötztal-Stubaier Altkristallins kompatibel. Das regional begrenzte Auftreten von Granat mit "inversen" Mn-Zonarbau in nördlichen und nordwestlichen Bereichen des Altkristallins wird auf den Einfluß einer hercynischen Abkühlung während der finalen Phase (P3) des polyphasen variszischen Ereignisses bei Temperaturbedingungen zwischen  $500^\circ\text{C}$  und  $570^\circ\text{C}$  zurückgeführt.

### 1. Introduction

The polymetamorphic Ötztal-Stubai Basement (OeAK; Eastern Alps) is part of the Austroalpine continental nappe system. The whole complex forms an overthrust mass transported from S to N during the Alpine orogenic cycle and emplaced tectonically on Lower Austroalpine/penninic rock series. The thrust mass is limited in the north by the Calcareous Alps, in the west (Silvretta Crystalline of similar tectonic setting, penninic Engadine Window) and in the east (penninic Tauern Window). The margins are defined by tectonic boundaries. To the south no clear tectonic contact can be observed (fig.1). Based on detailed petrological, geochemical, structural and radiometric investigations of various rock types, the general features of the polymetamorphic evolution in the study area have been discussed by a number of authors (PURTSCHELLER,

1967b, 1969, 1978; PURTSCHELLER & VELTMAN, 1988, in prep.; HOINKES, 1981; THÖNI, 1981, 1982; MILLER, 1970; MOGESSIE, 1984; MOGESSIE et al., 1985). The major aspects of the regional geology and tectonometamorphic setting have been reported by HOINKES et al. (1982). At least three successive metamorphic event can be recognized. The most important characteristics include: (1) The presence of eclogites, peridotites and metagabbros within a narrow, inhomogeneous amphibolite complex, which suggest an earlier high- to medium pressure facies metamorphism (M1,  $P=10$  kb,  $T=500^\circ\text{C}$ ) of pre-Hercynian or possible Caledonian age (500 my). The pre-Hercynian eclogites are suggested to have been gradually retrograded during the (2) Hercynian amphibolite grade metamorphism (M2,  $\leq 300$  my). This event reached maximum temperatures of  $\approx 670^\circ\text{C}$  (4 kb) in the central section (Winnebach migmatite). Hercynian as-



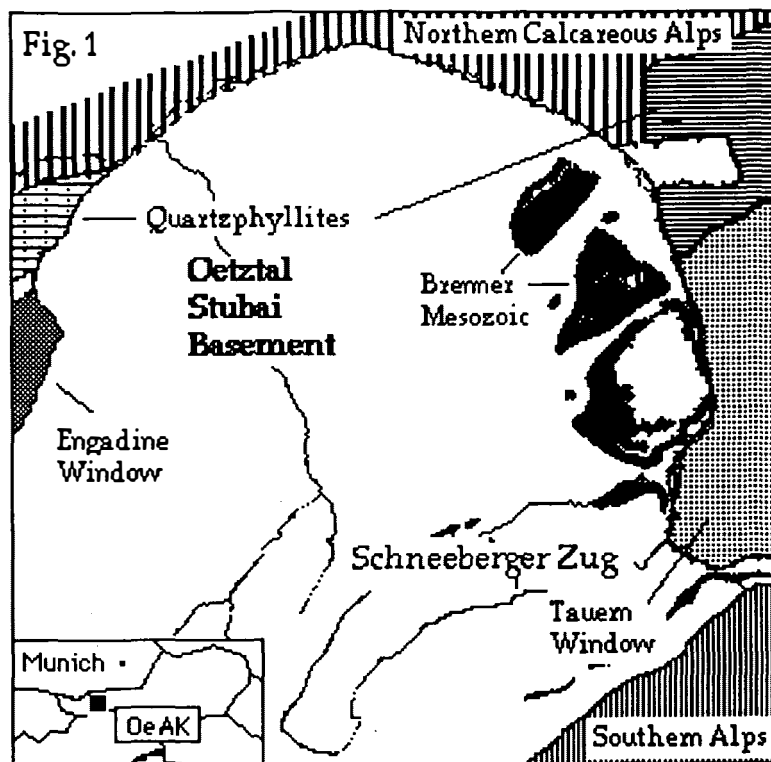


Fig. 1:

Simplified geological sketch map of the Oetztal-Stubai Complex

semblages are (3) partly overprinted by a later Cretaceous ( $\approx 90$  my) metamorphic event. P, T-max conditions of this episode are located in the south (550-580°C, 5 kb, south Schneeberger Zug, fig.1), characterized by a post-tectonic staurolite- and kyanite microblastesis. Decreasing metamorphic grade towards N and NW is indicated petrographically in metapelitic schists by pseudomorphous retrogression including the alteration of stau- $\rightarrow$ ctd and ky- $\rightarrow$ mu, pg (PURTSCHELLER, 1967b, 1978) and the formation of neogenic stilpnomelane in metasedimentary rocks. Different zones of Alpine index minerals discontinuously cut the Hercynian mineral zones. Both heat domes are geographically separated by a distance of 35 km (HOINKES et al., 1982; see fig.2).

Decreasing metamorphic grade for the eoalpine event from the south (the area around Schneebergerzug) to north and north-western parts of the basement is proved by the zonal sequence of mica cooling ages (for a detailed discussion and reference list see THÖNI, 1981, 1982).

- Zone 1: Eoalpine mica cooling ages (Rb/Sr biotite ages of 75-82 m.y.) are interpreted to reflect Alpine amphibolite facies conditions (HOINKES, 1981).

- Zone 2: The "zone of mixed cooling ages" (Rb/Sr biotite of 100-300 m.y.) match the regional distribution of alpine ctd and stil, indicating greenschist facies conditions

in central parts of the OeAK following zone 1.

- Zone 3: Towards the north and northwest the Variscian amphibolite facies assemblages (in pelites: Ga-Stau-Bi, Ga-Ky-Bi, Ga-Stau-Bi-Ky, Ky-Stau-Bi) persisted through the Alpine overprint (Hercynian cooling ages in the range of 330-270 m.y.) and retrograde reactions are only locally observed.

The purpose of this paper is threefold:

- (1) Although a considerable amount of geochronological studies have been performed in the Oetztal-Stubai Complex, only a few data are available for the northern parts of the basement. Additional data should constrain the age patterns and the Alpine temperature zones within pre-Alpine basement rocks based on the "blocking temperature concept" (PURDY & JÄGER, 1976).

- (2) Discontinuously zoned garnets are restricted to the SE-parts of the OeAK (VELTMAN, 1986) and match the zone of affected isotopic systems, e.g. "zone of mixed mica cooling ages" (see fig.2). In NE-parts of the OeAK, but still within the zone of alpine chloritoid, no discontinuous zoning patterns are observed, indicating a S-N temperature gradient. Decreasing temperature conditions towards the north (DIETRICH, 1983; TESSADRI, 1981) should be proved by means of Rb/Sr-biotite data.

- (3) Based on mineral assemblages in amphibolitic rocks, MOGESSIE (1984) suggested temperature condi-

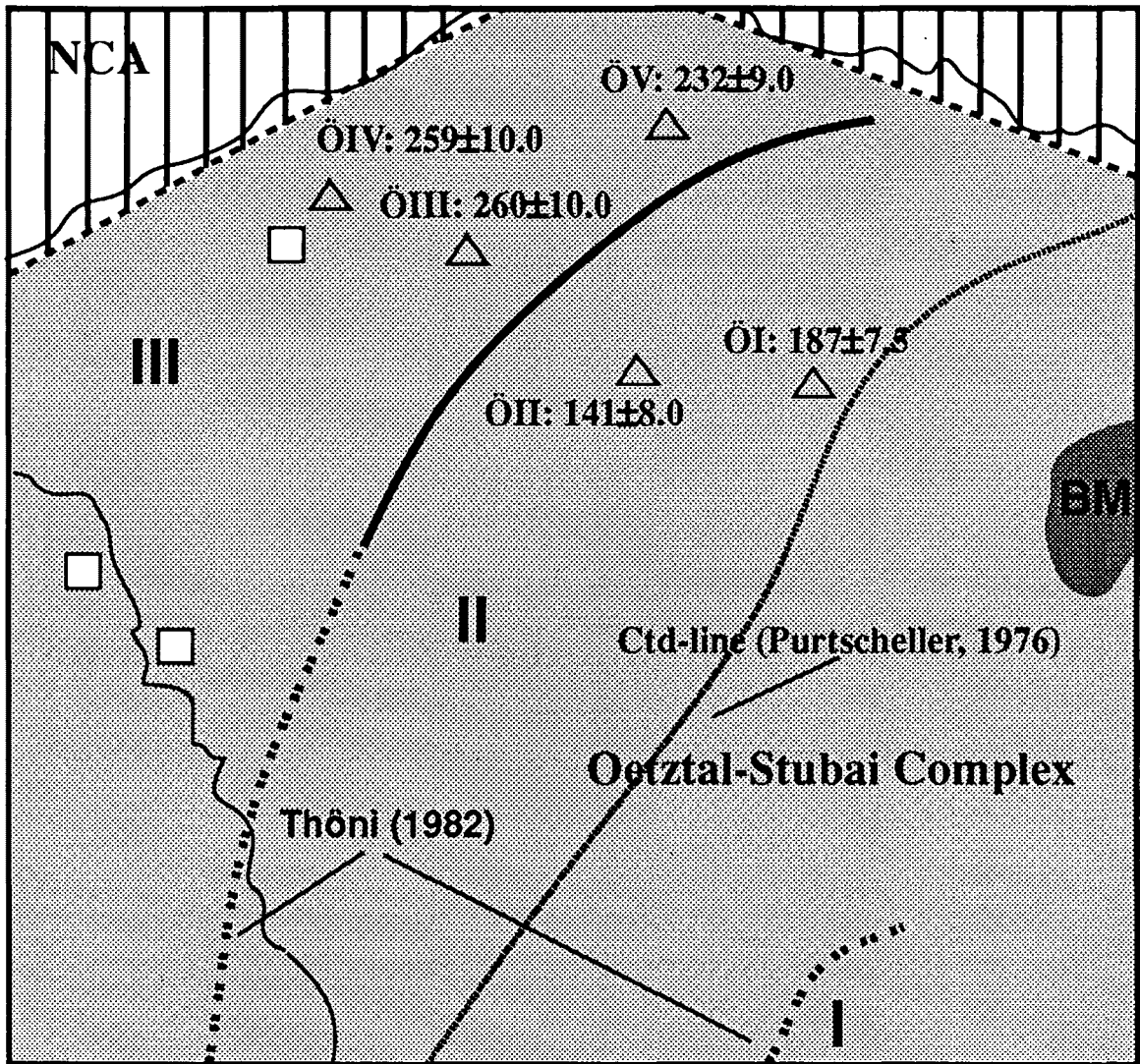


Fig. 2:

(Δ) Sample location and calculated model ages of this study. (◻) refers to HARRE et al. (1968). Mineral age zones according to THÖNI (1982): I - zone of alpine mica cooling ages, II - zone of mixed age (= Alpine temperatures 300°–550°C), III - Hercynian mica cooling ages (= Alpine temperatures ≤ 300°C), BM - Brenner Mesozoic, NCA - Northern Calcareous Alps

tions of 475°C–550°C for the Alpine overprint in the Northern OeAK (Location: Zirmalm). The observed retrograde AFM-mineral paragenesis Ga-Bi-Chl and Stau-Bi-Chl in metapelitic rocks from this area have also been interpreted in terms of retrograde reaction mechanisms in the range of 500°C–570°C, 6 Kb (VELTMAN, 1986). Radiometric investigations should place constraints on the timing of this metamorphic episode.

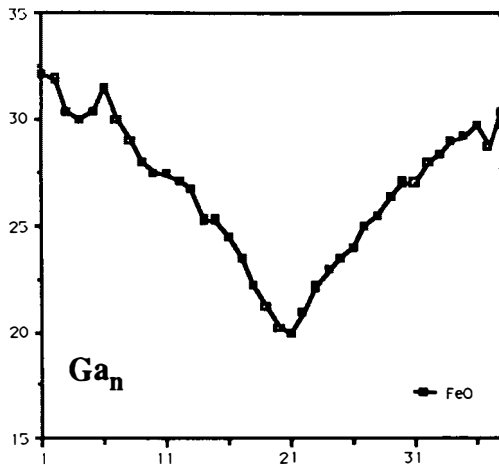
## 2. Sample preparation and analytical procedure

Chemical treatment and analytical techniques employed for Rb/Sr isotopic analysis closely follow those described

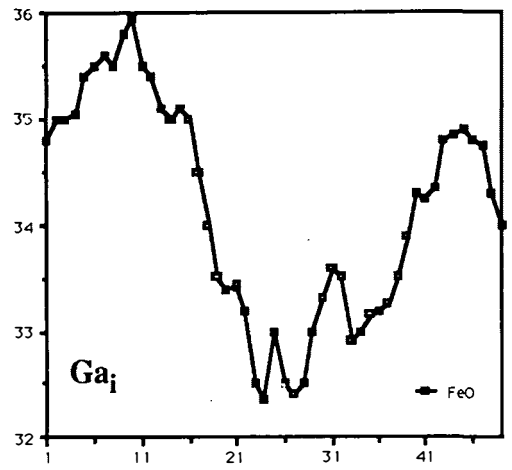
by THÖNI (1981, 1982). The grain sizes of the biotite concentrates analyzed varied between 150μ and 450μ. The constants used for the calculations follow the recommendations given by STEIGER & JÄGER (1977).

## 3. Results

In the northern Ötztal-Stubai Basement the data can be classified in two groups. The analytical results are shown in table 1. 3 out of 5 samples (ÖIII, ÖIV, ÖV) yield ages ranging from 260 ± 10.0 to 232 ± 9.0 my (see Fig. 2). The appearance of ages of ≤ 270 my may be related to slightly influenced pre-Alpine biotite by the Alpine event at temperature conditions of  $T_{\text{alpine}} = 300 \pm 20^\circ\text{C}$ . Sample ÖI



1.5 mm



1.3 mm

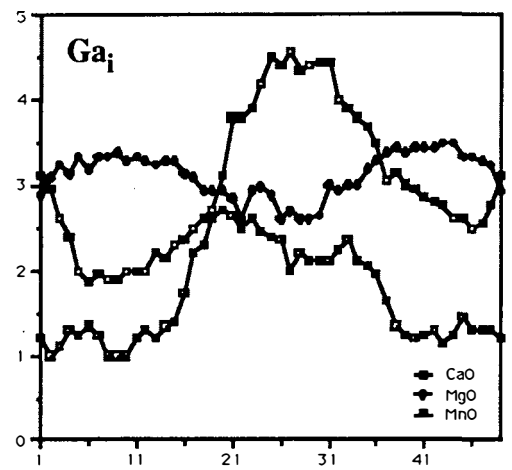
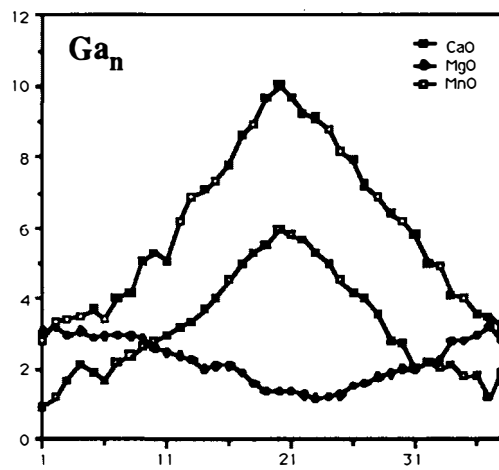


Fig. 3:

Zoning profile across garnets from metapelites from the northern kyanite zone. Note the increase of MnO and concomitantly decrease of FeO (wght-%, y-axis) at the outermost rim of  $ga_i$  compared to 'normal' zoned garnet  $ga_n$  (x-axis = number of measuring points, y-axis = wght-%)

Sample Nr.	Locality	$^{87}\text{Rb}$ (ppm)	$^{87}\text{Sr}$ rad (ppm)	Srtot (ppm)	%rad	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Ö I	Almindalm	160,000	0,426	5,180	56,460	346,000	1,631
Ö II	St. Sigmund	69,200	0,139	4,740	30,380	154,400	1,020
Ö III	Kühtai	311,000	1,150	2,720	91,450	2058,600	8,314
Ö IV	Silzer Sattel	404,000	1,487	4,100	89,220	1597,300	6,587
Ö V	Flauringer Alm	161,100	0,535	3,190	74,400	624,630	2,774
Ö III tot	Kühtai	61,400	0,372	47,290	10,290	13,420	0,792
Ö IV	Silzer Sattel	67,400	0,463	29,720	18,610	23,630	0,873

Table 1:  
Analytical results

as well as ÖII give  $187 \pm 7.5$  and  $141 \pm 8.0$  my respectively, indicating isotopic readjustment of pre-Alpine biotite ('mixed cooling ages') at alpine temperatures of 380-420°C (cf. THÖNI, 1981, 1982).

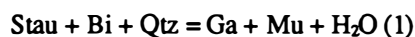
#### 4. Discussion

The Rb/Sr-radiometric age results on biotites and the deduced temperature variation is in good agreement with petrographic observations (ÖI, ÖII → Ctd-zone; ÖIII, ÖIV, ÖV → Stlp-zone) and microchemical data (variation of garnet zoning patterns, VELTMAN, 1986).

Based on mineral assemblages in amphibolitic rocks (recrystallization of amphiboles to actinolite + albite + epidote + quartz + chlorite ± biotite ± sphene, MOGESSIE (1984) suggested temperature conditions of 475°C–550°C related to late Hercynian cooling or possibly due to the Alpine overprint in the northern basement. Occurrence of biotite as a retrograde phase in northern Ötztal-amphibolites additionally confirms metamorphic conditions representing the transition zone between the upper greenschist and lower amphibolite facies.

As mentioned above, metapelitic rocks of the northern Kyanite-zone show hypidiomorphic garnet grains that are locally replaced by secondary chlorite at the rim and along cracks. Staurolite porphyroblasts within the same samples often exhibit similar replacement structures. The chemical zonation of these garnets ( $ga_i$ ) is characterized by Mn, Ca-enriched core compositions and Fe, Mg-enriched rims, similar to garnets ( $ga_n$ ) in the parageneses  $Ga_n$ -Stau-Bi (see fig. 3), representing Hercynian amphibolite facies conditions. However, contrary to  $ga_n$ , the chemical composition of  $ga_i$  shows an increase of Mn-concentration and a concomitant decrease in FeO at the outermost rim, reflecting different p,t-conditions. The interpretation of different zoning patterns within the framework of 'reaction-modelling' yields the following scheme on the nature and occurrence of prograde and retrograde reactions that have taken place in northern parts of the OeAK (cf. VELTMAN, 1986; PURTSCHELLER & VELTMAN, 1988 in prep.):

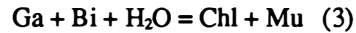
The zoning trend of  $ga_n$  may be related to the continuous reaction



at temperature conditions above the nominally KFMASH-discontinuous reaction



The equilibrium conditions for reaction (1) have been estimated in the pure KFMASH-system with 575°C, 620°C, and 680°C at pressure conditions varying between 5-7 kb (THOMPSON, 1976 b). It is proposed that the continuous AFM-reaction responsible for the formation of "inverse" (Mn)-garnet zoning patterns ( $ga_i$ ) at the outermost rim is (proceeding with decreasing temperature)



with end-member temperatures in the order  $(\text{TMn}) < \text{TFe} < \text{TMg}$ , at temperature conditions below reaction (2). Reaction (2), which actually is multivariant in natural systems due to additional components, is suggested to gradually release  $\text{H}_2\text{O}$  with increasing temperature conditions. Declining temperatures after the thermal climax of the Hercynian event will therefore lead to a local increase in  $a\text{H}_2\text{O}$  (cf. THOMPSON et al., 1977) and reaction (1) could proceed with falling temperature conditions. The occurrence of "inverse" zonation ( $ga_i$ ) and Mn-"bell shaped" trends ( $ga_n$ ) in the same thin section due to "small-scale equilibrium effects" confirms this interpretation.

Based on the geochronological data, amphibolite petrology, AFM-topologies observed in pelitic rocks and related garnet zoning patterns, the Hercynian metamorphism is proved to be polyphase P1, P2, and P3 corresponding to an early (HP?-MP/LT) greenschist facies metamorphism, a MP/HT-MT metamorphic episode and an LP-MP/MT event respectively. The results of this study indicate that the temperatures for the Alpine overprint did not exceed 380°C in the region around Kühtai. The occurrence of the above assemblage must therefore be related to slow Hercynian cooling during the final stages (P3) of the polyphase Hercynian event rather than representing the effects of the Cretaceous overprinting metamorphism at lower amphibolite facies conditions.

#### Acknowledgements

We would like to express our thanks to M. Thöni (Department of Geology, University of Vienna) for his help in preparing and analyzing the samples and the interpretation of results. Special thanks are due to Prof. W. Frank (Department of Geology, University of Vienna) for the use of his isotope laboratory and R. Tessadri and A. Mogessie (both Department of Mineralogy and Petrology, University of Innsbruck) for critically reviewing the manuscript. Field and laboratory support for this study were provided by the Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (project S 15).

## References

- DIETRICH, H. (1983): Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). - *TMPM*, **31**, 235–257, Wien.
- FRANK, W., KRÁLIK, M. et al. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 272–281, Vienna.
- HARRE, W., KREUZER, H. et al. (1968): Rb/Sr- und K/Ar- Altersbestimmungen an Gesteinen des Öztalkristallins (Ostalpen). - *Geol. Jb.* **86**, 779–826, Hannover.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Öztal Alpen). - *TMPM*, **28**, 31–34, Wien.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F., TESSADRI R. (1982): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Hohen Tauern (Öztal Masse, Schneebergerzug, Brennermesozoikum). - *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 95–113, Innsbruck.
- MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Öztal Alps, Tyrol, Austria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 42–46.
- MOGESSIE, A. (1984): Petrology and Geochemistry of the Öztal Stubai Amphibolites, Eastern Alps. - Ph.D.-Thesis, University of Innsbruck.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1985): Geochemistry of amphibolites from the Öztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). - *Chem. Geol.*, **51**, 103–113, Amsterdam.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. - *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 31, Padova.
- PURTSCHELLER, F. (1967b): Mineralzonen im Öztal-Stubai Altkristallin. - *Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Kl.*, **2**, 66–70, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Öztal-Stubai Altkristallins. - *TMPM*, **13**, 35–54, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Öztal und Stubai Alpen. - *Sammlung geologischer Führer*, **53**, Ed. Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- PURTSCHELLER, F. & VELTMAN, C.B. (in prep.): Garnet evolution in polymetamorphic metapelitic schist of the Öztal-Stubai Basement, Eastern Alps, Tyrol, Austria.
- SÖLLNER, F. & HANSEN B.T. (1987). "Pan-afrikanisches" und "Kaledonisches" Ereignis im Öztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. - *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 4, 529–569, Wien.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. - *EPSL*, **36**, 359–362.
- TESSADRI, R. (1981): Metamorphose am Ostende des Schneebergerzuges (Sterzing/Südtirol). - Ph.D.-Thesis, University Innsbruck.
- THOMPSON, A.B. (1976b): Mineral reactions in pelitic rocks II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase equilibria. - *Am. J. Sci.*, **276**, 425–454, New Haven.
- THOMPSON, A.B., LYTTLE, P.T. & THOMPSON, J.B., (1977): Mineral reactions and A-Na-K and A-F-M Facies types in the Gassetts schists, Vermont. - *Am. J. Sci.*, **277**, 1124–115, New Haven.
- 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**, 111–174, Wien.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 17–34, Wien.
- VELTMAN, C.B. (1986): Zur Polymetamorphose metapelitischer Gesteine des Öztal-Stubai Altkristallins. - Ph.D.-Thesis, University of Innsbruck.

### *Authors' address:*

*Dr. Christian Bouke Veltman, Univ.-Prof. Dr. Fridolin Purtscheller, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck*

received: Nov. 11, 1988

accepted: Dec. 12, 1988

## UMWELTGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GEBIET DER MÜLLDEPONIE AHRENTAL (INNSBRUCK, TIROL)

P. Tschaufeser, Innsbruck

Mit 6 Abbildungen und 13 Tabellen

**Zusammenfassung:** Südwestlich von Innsbruck im Gebiet der Mülldeponie Ahrental wurden umfangreiche geologische, geochemische und hydrochemische Untersuchungen durchgeführt.

Das Untersuchungsgebiet liegt am Westrand des altpaläozoischen Innsbrucker Quarzphyllits und läßt sich stratigraphisch in die Karbonat-Serizit-Phyllit-Serie einordnen. Diese Serie konnte aufgrund einer detaillierten geologischen und geochemischen Bearbeitung wiederum in Teilfaziesbereiche gegliedert werden.

Messungen am tektonisch stark beanspruchten und zerklüfteten Innsbrucker Quarzphyllit zeigen hauptsächlich steil einfallende (70-90°) Querklüfte, die sich in der Tiefe schließen oder durch Feinkornmaterial verfüllt werden.

Der Deponieuntergrund (Quartär) besteht zum größten Teil aus Lockergesteinen und organischem Material. Die unterste Schicht jedoch besteht aus max. 7m mächtigen tonigem Material (Seetone) mit einem kf-Wert von  $10^{-9}$ , welcher als Abdichtungsmaterial sehr gut geeignet ist.

Über den Deponiebereich verteilt wurden an 9 verschiedenen Probennahmepunkten Wasserproben (Sickerwässer, oberflächlich abfließende Dränagenwässer, Grundwasser und von der Deponie unbelastete "Vergleichswässer") über einen Zeitraum von 1 1/2 Jahren monatlich entnommen. Erwartungsgemäß liegen die unbelasteten Vergleichswässer bei allen Elementen deutlich unter dem Trinkwassergrenzwert. Die "Oberflächenwässer" zeigen eine Erhöhung der einzelnen Elementkonzentrationen gegenüber den unbelasteten Wässern. Die Sickerwässer hingegen sind stark an Schwermetallen bzw. Spurenelementen angereichert - ihre Konzentrationen überschreiten in vielen Fällen den Trinkwassergrenzwert um mehr als eine Zehnerpotenz. Die Konzentrationen der einzelnen Wasserproben unterlagen im Zeitraum der Probennahme z.T. großen Schwankungen. Einzelne Maxima und Minima lassen sich nicht korrelativ über die verschiedenen Probenentnahmestellen verfolgen.

Eine Trendanalyse zeigt jedoch, daß innerhalb der statistischen Annäherung im Verlauf von 18 Monaten die oberflächlich abgeleiteten Deponiewässer eine Konzentrationszunahme, die Sickerwässer hingegen eine Konzentrationsabnahme der einzelnen Elemente zeigen. Die unbelasteten Vergleichswässer lassen einen gleichbleibenden Trend erkennen. Die Ursachen dafür dürften auf die Vorgänge im Deponiekörper selbst bzw. auf die "Entstehung" der einzelnen Wässer zurückzuführen sein.

Mit Hilfe der Anzahl von signifikanten Korrelationen der jeweiligen Probennahmepunkte konnten diese Wechselwirkungen und Zusammenhänge näher aufgezeigt werden.

Ergänzend zur Wasseranalytik wurden an denselben Probennahmepunkten Soft-Sedimente entnommen. Die Ergebnisse zeigen ein dynamisches Geschehen im Stoffkreislauf der verschiedenen Elemente - in der Aufnahme und Abgabe der Metalle. Im Sediment deponierte Schadstoffe werden durch verschiedene Prozesse wieder gelöst und erneut verfrachtet, d.h. die ursprüngliche Annahme, nur mit Hilfe von feinkörnigen Sedimenten die allgemeine Belastung mit Schadstoffen zu ermitteln, hat sich wesentlich erweitert.

Eluationsversuche mit  $H_2O$  bidest., 0.1N HCl und  $HCl+HNO_3$  an abgelagertem Müll zeigen beim Übergang vom neutralen zum sauren Milieu folgendes Löslichkeitsverhalten:  $As < Cr < Pb < Cd < Ni < Cu < Zn$ .

Die Elementkonzentrationen der Bodenproben (aus dem rekultiviertem Teil der Deponie) liegen unter den vorgegeben Richtwerten, jedoch wird der natürliche Schwermetallgehalt bei einigen Elementen deutlich überschritten.

Die im Ahrental aufgebrauchten Klärschlämme liegen in ihren Metallkonzentrationen unter den vorgegebenen Grenz- und Richtwerten.



**Abstract:** Detailed geological, geochemical and hydrochemical analyses have been carried out in the waste deposit Ahrental southwest of Innsbruck.

The studied area is situated on the western margin of the old-Paleozoic Innsbruck Quartzphyllite, which could be subdivided by geological and geochemical investigations. Steep to vertical dipping joints are closed with increasing depth or are filled with fine-grained material.

The Quarternary base of the Ahrental deposit consists of up to 7 m thick lacustrine clays (kf-value:  $10^{-9}$ ) with very good sealing properties.

Water samples were taken monthly from 9 sample locations in the area of the waste deposit over a timespan of 18 months. Surface water samples show an enrichment of measured elements over non-polluted water, taken for comparison purposes and estimation of background values. Percolation waters show strong concentration of heavy metals resp. trace elements. In many cases their concentrations lie up to ten times higher than the limits given for drinking water.

During the 18 months of sampling large variations in the concentrations of individual water samples occurred. It has been shown that measured maximum and minimum values do not correlate within different sampling locations.

Based on statistical techniques (trend analysis) an increase in the concentration of the surficially drained waters and a decrease in the content of percolation waters has been proved over 18 months, while non-polluted waters show no trend variations. This might be due to different reactions in the waste body resp. to the genesis of the different waters. Based on the amount of significant correlations of individual samples, the interactions responsible for these effects have been redrawn.

Additionally, soft-sediments have been sampled and analyzed. The results show a dynamic fluctuation in the concentration of elements due to different solubility behaviour). This means, that the amount of pollutional effects cannot be elaborated by analyzing soft-sediments alone.

Several eluations with  $H_2O$  bidest., 0.1N HCl and HCl+ $HNO_3$  on deposited material have been run. The following solubility behaviour has been observed at the transition from the neutral to the acid milieu:  $As < Cr < Pb < Cd < Ni < Cu < Zn$ .

The concentrations of elements measured in soil-samples (taken from the re-cultivated parts of the waste deposit) are below the limits given by the Austrian norm. However, in some cases the contents are enriched compared to natural occurring values. Sludge that is re-deposited in the waste deposit Ahrental exhibits heavy-metal concentrations within the given limits in Austria.

## 1. Geologie

Die endgültige Lagerung von Abfällen hängt von der sorgfältigen Wahl geeigneter Deponiestandorte ab. Von den geogenen Kriterien sind es die geologischen und hydrologischen/ hydrogeologischen Faktoren, die entscheidend für die Wahl eines geeigneten Standortes sind.

Die Deponie Ahrental ist seit 1971 in Betrieb, jedoch soll durch umfangreiche geologische Standortuntersuchungen eine Eignung der Deponie für eine geplante Erweiterung auf höheren Niveaus des Talkörpers geprüft werden.

### 1.1. Geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet liegt im Westrand des Innsbrucker Quarzphyllits.

Der Innsbrucker Quarzphyllit wurde von HA-DITSCH & MOSTLER (1982) einer detaillierten Seriengliederung unterzogen, die eine Dreigliederung ermöglicht:

1. Quarzphyllit-Grünschieferserie im Ordovizium
2. Karbonat-Serizitphyllit-Serie im Silur
3. Schwarzschiefer-Karbonatserie vorwiegend im Devon

### 1.2. Lithologie

Der Innsbrucker Quarzphyllit im Ahrental läßt sich stratigraphisch in die Karbonat-Serizitphyllit-Serie einordnen, welche wiederum in Teilfaziesbereiche gegliedert werden kann.

1. der dunkle, eher massige, z.T. intern stark verfaltete und
2. der feingeschichtete helle Phyllit: diese beiden Typen unterscheiden sich makroskopisch vor allem durch den Feldspat- und Quarz- Gehalt;
3. der "Übergangstypus": dieser stellt einen Sammelbegriff für Serizit-Chlorit-Schiefer, Chlorit-Serizit-Schiefer und karbonatführende Chloritschiefer dar (aus

Übersichtsgründen wurde der Übergangstypus bei der geochemischen Bearbeitung als eine Einheit zusammengefaßt);

#### 4. der Kalk- und Dolomitmarmor.

Im Liegenden dieser Serie überwiegt vor allem der dunkle Phyllit, in den immer nur geringmächtige Lagen oder Linsen des hellen Phyllits, Übergangstypus und des Marmors zwischengeschaltet sind. Typisch ist, daß an den Ablöseflächen zum hellen Phyllit bzw. zu den Marmorlinsen oder den Marmorlagen immer wieder geringmächtige (cm- bis dm-Bereich) Lagen von Serizit-Chlorit-, karbonatführenden Chloritschiefern oder feinsten Serizit- und Talk - Lagen liegen. Zum Hangenden hin nehmen diese sandigen und karbonatreicheren Einschaltungen zu und enden in diesem Gebiet mit einem 50–100 m mächtigen Marmorcomplex.

#### Quartär (Deponieuntergrund):

Eine genaue Kenntnis des Untergrundes ist eine der Grundvoraussetzungen für die Errichtung einer Deponie, deshalb wurden im Deponiegebiet Ahrental mehrere Bohrungen durchgeführt.

Die unterste Schicht (max. 7 m) besteht aus tonigem Material (Seeton), der größte Teil aus Lockergesteinen (Sand, Kies) und organischem Material (Humus).

Die Seetone sind als Abdichtungsmaterial sehr gut geeignet, da die k-Werte (Durchlässigkeitsbeiwert) für Hausmülldeponien unter  $10^{-8}$  m/s liegen sollten und die Seetone einen k-Wert von  $10^{-9}$  m/s haben.

In den oberen Schichten können die Sickerwässer aufgrund des Materials jedoch ungehindert durchfließen und durch den Kontakt mit dem organischen Anteil erneut Lösungsvorgänge hervorrufen.

#### 1.3. Tektonik

Generell fallen die Schichten flach ein und sind intern leicht verfaultet (intensive Verfaltungen kommen nicht vor).

Der Karbonat-Serizitphyllit im Ahrental ist ein stark zerklüftetes System, wobei es oft sehr schwierig ist, das ursprüngliche Kluftsystem von einer jungen Hangtektonik (nacheiszeitliche Bewegungen) auseinanderzuhalten. In diesem Kluftsystem herrschen v.a. die NE-SW-Flächen und die NNW-SSE-Flächen (Streichrichtung) vor.

Die Erfassung der Klüfte war in bezug auf den Deponiestandort, v.a. für eine Erweiterung der Deponie auf ein

höheres Talniveau wichtig, da durch die Klüfte die Sickerwässer leicht entweichen könnten. Da das Kluftsystem hauptsächlich aus steil einfallenden (70-90°) Querklüften besteht, schließen sich diese in der Tiefe bzw. werden durch Feinkornmaterial verfüllt. Ein Entweichen der Sickerwässer wird dadurch erschwert.

#### 1.4. Mineralogie und Petrographie

Der Innsbrucker Quarzphyllit im Ahrental ist innerhalb der Grünschieferfazies retrograd metamorph (HADITSCH & MOSTLER, 1982). In der Karbonat-Serizitphyllit-Serie (v.a. in den hellen und dunklen Phylliten) tritt Chlorit als retrogrades Produkt auf (Biotit-Chloritisierung). HOSCHKE, KIRCHNER, MOSTLER & SCHRAMM (1980) nehmen aufgrund der Biotit-Chloritisierung eine mittlere Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies) an.

Der Hauptmineralbestand zeigt, daß die mineralogische Zusammensetzung sehr eintönig ist. Der Mineralbestand des hellen und dunklen Phyllits setzt sich hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas (Albit), Muskovit, retrogradem Chlorit, Biotit und Karbonat zusammen; im Übergangstypus konnte neben Quarz, Plagioklas (Albit), Muskovit, Karbonat, erstmals im Innsbrucker Quarzphyllit Talk nachgewiesen werden (optisch und röntgenographisch); Biotit wurde allerdings nicht beobachtet.

#### 1.5. Gesteins - Chemismus

##### Hauptchemismus:

Anhand des Modalbestandes lassen sich die einzelnen Typen bereits durch den Karbonatgehalt deutlich unterscheiden.

Diese Unterscheidung der einzelnen Typen kann man im ACF- und A'KF- Diagramm ebenfalls erkennen.

Im ACF-Diagramm (nach WINKLER, 1979) liegen die Gesteine im Feld der Kalke, Mergel (das entspricht den Marmoren und dem Übergangstypus), der Grauwacken (z.T. heller Phyllit) und der Tone (v.a. dunkler Phyllit und z.T. heller Phyllit). Auch im A'KF-Diagramm liegen die Phyllite (heller und dunkler Typus) nach WINKLER im Bereich der marinen Tone (Übergangstypus und Marmor werden hier nicht berücksichtigt).

Zusätzlich wurde in weiteren Diagrammen versucht, aufgrund des Pauschalchemismus eine Trennung der Typen herauszuarbeiten ( $Al_2O_3$ , FeO, MgO;  $Al_2O_3$ ,  $K_2O + Na_2O$ , FeO + MgO;  $Al_2O_3$ , CaO, FeO + MgO).

Es wird jedoch ersichtlich, daß die Differenzierung vor allem Ca-betont ist.

In Variationsdiagrammen ( $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ ;  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Alk} - \text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Alk} - \text{SiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{MgO}$ ;) wurde versucht, die Kalk-Serizitphyllit-Serie weiters zu untergliedern. Im Diagramm  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{MgO}$  können alle Typen dieser Serie deutlich voneinander abgegrenzt werden. Die Abgrenzung erfolgt vom dunklen Phyllit bis hin zum Marmor durch eine Abnahme von Aluminium und durch eine Zunahme von Calcium und Magnesium.

In den Diagrammen  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Alk} - \text{Al}_2\text{O}_3$  lassen sich die einzelnen Typen nicht mehr genau differenzieren, jedoch kann man einen Trend erkennen.

In den Diagrammen  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Alk} - \text{SiO}_2$  unterscheiden sich die "Phyllite" deutlich von dem Ca- und Mg-reicheren Übergangstypus und Marmor durch eine negative Korrelation (der helle und dunkle Phyllit sind in diesen Fällen chemisch ident).

#### Spurenelemente:

Wie bei den Hauptelementen wurde versucht, eine Differenzierung der einzelnen Typen mit Hilfe der Spurenelemente herauszuarbeiten und zusätzlich einen Rückschluß auf das Ausgangsmaterial zu bekommen.

Die Spurenelemente lassen in verschiedenen Variationsdiagrammen keine genaue Differenzierung zu, jedoch erkennt man in den meisten Diagrammen einen Trend der einzelnen Typen.

Eine gute Differenzierung der einzelnen Typen kann man mit Hilfe der Niggli - Parameter erkennen.

Die Spurenelementkonzentration in Metasedimenten wird hauptsächlich durch den Tonmineral- und Glimmergehalt in den ursprünglichen Sedimenten bestimmt. Der Niggli-Parameter (al-alk) [ $\text{Mol}\% (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ] ist ein Maß für Aluminium in Tonmineralen und Glimmern, da die Differenz (al-alk) in Albit und K-Feldspat Null ist. Dadurch erhält man eine positive Korrelation zwischen (al-alk) und jenen Spurenelementen, die im ursprünglichen Sediment vorhanden waren (SENIOR & LEAKE, 1978).

Diagramme, in denen die Spurenelementkonzentration gegen den Niggli-Parameter (al-alk) aufgetragen wurde, lassen eine deutliche Unterscheidung der einzelnen Typen erkennen.

#### Statistische Auswertung :

Die Haupt- und Spurenelemente wurden statistisch ausgewertet, um eine möglichst gesicherte Aussage über die Datenmengen, d.h. über deren kollektives Verhalten und nicht über das Verhalten jedes Einzelwertes, zu erhalten.

Bei den Hauptelementen kann man erkennen, daß sich alle 3 Typen (heller, dunkler Phyllit und Übergangstypus) signifikant ( $t=99\%$ ) bis wahrscheinlich signifikant ( $t=95\%$ ) (außer bei  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) voneinander unterscheiden.

Bei keinem Spurenelement unterscheiden sich alle 3 Typen signifikant voneinander. Einen signifikanten Unterschied zwischen hellem und dunklem Phyllit erhält man bei den Elementen Cu, Li, Mn, Ni und Zn, zwischen dem Übergangstypus und hellem bzw. dunklem Phyllit bei den Elementen Cd, Co, Cr und Sr. Cu und Ni unterscheiden sich nur signifikant voneinander zwischen dem Übergangstypus und dunklem Phyllit. Die Elemente As und Mn weisen in keinem Fall einen signifikanten Unterschied auf.

Statistisch gesehen kann eine Trennung aller 3 Typen hauptsächlich durch die Hauptelemente erfolgen. Bei den Spurenelementen können nur einzelne Elemente für die Trennung von jeweils 2 Typen herangezogen werden.

Weiters wurde versucht, durch die Einfachkorrelation von Hauptelementen, Spurenelementen, Haupt- mit Spurenelementen, eine Wechselbeziehung zwischen den Elementen in den einzelnen Typen herauszuarbeiten. Die Korrelationen lassen in den einzelnen Gesteinstypen kaum einen Trend erkennen. Es gibt wenig signifikante Korrelationen, die sich in allen 4 Typen wiederholen (was vielleicht als Unterscheidungsmerkmal der einzelnen Typen herangezogen werden könnte).

#### Background:

Der Gesteinschemismus spielt v.a. für die Wasseranalytik als Background-Wert generell eine wesentliche Rolle.

Durch Grundwasser- und Oberflächenabfluß oder Hangwässer werden die natürlich vorkommenden Elemente im Gestein gelöst und in den jeweiligen Wässern angereichert. So ist vor allem in Gebieten, deren Gesteine einen erhöhten Metallgehalt aufweisen, mit einer erhöhten Konzentration in den Gewässern zu rechnen. Allerdings haben die Gesteine im Untersuchungsgebiet als Background keinen wesentlichen Einfluß auf die Wasserelementkonzentrationen. So konnten z.B. durch die karbonatreicheren Einschaltungen des Übergangstypus oder durch die Marmorlinsen bzw. -schichten kaum erhöhte Ca-, Mg-

oder Sr - Werte in den unbelasteten Wässern festgestellt werden (siehe Kap. Wasseranalytik).

Diese Beobachtung deckt sich mit der Tatsache, daß geogen gebundene Elemente wesentlich stärker gebunden sind, als anthropogen gebundene Elemente.

Dies wird vor allem durch den Eluationsversuch (siehe Kap. Eluationsversuche) deutlich. Die "natürlichen" Wässer (Gallosbach und Zenzenhofquelle) zeigen weitaus niedrigere Konzentrationen als jene des mit bidest. Wasser ausgelaugten Mülls, obwohl die Festsubstanzen annähernd gleiche Ausgangskonzentrationen aufweisen.

## 2. Boden-, Sediment-, Klärschlamm- und Mülluntersuchung

### 2.1. Einleitung

An den verschiedenen Probenarten (Sediment aus Abwasserdränagen, Klärschlamm, Bodenproben, gemischt mit Klärschlamm und abgelagerten Müll) wurden die Konzentrationen mehrerer Spurenelemente bestimmt, da jede einzelne Probenart einen direkten (Sedimente, Müll) bzw. indirekten (Böden, Klärschlamm) Einfluß auf die untersuchten Wasserproben hat.

Der abgelagerte Müll hat vor allem wegen seiner Langzeitwirkung und der daraus resultierenden Gewässergefährdung die tiefgreifendsten Bezüge zur Umwelt.

Die Soft-Sedimente, in denen die Schwebstoffe zum Absatz kommen, sollen die Belastung des Gewässers wiedergeben und sind daher als Untersuchungsgrundlage sehr gut geeignet.

Neben den normal transportierten anthropogenen Schadstoffen werden biologisch aufgearbeitete Klärschlämme an das Environment zurückgegeben. Die Klärschlämme im Ahrental wurden mit unbelastetem Boden gemischt und zur Rekultivierung bzw. Deponieabddeckung verwendet.

Bei allen Probenarten kommt es, langfristig betrachtet, zu einer Remobilisierung und Umlagerung der enthaltenen Schadstoffe. Daher scheint es sinnvoll die einzelnen Probenarten zu untersuchen und auf ihr Mobilisierungsverhalten aufmerksam zu machen. Durch den Vergleich ihrer anorganischen Parameter sollen geeignete Faktoren zur Abschätzung ihres geogenen/anthropogenen Verhaltens gefunden werden.

Bei allen Probenarten ist, ausgehend von ihrer anorganischen Belastung die Mobilität bzw. Verfügbarkeit der einzelnen Metalle von wesentlicher Bedeutung. Die Re-

mobilisierung von Schwermetallen ist ein sehr komplexer Vorgang, dessen Ursachen auf mehrere Parameter zurückzuführen und abhängig von der jeweiligen Probenart sind.

### 2.2. Eluationsversuche

Aufgrund der Bohrung im "alten Deponieabschnitt" im Herbst 1986 wurde versucht, mit Hilfe von Eluationsversuchen einen Aufschluß über das Auslaugeverhalten abgelagerter Abfälle zu erhalten.

Die Bohrung wurde im bereits abgeschlossenen und rekultivierten Deponieabschnitt durchgeführt (Schüttung von 1977–1984). Die Proben wurden bis zu einer Tiefe von 18 m entnommen.

Die Bestimmung der Eluierbarkeit erfolgte nach dem DEV (Deutschen Einheitsverfahren) für Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchungen. Die Proben wurden mit bidestilliertem Wasser, 0.1N Salzsäure und Königswasser eluiert. Der Eluationsrückstand wurde mit der AAS auf die Elemente As, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb und Zn untersucht.

#### Auswertung der Daten:

##### Leaching mit HCl + HNO<sub>3</sub>:

Der Eluationsversuch mit Königswasser stellt auf Grund der stark lösenden Wirkung praktisch den Gesamtgehalt an Metallen dar.

Bei der Betrachtung dieser Ergebnisse muß davon ausgegangen werden, daß ein Teil der Elemente sicher schon ausgelaugt bzw. in tieferen Schichten adsorbiert wurde. Um einen ungefähren Vergleich zu erhalten, sind in Tab. 1 Messungen von "frischem" Müll und die Mittelwerte des Eluationsversuches mit dem Königswasser dargestellt. Außer Arsen zeigen im Eluationsversuch alle anderen Elemente geringere Konzentrationen für die Bohrproben der Deponie Ahrental.

Bei der Betrachtung der einzelnen Probennahmepunkte findet man die höchsten Konzentrationen, mit Ausnahme von Arsen, zwischen 7.10 m und 15.0 m. Auffallend ist, daß im Bereich des Grundwassers die Konzentrationen der einzelnen Elemente ansteigen (Probennahmpunkt 14).

##### Leaching mit 0.1N HCl:

Beim Eluationsversuch mit 0.1N HCl (pH=1) sind die Elementkonzentrationen erwartungsgemäß niedriger als beim Auslaugungsversuch mit Königswasser. Auch hier wird bei der Betrachtung der einzelnen Probennahmepunkte eine Konzentrationserhöhung zwischen 7.10 m und 15 m im Bohrprofil deutlich (mit Ausnahme von Arsen).

	Beispiel 1	Beispiel 2	Beispiel 3	Beispiel 4		Leaching mit HCl + HNO <sub>3</sub>		
				Wintermüll	Sommermüll	Ø-Wert	Min.-Wert	Max.-Wert
As	~1,5	< 2-20	n.a.	n.a.	n.a.	51,3	32	112,9
Cd	~ 40-50	2-14	5,6	2,9	4,1	2,9	1,07	7,36
Cr	2060-2810	5-100	170	n.a.	n.a.	90,6	13,8	239,8
Cu	411-532	120-210	300	250	200	115,2	17,2	359,7
Ni	n.a.	n.a.	270	n.a.	n.a.	26,4	11,7	51,3
Pb	~210-370	110-330	450	600	200	219	44,4	630,9
Zn	588-742	300-1000	1200	600	450	315,8	48,1	673,4

Tab.1:

Vergleich mit Leaching aq. regia; Bsp. 1, Bsp. 2: Mengen an anorganischen Schadstoffen im Hausmüll (aus TABASARAN, 1984); Bsp. 3: Untersuchungen aus Bohrkernen aus der Deponie Zaiserweiher (aus TABASARAN, 1984); Bsp.4: hochgerechnete Ergebnisse für Metalle im Gesamtmüll (aus DOBBERSTEIN, 1983)

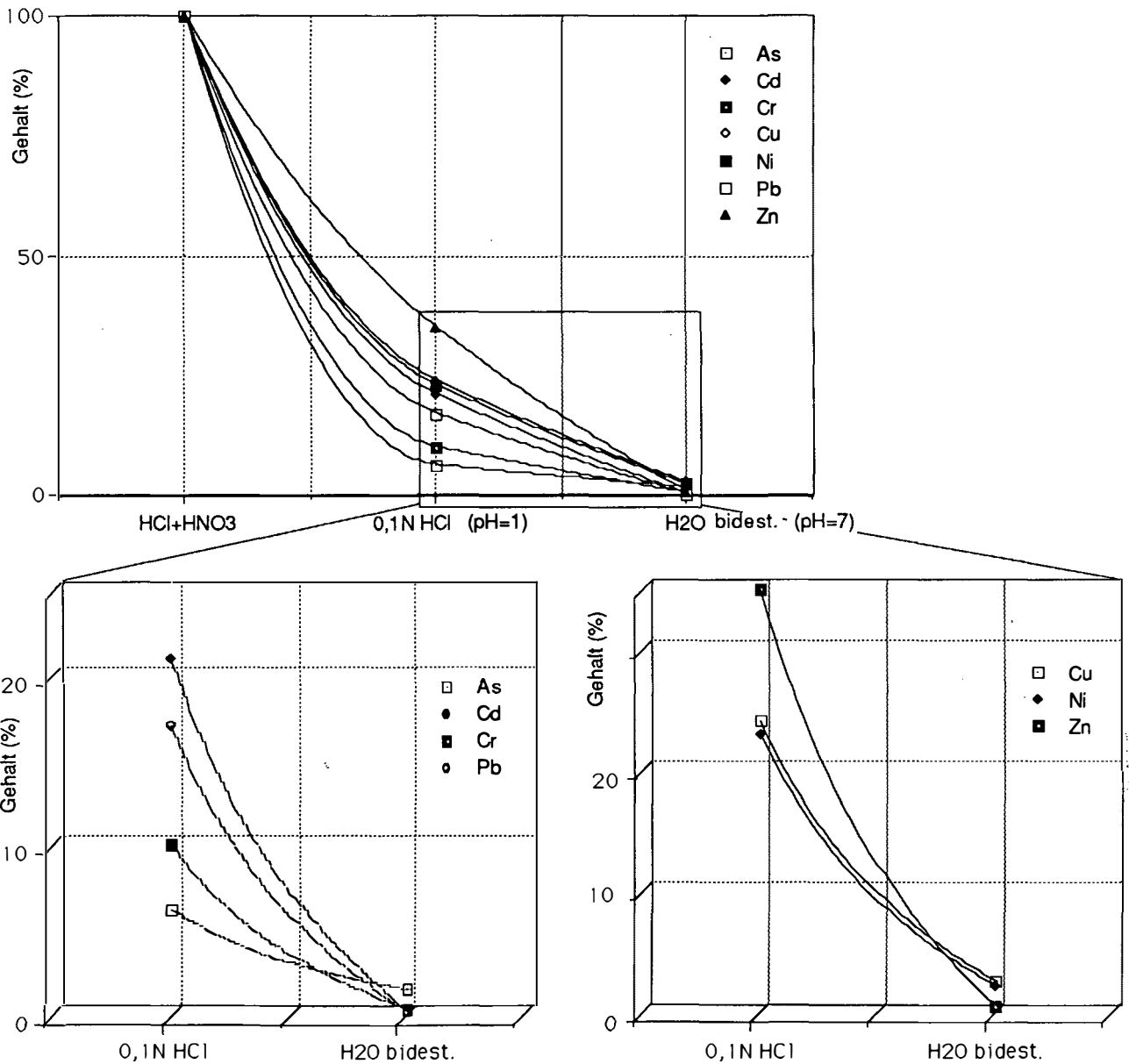


Abb. 1:

Löslichkeitsverhalten (berechnet nach dem Interpolationsverfahren nach STINEMAN) der einzelnen Elemente in Abhängigkeit von pH-Wert und Konzentration auf Grund der Elution des Mülls im Ahrental

### Leaching mit H<sub>2</sub>O bidest.:

Beim Eluationsversuch mit bidestilliertem Wasser kann man erkennen, daß unter "neutralen" Bedingungen, im Vergleich zur Gesamtkonzentration, kaum noch höhere Metallkonzentrationen ausgelaugt werden. Die Probenahmeplätze zwischen 9.50 m und 15 m zeigen im Vergleich zu den anderen Punkten dieses Eluationsversuches wiederum erhöhte Konzentrationen.

### **Migrationsbedingungen:**

Bei allen 3 Versuchen ist zu beobachten, daß die höchsten Konzentrationen im mittleren Teil des Bohrprofils auftreten. Die Ursache kann dahingehend interpretiert werden, daß im höheren Niveau der Deponie die Elemente ausgelaugt und in den mittleren Schichten adsorbiert wurden. Normalerweise würde man aufgrund des Auslaugungs- und Anreicherungsprozesses in den tiefsten Schichten des Bohrprofils die höchsten Konzentrationen erwarten. Jedoch sind ab einer Tiefe von 15 m die Konzentrationen im Gesamtgehalt und den einzelnen Eluationsversuchen deutlich geringer. Das heißt Desorption und Adsorption gehen nicht sukzessive ineinander über, sondern sind abhängig vom physikalisch-chemischen Milieu im Deponiekörper (siehe Kap. Deponietechnik) und dadurch bedingt vom geochemischen Verhalten der Elemente.

Das Verhalten der schadstoffhaltigen und toxischen Abprodukte bzw. deren Inhaltsstoffe sind innerhalb von Deponiestandorten von Migrationsfaktoren gesteuert. So werden die Vorgänge der Kontamination bzw. Eluation von folgenden Faktoren beeinflusst: Eigenschaften der Verbindungen, Ausgangskonzentration des Kontaminanten, Redox-Potential, pH-Wert und Temperatur.

Die Migration eines Elements ist somit abhängig von den Veränderungen des physikalisch-chemischen Milieus und der daraus resultierenden geänderten Oxidationszahl und Löslichkeit.

Redox-Potential und pH-Änderungen in wäßrigen Lösungen sind die wichtigsten Ursachen für eine Elementanreicherung (TAUCHNITZ, 1983) (der Faktor der pH-Wert-Senkung ist dabei wichtiger, als eine Veränderung des Redox-Potentials, FÖRSTNER & SALOMONS, 1984).

Die meisten Schwermetallionen bilden bei erhöhtem pH-Wert schwerlösliche Hydroxide, Oxide bzw. Oxidhydrate. Dagegen begünstigen saure Bedingungen die Migration der Metallionen. Metallfrachten im Sickerwasser sind geringer, wenn der pH-Wert des Sickerwassers größer als 7 ist.

Der Eh-Wert resultiert aus einer Vielzahl chemischer und biologischer Reaktionen. Durch diese Reaktionen bilden sich Komplexbildnerionen und Schwefelwasserstoff. Beide beeinflussen die Migration von Schwermetallionen. Bei geringem Eh-Wert fallen die Schwermetallionen als schwerlösliche Sulfide aus. Daraus kann gefolgert werden, daß bei Eh-Wert-Verringerung über Sulfidbildung die Schwermetallionenkonzentration in der Lösung kleiner wird. Liegen dagegen Bedingungen vor, die nicht von Sulfidbildung begleitet sind, kann durch entstehende Komplexbildner die Schwermetallionenkonzentration vergrößert werden (TAUCHNITZ 1983; CHERRY, 1984).

### **Löslichkeitsverhalten der Metalle in Müllproben der Deponie Ahrental:**

Aus dem Löslichkeitsverhalten beim Eluationsversuch der Metalle (Abb. 1) geht eindeutig hervor, daß eine Remobilisierung der Elemente in erster Linie bei pH < 7 eintritt. Am Kurvenverlauf des Stabilitätsdiagrammes (berechnet nach dem Interpolationsverfahren nach STINE-MAN) wird deutlich, daß das Verhalten der einzelnen Elemente, abhängig vom pH-Wert, sehr unterschiedlich ist. Einige Metalle bilden beim Übergang von reduzierenden zu oxidierenden Bedingungen bzw. vom neutralen zum sauren Milieu leichter lösliche Verbindungen und werden in den Interstitiallösungen angereichert. Die Elemente Zn, Cu und Ni sind z.B. deutlich schwächer festgelegt und dadurch mit abnehmendem pH-Wert leichter verfügbar. Die Elemente As oder Cr hingegen sind mit abnehmendem pH-Wert deutlich weniger leicht verfügbar. Die Ursache dafür kann sein, daß As bzw. Cr auch bei niederem pH-Wert in schwererlöslichen Verbindungen vorliegen.

Zum Vergleich sind in Tab. 2 die relativen Anteile (%) und der absolute Gehalt der Metalle dargestellt, die durch verschiedene Behandlungen des Mülls im Ahrental extrahierbar sind.

### **2.3. Klärschlamm**

Zur Deponieabdeckung bzw. zur Rekultivierung der Deponie Ahrental wird eine Mischung aus Klärschlamm und unbelastetem Boden verwendet. Durch das Aufbringen von Klärschlamm ist mit einer weitgehenden Metallanreicherung im Boden zu rechnen. Diese Anreicherung ist deshalb ernst zu nehmen, weil sie irreversibel ist. Der Boden kann im Gegensatz zum Wasser nicht mehr gereinigt werden.



	As	Cd	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Absoluter Metallgehalt (ppm)	51,3	2,9	90,6	115,2	26,4	219,0	315,8
0,1 N HCl (%)	6,24	21	10	24	23	17	35
H <sub>2</sub> O bidest. (%)	1,55	0,3	0,4	2,2	2,2	0,2	0,5

Tab. 2:

Absoluter Metallgehalt und relative Anteile der Metalle, je nach Eluationsversuch, in den Müllproben des Ahrentals

Die Klärschlammproben wurden am Deponieeingang abgelagert. Die Proben wurden dort von Oktober 1984 bis August 1985 stichprobenartig entnommen.

Klärschlamm wird v.a. wegen seiner hohen Gehalte an Nährstoffen, wie Stickstoff, Phosphor, Calcium und organischen Substanzen, als Bodenverbesserungsmittel verwendet (CONRADT, 1982). Jedoch gilt Klärschlamm nicht als Düngemittel, sondern unterliegt in den meisten Ländern dem Abfallbeseitigungsgesetz. Außer Nährstoffen werden dem Boden durch Verwendung von Klärschlamm z.T. erhebliche Mengen von Schadstoffen (v.a. Schwermetalle, sowie polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe) zugeführt.

Um eine kontrollierte Verwertung von Klärschlamm zu ermöglichen, unterliegt dieser bestimmten Grenz- bzw. Richtwerten.

Die im Ahrental aufgebrauchten Klärschlämme liegen in ihren Metallkonzentrationen unter den vorgegebenen Grenz- bzw. Richtwerten. In den Hauptelementen unterscheiden sie sich vor allem durch einen höheren Phosphor-Gehalt. Charakteristisch sind auch erhöhte Glühverluste, die sicher auf hohe Gehalte an organischen Verbindungen zurückzuführen sind.

#### 2.4. Boden

Die Böden wurden deshalb auf ihren Schwermetallgehalt hin untersucht, da der rekultivierte Teil der Deponie Ahrental für landwirtschaftliche Zwecke freigegeben wurde. Analog zu den Klärschlämmen gibt es bei den Böden Richtwerte, die bei einer landwirtschaftlichen Nutzung nicht überschritten werden sollten.

Die Bodenproben wurden über den ganzen rekultivierten Deponieabschnitt verteilt entnommen. Zur Rekultivierung wurde eine Schicht von mindestens 1.5 m Stärke aus bindigem Inertmaterial und darüber ein Klärschlamm - Bodengemisch von rund 0.3 m Stärke aufge-

bracht (pers. Mitt. Ing. Schmidt). Die analysierten Proben wurden aus dem Klärschlamm - Bodengemisch entnommen.

Die Elementkonzentrationen der Bodenproben liegen unter den vorgegebenen Richtwerten, jedoch wird der natürliche Schwermetallgehalt in Böden (Tab. 3) bei einigen Elementen (Cd, Cu, Cr, Hg, Pb und Zn) deutlich überschritten.

Element	BÖDEN (Bowen, 1979)	BÖDEN (El Bassam u. Dambroth, 1981)	Mittelwert d. Böden im Ahrental
Cd	0,35	0,1 - 1	0,49
Cr	70	2 - 50	82
Cu	30	1 - 20	77
Hg	0,06	0,1 - 1	1,38
Ni	50	2 - 50	46
Pb	12	0,1 - 20	44
Zn	90	3 - 50	355

Tab. 3:

Natürliche Schwermetallgehalte in Böden (nach CONRADT, 1982)

#### 2.5. Soft - Sedimente

Ein optimales Verfahren zur Untersuchung von Schadstoffexplorationen ist die Kombination von Sediment- und Wasseranalytik.

Sedimente sind geeignete Gradmesser für die Belastung eines Gewässers mit Spurenelementen und anderen Schadstoffen, da Wasser oft ein vielfach unklares Bild über das Ausmaß der Schadstoffbelastung ergeben (FÖRSTNER & MÜLLER, 1974).

#### Auswertung der Daten:

Durch das schichtweise Ablagern von Sedimenten, deren jede einzelne Schicht einer bestimmten Schadstoffbelastung entspricht, liefern die Analysen der Soft-Sedimente einen Mittelwert für die Verunreinigungen des Schwebguts über einen bestimmten Zeitraum hinweg.

Um einen Vergleich gegenüber den Wasserproben zu erhalten, wurde ein Teil der Sedimente an denselben Stellen entnommen wie die Wasserproben.

Um den "Verschmutzungsgrad" eines Gewässers durch die Schwermetallbelastung seiner Sedimente zu er-

fassen, muß der natürliche Metallgehalt festgestellt werden. Als Vergleichsbasis, mit praktisch weltweiter Gültigkeit, wurde der "Tongesteins - Standard" (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) als Background-Wert herangezogen. Zur Abschätzung der regionalen Verhältnisse wurden am Probenpunkt 4 (Gallosbach) "unbelastete" Bachsedimente entnommen.

Beim Vergleich der Bachsedimente (Probe 4) mit dem Tongesteins-Standard liegen die Konzentrationen der Bachsedimente deutlich unter dem Standard. Daraus kann man schließen, daß im Bachsediment keine anthropogene Belastung vorliegt und sich dieses ebenfalls sehr gut als Background-Wert eignet.

Von den Gewässern gelangen die Metalle in die Sedimente. In den feinkörnigen Fraktionen findet vor allem eine starke Anreicherung schwerlöslicher und schwerabbaubarer Verbindungen statt. Dieser Vorgang wird als "Geoakkumulation" bezeichnet (MÜLLER, 1986).

Für die Beurteilung der Schwermetallbelastung eines Sediments kann der Geoakkumulations-Index (Tab. 4) herangezogen werden. Dieser Index baut auf die Background-Werte auf.

I <sub>geo</sub>	Igeo-Klassen	Sedimentqualität
>0	0	praktisch unbelastet
> 0 - 1	1	unbelastet - mäßig belastet
> 1 - 2	2	mäßig belastet
> 2 - 3	3	mäßig - stark belastet
> 3 - 4	4	stark belastet
> 4 - 5	5	stark - übermäßig belastet
> 5	6	übermäßig belastet

Tab. 4:

Geoakkumulationsindex, I<sub>geo</sub> - Klassen, und daraus abgeleitet Bezeichnung für die Sediment - Qualität (nach MÜLLER, 1986)

Für die Errechnung des Geoakkumulationsindex (I<sub>geo</sub>) gilt somit folgende mathematische Beziehung (MÜLLER, 1986):

$$I_{geo} = \log_2 \frac{C_n}{B_n \cdot 1,5}$$

C<sub>n</sub> = gemessene Konzentration des Elements im Sediment  
 B<sub>n</sub> = geochemischer Background des Elements

Die Berechnung des Geoakkumulationsindex ist auf die Tonfraktion (2 µ) der Sedimente ausgerichtet. Jedoch kann er sicher auch als Richtwert für die Belastung der Soft-Sedimente (0.140mm) angesehen werden.

Alle Sedimente haben einen Geoakkumulationsindex von >0 (= I<sub>geo</sub> - Klasse 0). Das heißt, daß alle gemessenen Sedimente "praktisch unbelastet" sind.

Die Probenpunkte 1, 2 und 6 entsprechen Sedimenten aus leicht belasteten, oberflächlich austretenden, Deponiesickerwässern, der Probenpunkt 9 entspricht einem Sickerwassersediment.

Ausgehend von der Wasserbelastung, würde man im Verhältnis zum Background-Wert in den jeweiligen Sedimenten ebenfalls deutlich erhöhte Konzentrationen erwarten. Beim Vergleich der unbelasteten Sedimente mit den "belasteten Sedimenten" fällt auf, daß die einzelnen Elementkonzentrationen kaum voneinander abweichen, z.T. sogar geringere Konzentrationen aufweisen als der Background-Wert (Tab.5). Normalerweise würde man eine kontinuierliche Zunahme der Probennahmepunkte 1, 2 und 6 (Abb. 2) bzw. in den Sickerwassersedimenten deutlich erhöhte Konzentrationen erwarten.

Ausgegangen wurde von der Annahme, daß das Verhältnis Sediment/Wasser unabhängig von der Belastung annähernd gleich bleibt (d.h. je geringer die Wasserbelastung, umso geringer die Sedimentbelastung u.u.). Jedoch lassen die Elemente ein bestimmtes Verteilungsmuster im Anreicherungsfaktor der einzelnen Probennahmepunkte erkennen.

So nehmen die Verteilungskoeffizienten (Metallgehalt in den Feststoff- und Lösungsphasen) der meisten Elemente mit zunehmender Wasserbelastung deutlich ab. Man kann in dieser Anordnung der Verteilungskoeffizienten eine Reihenfolge der "Bindungsfestigkeit" der einzelnen Metalle an die Feststoffe in den Wässern erkennen.

Dieses Verteilungsmuster wird vor allem bei der Betrachtung der oberflächlich austretenden Deponiesickerwässer und deren Sedimente deutlich. Die Wasser- und Sedimentproben wurden in einem bestimmten Abstand voneinander bzw. vom Deponiekörper entfernt entnommen (Abb. 2).

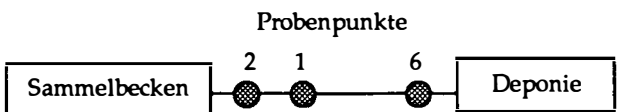


Abb.2:

Schematisierte Darstellung der Entnahmestellen der oberflächlich austretenden Deponiesickerwässer und deren Sedimente

Element	Probenpunkt 4			Probenpunkt 2			Probenpunkt 1			Probenpunkt 6			Probenpunkt 9		
	Sediment	Wasser	AF	Sediment	Wasser	AF	Sediment	Wasser	AF	Sediment	Wasser	AF	Sediment	Wasser	AF
As	8,2	0,025	328	8,02	0,031	259	8,02	0,039	206	6,69	0,044	152	6	0,158	38
Cd	0,32	0,0019	168	0,23	0,002	115	0,23	0,018	13	0,21	0,0023	91	0,228	0,0049	47
Co	11,66	0,006	1943	15,09	0,008	1886	15,09	0,009	1677	15,35	0,008	1919	10,43	0,05	209
Cr	45,83	0,003	15277	68,07	0,008	8509	68,07	0,018	3782	58,17	0,044	1322	41,4	0,421	98
Cu	15,03	0,02	752	20,57	0,07	294	20,57	0,05	411	37,83	0,05	757	16,19	0,08	202
Li	22,95	0,02	1147	21,51	0,04	538	21,51	0,05	430	33,49	0,07	478	28,17	0,6	47
Mn	307,04	0,03	10235	547,37	0,46	1190	547,37	0,29	1887	610,74	0,06	10179	684,18	0,14	4887
Ni	24,22	0,008	3028	24,46	0,027	906	24,46	0,026	941	43,39	0,087	499	22,07	0,454	49
Pb	20,44	0,007	2920	38,1	0,054	706	38,1	0,036	1058	48,96	0,044	1112	35,74	0,114	314
Sr	223,02	0,31	719	205,32	0,61	337	205,32	0,7	293	219,95	0,56	392	292,31	0,62	471
Zn	64,9	0,08	811	124,96	0,22	568	124,96	0,37	338	170,73	0,28	610	77,89	0,459	170
Background - Wert			an der Oberfläche austretende Deponiewässer und ihre Sedimente									Sickerwasser und-sedimente			

→  
zunehmende H<sub>2</sub>O - Belastung

Tab. 5:

Mittelwerte der Sediment- und Wasseranalysen der einzelnen Probennahmepunkte; alle Angaben in ppm; AF (Anreicherungs faktor bzw. Verteilungskoeffizient) zwischen dem Metallgehalt in den Feststoff- und Lösungsphasen

Während man im Wasser bei den meisten Elementen eine deutliche Zunahme der Konzentration vom Probenpunkt 2 zum Probenpunkt 6 erkennen kann, so verhalten sich die Konzentrationen im Sediment bei den meisten Elementen umgekehrt (Abb. 3).

Daraus folgt, daß ein dynamisches Geschehen im Stoffkreislauf der verschiedenen Metalle - in der Aufnahme und Abgabe der Metalle - zu verzeichnen ist; d.h. daß die Metalle in unterschiedlichster Weise mit ihrer Umgebung (Wasser-Sediment) in Wechselwirkung treten (HELLMANN & GRIFFATONG, 1972). Die von außen eingetragenen Metalle gehen sicher nicht linear zu einer Bindungsform im Sediment über, sondern richten sich nach Optimierungsverhalten auf verschiedenen Phasen aus (DOLEZEL, 1986).

Die Gründe der geringen Belastung bzw. Anreicherung von Metallen in den Sedimenten können somit auf die unterschiedlichsten Ursachen zurückgeführt werden. Im folgenden wird nur sehr kurz auf einige dieser Ursachen eingegangen, da detaillierte Aussagen komplexere Untersuchungen erfordern würden.

Die Annahme, daß eine Sättigungskonzentration erreicht wurde, kann aufgrund des geringen Geoakkumulationsindex und der Vergleichswerte zum Background-Wert ausgeschlossen werden.

Durch Milieuveränderungen (z.B. pH- und Eh-Wert) können die Metalle freigesetzt (Remobilisierung) bzw. in eine Form übergeführt werden, in der sie in Lösung gehen (siehe Kap. Eluationsversuche). Zusätzlich liegen die anthropogenen Metalle meist in Bindungsformen vor, die weit weniger stabil sind als die geogenen Bindungsformen, und daher wieder leicht in Lösung gehen (MÜLLER, 1985).

Andere Komponenten werden zwar in Lösung eingebracht, gehen jedoch sehr rasch in die Feststoffphase über und sind im wäßrigen System nur sehr schwer nachzuweisen. Dieser Prozeß kann sehr gut bei Quecksilber verfolgt werden. Quecksilber konnte in den "Oberflächen- und Sickerwässern nicht nachgewiesen werden, jedoch ist es in den Sedimenten angereichert. Quecksilber wird durch organische und sulfidische Bindungen im Sediment permanent fixiert (LAMMERZ, 1984).

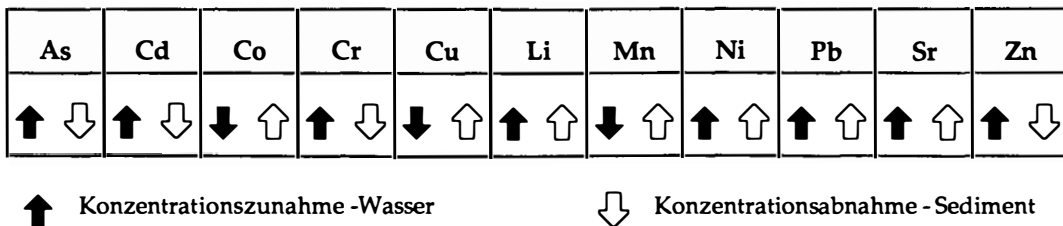


Abb.3:

Vergleich der Konzentrationszu- bzw. -abnahme vom Probenpunkt 2 (weniger stark belastet) zum Probenpunkt 6 (stärker belastet) im Wasser und im Sediment

Weiters dürfen im System Wasser/Sediment die Schwebstoffe nicht vernachlässigt werden. Aufgrund des geringer werdenden Verteilungskoeffizienten (bei zunehmender Wasserbelastung) im System Wasser/Sediment kann man einen "Puffereffekt" der Schwebstoffe nicht ausschließen, d.h. die Metalle werden in den Schwebstoffen transportiert (deren Ablagerung wiederum abhängig von der Fließgeschwindigkeit ist).

Im Sediment deponierte Schadstoffe werden durch verschiedene Prozesse wieder gelöst und erneut verfrachtet, d.h. die ursprüngliche Annahme, nur mit Hilfe von feinkörnigen Sedimenten die allgemeine Belastung mit Schadstoffen zu ermitteln, hat sich wesentlich erweitert.

### 3. Wasseranalytik

Von März 1984 bis August 1986 wurden, an 9 verschiedenen Stellen im Deponiebereich verteilt, monatlich Wasserproben entnommen. Da eine sichere Aussage über die Zusammensetzung eines Abwassers eine mengenproportionale Abwasserentnahme über eine bestimmte Zeiteinheit erfordert. Abwasser kann von der Menge her als auch in seiner Zusammensetzung starken Schwankungen unterworfen sein. Die sogenannte "Schöpfprobe" stellt deshalb nur eine Momentaufnahme eines Abwassers dar und kann deshalb nicht als Bewertungsgrundlage für die Berechnung der Schadeinheiten dienen (HEIN, 1981).

Die einzelnen Probennahmepunkte setzten sich aus Oberflächen- bzw. Dränagewässern, Sickerwässern und "Vergleichswässern" (=unbelastetes Quell- und Bachwasser, Autobahnabwasser) zusammen.

Die Wasserproben wurden auf die Elemente As, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Sr und Zn atomabsorptionsspektrometrisch analysiert.

#### 3.1. Entnahmestellen

Probenpunkt 1, Probenpunkt 2, Probenpunkt 6 ("Oberflächenwasser"):

Punkt 1, Punkt 2 und Punkt 6 (sie werden im folgenden als "Oberflächenwasser bezeichnet) sind Abwässer, die in schalenförmigen Betondrainagen am Wegrand von der Deponie bis zum Sammelbecken abgeleitet werden. Diese Abwässer sind oberflächennahe Sickerwässer der Mülldeponie, werden aber durch Niederschläge und Zuflüsse unbelasteter Gewässer zum Teil verdünnt.

Die Oberflächenwässer wurden in verschiedenen Abständen voneinander, bzw. vom Deponiekörper entfernt, entnommen.

Probenpunkt 3 ("Zenzenhofquelle"):

Die Zenzenhofquelle wird in der Quellstube auf Kote 760.35 gefaßt. Das Überwasser mündet in einem Weidenbrunnen an der Talsohle aus, wo die Probe entnommen wurde.

Probenpunkt 4 ("Gallosbach"):

Der Gallosbach wird auf der Höhenkote 790.38, durch ein betoniertes "Tiroler Wehr" mit einem anschließenden Sandfang gefaßt. Er führt Oberflächenwässer aus der Mittelgebirgsterasse Iglis-Patsch.

Die Proben wurden beim "Tiroler Wehr" entnommen.

Probenpunkt 5 ("Autobahn - Trockenlauf"):

Der Trockenlauf befindet sich am südlichen Beginn des Ahrentales.

Hier werden die auf der Brenner-Autobahn im Bereich zwischen Europabrücke und südlichem Beginn des Ahrentales anfallenden Hangwässer bzw. bei Niederschlag anfallenden Oberflächenwässer in halbschalenförmigen Betondrainagen bis zum Sandfang abgeleitet und gefaßt.

Die Proben wurden am Sandfang entnommen.

Probenpunkt 7, Probenpunkt 9 ("Sickerwasser"):

Die im Deponiebereich anfallenden Sickerwässer (durchschnittlicher Anfall von 0.75 l/sec = 65m<sup>3</sup>; pers. Mitt. von Dipl.-Ing. Schmidt) werden in längs der Talmitte verlaufenden Sickerwasserdrainagen gefaßt.

Die Sickerwasserdrainage endet ungefähr 100 m vor dem Vorratsbunker, und wird von dort in halbschalenförmigen Betondrainagen in das Sammelbecken geleitet.

Die Probe 9 wurde direkt aus der Sickerwasserdrainage, die Probe 7 vor dem Sammelbecken entnommen.

Probenpunkt 8:

Hier wurde nicht an einem konstanten Punkt, sondern an verschiedenen Stellen im Deponiegebiet "noch nicht versickertes" Wasser entnommen.

Grundwasser (Sonde 2):

Die Sonde liegt im nördlichen Teil des Ahrentales (Höhenkote 709.6). Laut Sondenplan weist sie eine Tiefe von 25.2 m auf.

#### 3.2. Auswertung der Daten

**Allgemeiner Teil:**

Beim Vergleich der Konzentrationen kann man, je nach Herkunft der Wässer, deutlich die unterschiedlichen Gehalte der einzelnen Entnahmestellen erkennen. Demnach erhält man einen angenäherten Vergleichsmaßstab für die

Belastung der Vergleichs-, Oberflächen- und Sickerwässer:

Die unbelasteten Vergleichswässer (Punkt 3 und Punkt 4) liegen bei allen Elementen deutlich unter dem Trinkwassergrenzwert.

Die Oberflächenwässer (Punkt 1, Punkt 2 und Punkt 6) zeigen eine Anreicherung der einzelnen Elementkonzentrationen gegenüber den unbelasteten Gewässern; jedoch liegen die meisten Mittelwertkonzentrationen unter dem Trinkwassergrenzwert, nur Einzelwerte weisen erhöhte Konzentrationen (über dem Grenzwert) auf.

Bei den Oberflächenwässern ist auffallend, daß die meisten Elementkonzentrationen der jeweiligen Probenahmeplätze mit zunehmendem Abstand von der Deponie abnehmen (vorwiegend ab 1985); dies wird u.a. bei der Betrachtung der Mittelwerte deutlich.

Die Sickerwässer (Punkt 7 und Punkt 9) sind erwartungsgemäß stark an Schwermetallen bzw. Spurenelementen angereichert. Ihre Konzentrationen überschreiten in vielen Fällen den Trinkwassergrenzwert um mehr als eine Zehnerpotenz, nur Cd und Zn sind im Vergleich zu den anderen Elementen nicht so stark angereichert.

Um einen Anhaltspunkt über den Grad der Verunreinigung zu erhalten, sind in Tab.6 Sickerwasseranalysen der Deponie Georgswerder (BRD) und ein zusammengefaßter Durchschnittswert von Sickerwässern, dargestellt (GÖTZ, 1984). Aus der Tabelle kann man entnehmen, daß die Sickerwässer der Mülldeponie Georgswerder viel geringer belastet sind, jedoch entsprechen die "Literatur - Durchschnittswerte" eher denen des Ahrentales (Probe 7 und Probe 9).

### Trendanalyse:

Ausgangspunkt dieser Untersuchungsreihe ist die Annahme, daß sich die Konzentrationen der einzelnen Elemente der untersuchten Wässer im Verlauf eines bestimmten Zeitraumes verändern, d. h. daß sich ein bestimmter Trend der Elementkonzentrationen erkennen läßt.

Im Zeitraum der Probennahme (März 1984 - August 1985) läßt sich tabellarisch bzw. graphisch kein eindeutiger Trend erkennen (die Konzentrationen unterliegen hier z.T großen Schwankungen). Mit mathematisch/statistischen Methoden wurde versucht ein Trend zu errechnen. Das Ergebnis wurde in Abb. 4 in Form von Pfeilen dargestellt, die eine Zu- bzw. Abnahme der Konzentration in einem bestimmten Zeitraum symbolisieren sollten.

Weiters soll dabei beachtet werden, daß es sich hier um einfaches statistisches Modell handelt, daß keine weiteren beeinflussenden Faktoren, wie z.B. Niederschlag, Verdunstung, Abfluß usw. in der Auswertung berücksichtigt wurden.

Bei der Betrachtung der einzelnen Elemente verschiedener Probenahmeplätze (x - Richtung) in Abb. 4 fällt auf, daß nur die Elemente Co, Li, Ni, Sr, Mg und Zn einen einheitlichen Trend aufweisen. Die restlichen Elemente zeigen für einzelne Probenahmeplätze unterschiedliche Tendenzen.

Daher wurde weiters versucht, auf die einzelnen Probenahmeplätze (y - Richtung) einzugehen, da bei den Wässern gleicher Herkunft dieselben Tendenzen erkennbar sein müßten.

Erwartungsgemäß sind die Tendenzen der meisten Elemente in den unbelasteten Vergleichswässern (Punkt 3 und Punkt 4) gleichbleibend (die Zu- und Abnahmen bei einigen Elementen liegen in einem sehr geringen Konzen-

	S 1	S 4	S 6	S 7	Literatur Ø Wert	Probe 7- Ø Wert	Probe 9- Ø Wert
Mn	2,20	3,34	0,60	0,88	10,40	0,45	0,14
Pb	0,013	0,028	0,008	0,004	0,139	0,240	0,114
Cd	0,0013	0,0003	0,0019	0,0010	0,0070	0,0086	0,0049
Cr	0,007	0,005	0,019	0,010	0,400	0,370	0,421
Cu	0,024	0,018	0,002	0,006	0,071	0,130	0,080
Ni	0,016	-	0,071	0,037	0,201	0,373	0,454
Hg	-	0,001	0,0007	n.n.	-	-	-
Zn	0,088	0,061	0,012	0,020	2,960	1,280	0,459
As	0,009	n.n.	0,002	0,020	0,252	0,305	0,158

Tab. 6:

Vergleich von Sickerwasseranalysen der Mülldeponie Georgswerder (S1-S7) mit denen des Ahrentales

trationsbereich und können somit vernachlässigt werden). Dadurch bestätigen sich die Vergleichswässer wiederum als Background-Werte.

Die Oberflächenwässer setzen sich aus Punkt 1, Punkt 2 und Punkt 6 zusammen. Bei näherer Betrachtung von Punkt 6 auf Abb. 4 fällt auf, daß die meisten Elemente (insgesamt 10) über den Zeitraum der Untersuchung eine steigende Tendenz aufweisen. Je weiter der Probenpunkt von der Deponie entfernt ist, umso mehr nehmen die steigenden Tendenzen ab. Punkt 1 hat 6 steigende Trends und Punkt 2 hat nur mehr 1 steigenden Trend, was womöglich auf Verdünnung (z.B. durch Niederschlag, Zuflüsse), auf geochemische Reaktionen bzw. auf Wechselwirkungen der Elemente mit den Schwebstoffen zurückzuführen ist.

Diese Beobachtung läßt sich auch beim Vergleich der gemessenen Konzentrationen (v.a. beim Vergleich der Mittelwerte) in den meisten Fällen nachvollziehen. Je weiter der Probenpunkt von der Deponie entfernt ist, umso mehr nehmen die Konzentrationen (bzw. Schwermetallbelastungen) der einzelnen Elemente in einem bestimmten Verhältnis ab ( bzw. zu).

Darum soll bei der zu Anfang gestellten Frage nach einer Zu- bzw. Abnahme der Konzentration in einem bestimmten Zeitabschnitt - bei den Oberflächenwässern - nur der Probenpunkt 6 herangezogen werden, da er aus vorher genannten Gründen, gegenüber den anderen Probenpunkten, am wenigsten "beeinflusst" ist.

Hier nehmen innerhalb von 18 Monaten die Konzentrationen der meisten Elemente (As, Ca, Cd, Cr, Li, Mg, Mn, Na, Ni und Pb) zu, nur die Elemente Co, Cu und K zeigen eine gleichbleibende Tendenz.

Der Probenpunkt 5 (Autobahnabwasser) zeigt ebenfalls unterschiedliche Trends. Dies weist darauf hin, daß das Wasser an diesem Punkt auf jeden Fall anthropogen beeinflusst wird, da man sonst gleichbleibende Tendenzen erwarten könnte.

Derselbe Vergleich wurde auch bei den Sickerwässern (Punkte 7 und 9) durchgeführt. Die Probe 9 wird direkt aus dem Sickerwasserrohr, die Probe 7 ungefähr 100 m weiter entfernt, jedoch an der Oberfläche abfließend, entnommen. Bei der Probe 7 fällt auf, daß alle Elemente einen abnehmenden Trend aufweisen (außer Co und Ni)

Probennr. Element	1	2	3	4	5	6	7	9	7*
As	↑	↓	↓	↑	↓	↑	↓	↓	↓
Ca	↓	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓
Cd	↓	↓	↓	↓	↓	↑	↓	↑	↑
Co	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Cr	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓
Cu	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	↓
K	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Li	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↑	↑
Mg	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↑	↑
Mn	↓	↓	↓	↓	↓	↑	↓	↑	↑
Na	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↑	↑
Ni	↑	↑	↓	↑	↑	↑	↑	↑	↑
Sr	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Pb	↓	↓	↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓
Zn	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓

↑ zunehmender Trend    ↓ abnehmender Trend    ↓ gleichbleibender Trend

Abb. 4:

Trendanalyse der einzelnen Probennahmepunkte im Zeitraum von März 1984 bis August 1986; Punkt 7\* entspricht der gleichen Probenanzahl wie 9



		1	2	3	4	5	6	7	9
As	Min - Max	0,004-0,174	0,006-0,104	0,003-0,035	0,002-0,093	0,003-0,54	0,005-0,212	0,01-1,32	0,064-0,389
	Mittelwert	0,039	0,031	0,014	0,025	0,061	0,044	0,305 (0,149)	0,158
Ca	Min - Max	44-370	24-370	38-87	48-99	0-167	52-174	17-208	17-600
	Mittelwert	96	114	63	62	89	91	87 (54,3)	97
Cd	Min - Max	0,0002-0,008	0,0002-0,009	<0,0001-0,004	<0,0001-0,061	<0,001-0,009	0,0001-0,0144	0,0003-0,06	0,0004-0,0162
	Mittelwert	0,018	0,002	0,001	0,0019	0,0016	0,0023	0,0086(0,004)	0,0049
Co	Min - Max	<0,001-0,067	<0,001-0,042	0	<0,001-0,009	<0,001-0,002	<0,001-0,042	0,009-0,118	0,019-0,097
	Mittelwert	0,009	0,008	0	0,006	0,002	0,008	0,045 (0,045)	0,05
Cr	Min - Max	<0,001-0,051	<0,001-0,023	<0,001-0,004	<0,001-0,009	<0,001-0,009	<0,001-0,247	<0,001-0,74	0,004-1,1
	Mittelwert	0,018	0,008	0,002	0,003	0,003	0,044	0,37 (0,37)	0,421
Cu	Min - Max	0,02-0,09	0,02-0,21	<0,01-0,07	<0,01-0,04	0,02-0,06	<0,01-0,17	0,03-0,4	0,02-0,16
	Mittelwert	0,05	0,07	0,03	0,02	0,03	0,05	0,13 (0,10)	0,08
K	Min - Max	4,2-129	2,6-61	1,3-11	1,9-24	3,3-10	3,1-1070	440-1944	510-1764
	Mittelwert	42,2	17,45	2,6	4,3	6,1	101,7	1105,9(1056)	1124,5
Li	Min - Max	<0,01-0,15	0,01-0,08	<0,01-0,05	<0,01-0,07	0,01-0,05	0,01-0,47	0,33-1	0,44-0,75
	Mittelwert	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,07	0,65 (0,60)	0,6
Mg	Min - Max	18-48	9-57	15-23	18-36	16-46	17-61	58-754	58-450
	Mittelwert	30	26	19	23	28	33	296 (217)	241
Mn	Min - Max	<0,01-3,5	<0,01-2,9	<0,01-0,04	<0,01-0,05	<0,01-0,08	<0,01-0,22	0,07-1,75	0,08-0,38
	Mittelwert	0,29	0,46	0,2	0,03	0,03	0,06	0,45 (0,17)	0,14
Na	Min - Max	9-160	8-66	<1-53	5-63	14-88	11-1200	400-1309	780-1600
	Mittelwert	63	31	13	13	34	126	868 (849)	919
Ni	Min - Max	0,003-0,095	0,002-0,085	<0,001-0,019	<0,001-0,025	0,002-0,068	0,001-0,680	0,108-0,91	0,210-0,96
	Mittelwert	0,026	0,027	0,004	0,008	0,014	0,087	0,373 (0,450)	0,454
Sr	Min - Max	0,20-5,50	<0,1-3,40	0,10-0,60	0,20-0,50	0,36-1,50	0,27-1,60	0,41-1,45	0,38-0,75
	Mittelwert	0,7	0,61	0,22	0,31	0,54	0,56	0,86 80,68)	0,62
Pb	Min - Max	0,003-0,24	0,007-0,21	0,001-0,008	0,001-0,025	0,002-75	0,002-0,160	0,019-0,790	0,011-0,25
	Mittelwert	0,036	0,054	0,003	0,007	6,738	0,044	0,24 (0,247)	0,114
Zn	Min - Max	0,06-1	0,03-0,73	<0,01-0,20	<0,01-0,5	<0,01-0,57	0,02-2,4	0,1-6,25	0,07-1,05
	Mittelwert	0,37	0,22	0,05	0,08	0,1	0,28	1,28 (0,512)	0,459

Tab. 7:

Minimum, Maximum und Mittelwert der einzelnen Probennahmepunkte; die Punkte 1 - 9 stellen die Probennahmepunkte dar; Punkt 1, 2 und 6 = Oberflächenwässer; Punkt 3 und 4 = unbelastete Vergleichswässer; Punkt 7 (die in Klammer angeführten Zahlen entsprechen dem Mittelwert bei der gleichen Probenanzahl von 9) und 9 = Sickerwässer; alle Angaben in ppm;

und die Probe 9 unterschiedliche Tendenzen zeigt. Dies verleitet zu der Annahme, daß dieses "Ergebnis" auf denselben Grund, wie bei den Oberflächenwässern (Verdünnung, geochemische Reaktionen usw.), zurückzuführen ist.

Jedoch muß hier berücksichtigt werden, daß wir hier eine unterschiedliche Anzahl von Probenentnahmen haben. Da jedoch nur ein Vergleich mit gleicher Probenanzahl signifikant ist, wurde der Trend von Probe 7 (auf Abb. 4: 7\*) mit der gleichen Probenanzahl wie von Probe 9 berechnet.

Dabei zeigen 11 Elemente bei den Proben 7 und 9 den gleichen Trend. Dieses Ergebnis wird noch deutlicher beim Vergleich der Mittelwerte der einzelnen Elementkonzentrationen (Mittelwert der Probe 7 hat die gleiche Probenanzahl wie Punkt 9). Die Mittelwerte dieser beiden Proben sind fast immer gleich oder unterliegen nur z.T. geringen Schwankungen (Tab. 7). Deshalb kann angenommen werden, daß sich der Chemismus zwischen den beiden Entnahmepunkten nicht ändert bzw. nur minimalen Abweichungen unterliegt.

Durch dieses Verhalten kann wiederum angenommen werden, daß die Elemente von Probe 9, auf einen Zeitraum von 18 Monaten gesehen, dieselben Trends aufweisen, wie sie primär in Probe 7 errechnet wurden. Das heißt, daß alle Elemente, außer Ni und Co, im Verlauf von 18 Monaten einen abnehmenden Trend aufweisen.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß innerhalb der statistischen Annäherung im Verlauf von 18 Monaten die oberflächlich abgeleiteten Deponiewässer eine Konzentrationszunahme der einzelnen Elemente, die Sickerwässer hingegen eine Konzentrationsabnahme, zeigen.

Die Ursachen dafür dürften auf die Vorgänge im Deponiekörper selbst bzw. auf die "Entstehung" der Oberflächenwässer bzw. der Sickerwässer zurückzuführen sein.

Die Sickerwasserzusammensetzung ist eine Funktion bio- und geochemischer Vorgänge in der untersten Schicht einer Deponie, während die Zusammensetzung der Oberflächenwässer von allem von den Vorgängen in den oberen ("jungen") Schichten abhängig ist (KAYSER, 1979).

Die Konzentrationszu- oder -abnahme, bzw. der Trend kann somit auf die verschiedenen Zersetzungsstufen im Deponiekörper zurückgeführt werden (siehe Deponietechnik).

## 4. Beschreibung der Elemente

### 4.1. Alkalien und Erdalkalien

#### Natrium und Kalium:

Einwertige Kationen wie Na und K treten müllspezifisch auf und greifen in die Sorptionskomplexe der Böden ein bzw. sind charakteristische Parameter für die Lösungsmöglichkeiten im Deponiekörper (GÖTZ, 1984).

Eine bedeutende Erhöhung kann bei der Wasseraufbereitung infolge einer Enthärtung durch Ionenaustausch erfolgen.

Bei der Verunreinigung eines Wassers durch Abfallstoffe sind Kalium und Natrium zugleich mit den Chlorid-Ionen erhöht; und zwar ist in solchen Fällen der K-Gehalt höher als der Na-Gehalt (HÖLL, 1979). Diese Anreicherung an Na und K ist auch bei den Oberflächen- und Sickerwässern deutlich zu verfolgen (Abb. 5).

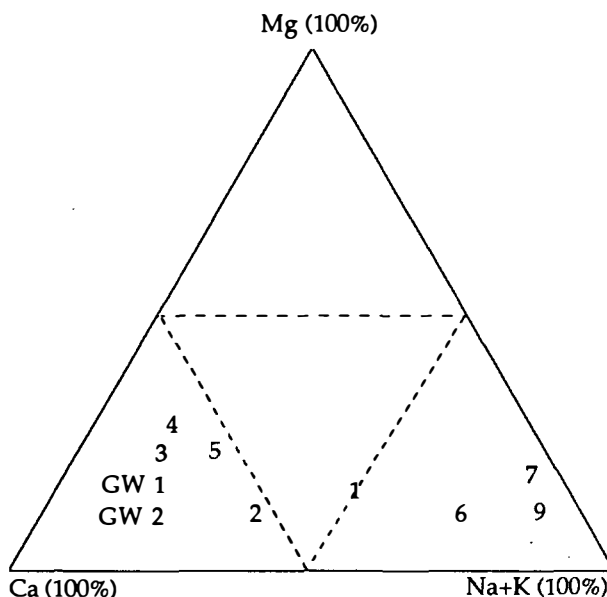


Abb. 5 :

Das Konzentrationsdreieck zeigt eine deutliche Zunahme der Alkalien mit zunehmenden "Verschmutzungsgrad". Die Punkte 1 - 9 stellen die Probenentnahmepunkte dar; GW = Grundwasser

Im Grundwasser sind leicht erhöhte Na- und K-Konzentrationen (Tab. 8) zu erkennen. Normalerweise haben Grundwässer einige bis maximal 50mg Na/l und K ist nur mit 1-2mg/l in reinem Grundwasser vorhanden. Bei höheren Werten ist eine Verunreinigung durch den Deponiekörper zu vermuten, wenn nicht, geologisch bedingt (z.B. Salze), erhöhte Na- und K-Werte vorliegen (HÖLL, 1979).

Die Annahme einer Kontamination des Grundwassers durch den Deponiekörper wird v.a. bei Vergleich älterer Daten (siehe Grundwasserhärte) bzw. durch den Vergleich belasteter und unbelasteter Grundwasserdaten deutlich (Tab. 8). Weiters zeigen auch die Cl-Gehalte im Grundwasser erhöhte Werte (Mitt. Inst. für Hygiene, Univ. Innsbruck).

	Na	K	Ca	Mg
Grundwasser Ahrental 1985	51	13,5	240	53
Werte eines unbelasteten Grundwassers	8,5	1,2	100	5,4
durch Hausmüll belastetes Grundwasser	121	51	173	45
durch Bauschutt belastetes Grundwasser	23	2,8	209	13

Tab. 8:

Grundwasservergleichswerte der Alkalien und Erdalkalien (nach KERNDORFF et al., 1985)

Beim Autobahnabwasser wäre vor allem in den Wintermonaten eine erhöhte Salzkonzentration durch die Straßensalzung zu erwarten. Eine erhöhte Konzentration ist v.a. bei Natrium (Nov. 1984 - Feb. 1985) deutlich erkennbar.

#### Calcium und Magnesium:

Diese Elemente wurden gemessen, um weitere Aussagen über die Wasserhärte bzw. über den Salzgehalt treffen zu können.

Auch bei den Elementen Ca und Mg ist eine deutliche Konzentrationsänderung mit zunehmender Kontamination bzw. Verschmutzung zu erkennen (Abb. 5).

#### Gesamthärte der einzelnen Wässer:

Der Härtegrad der Wässer wurde mit Hilfe von Umrechnungstabellen (DIN 19640) ermittelt (HÖLL, 1979):

$$\begin{aligned} 1\text{mg Ca}^{2+}/\text{l} &= 0,1399^\circ\text{d} \\ 1\text{mg Mg}^{2+}/\text{l} &= 0,2306^\circ\text{d} \\ 1^\circ\text{d} &= 7,14\text{ mg Ca}^{2+}/\text{l} = 10,0\text{ mg CaO}/\text{l} \\ 1^\circ\text{d} &= 4,28\text{ mg Mg}^{2+}/\text{l} = 7,9\text{ mg MgO}/\text{l} \end{aligned}$$

Probennummer	1	2	3	4	5	6	7	9
Ca/Mg-Verhältnis	20	22	13,4	13,9	19	20,3	80,7	72

Tab. 9:

Gesamthärte der einzelnen Probenentnahmepunkte

Die Ergebnisse sind in den Tab. 9 und 10 dargestellt. Unter Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse gelten Wässer mit mehr als 25°dH im allgemeinen als verunreinigt. Eine "Verhärtung" des Grund-, Sicker- und Oberflächenwassers kann aus Mülldeponien erfolgen, wobei 3 wesentliche Reaktionen beachtet werden müssen:

(1) Durch die Auslaugung der Mülldeponie durch Regen- oder Hangwasser werden große Mengen an CO<sub>2</sub> (freie Kohlensäure) freigegeben, die durch Fäulnis der Pflanzenbestandteile (besonders im Sommermüll) entstanden sind. Dies führt zu einer Verhärtung des Grund- bzw. Sickerwassers durch die Bildung von Hydrogencarbonat (SCHWEDT & SCHNEPEL, 1981; HÖLL, 1979). Es folgt eine Kalkaufnahme nach der Gleichung:



(2) Durch die Ionenaustauschreaktion zwischen 1-wertigen und 2-wertigen Kationen kommt es ebenfalls zu einer Aufhärtung durch den Austrag der ursprünglich im Boden gebundenen Ca- und Mg-Ionen (dadurch ändern sich wiederum die Löslichkeitsverhältnisse).

(3) Beim Abbau der organischen Matrix durch intermediär auftretende Säuren können die Lösungsvorgänge im Abfall selbst und im karbonathaltigen Untergrund erhöht werden.

Die Wasserhärte kann unter Umständen als Verschmutzungsindikator dienen. Häufig zeigt sich in verunreinigten Gewässern nicht nur eine Erhöhung der Härte, sondern auch ein gestörtes Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>-Verhältnis. Normalerweise befindet sich viel mehr Ca in einer Lösung als Mg; der Quotient Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup> beträgt in nicht verunreinigten Gewässern etwa 4-5 : 1 (HÜTTER, 1984).

Tab. 11 zeigt, daß sich die Ca-Verhältnisse je nach Verschmutzungsgrad ändern; aus den Verhältnissen der Elemente untereinander kann man Aussagen über die Belastung bzw. den Verschmutzungsgrad machen.

Auffallend ist, daß sich die Verhältnisse Ca/Mg bei den Vergleichs- und Oberflächenwässern nur geringfügig ändern. Eine deutliche Änderung des Verhältnisses ist beim Sickerwasser festzustellen.

	Sonde 1			Sonde 2				
Probennahme	1979	1980	1981	1979	1982	1983	1984	1985
Gesamthärte DHG	19,41 (10)	19,83 (7)	19,12 (4)	24,45 (2)	41,17 (4)	42,5 (5)	42 (3)	46 (2)

Tab. 10:

Gesamthärte des Grundwassers im Zeitraum von 1979 bis 1985 (Grundwasserwerte von 1979 bis 1983, Institut f. Hygiene, Univ. Innsbruck)

Probennummer	1	2	3	4	5	6	7	9	GW
Ca/Mg-Verhältnis	3,2:1	4,3:1	3,3:1	2,7:1	3,2:1	2,8:1	1,3:1	1,2:1	4,5:1

Tab. 11:

Ca/Mg - Verhältnisse der einzelnen Probenwässer

Beim Verhältnis der Erdalkalien zu den Alkalien wird der Unterschied zwischen den anthropogen belasteten und geogenen Wässern noch deutlicher erkennbar (Tab. 12).

Probennummer	1	2	3	4	5	6	7	9	GW
Erdalkalien/Alkalienverhältnis	1,2:1	2,8:1	5,2:1	4,9:1	2,9:1	0,5:1	0,3:1	0,2:1	4,6:1

Tab. 12:

Beim Verhältnis der Erdalkalien zu den Alkalien wird der Unterschied zwischen den anthropogen belasteten und geogenen Gewässern deutlich.

Das Ionenverhältnis der Erdalkalien zu den Alkalien zeigt bei niedrigen Werten (0.2:1) anthropogene Belastung und verschiebt sich bei unbelasteten Gewässern bis auf ein Verhältnis von 5:1. BODEN et. al. (1980) erhielt für belastete Gewässer ein Ionenverhältnis von 1:1, bei unbelasteten verschob es sich bis auf 7:1.

Beim Vergleich der Grundwasserhärte (Tab. 10) bzw. der Ca/Mg - Verhältnisse (Tab. 11) oder der Erdalkalien/Alkalien - Verhältnisse (Tab. 12) der unbelasteten Gewässer mit dem Grundwasser wird deutlich, daß die Carbonate des Innsbrucker Quarzphyllits keinen wesentlichen Beitrag als Background-Wert leisten (siehe Kap. Background).

#### Lithium:

Lithium ist im Gegensatz zu Natrium und Kalium weniger reaktionsfähig und weniger löslich (i.F. von Salzen). Der

Grund dafür ergibt sich aus dem kleineren Radius des Li-Atoms.

Die Lithiumkonzentrationen der unbelasteten Vergleichswässer (Background-Werte: 0.02ppm) liegen deutlich unter den Konzentrationen der Oberflächen- und Sickerwässer. Im Grundwasser ist der Li-Gehalt (0.09ppm) leicht erhöht.

#### Strontium:

Sr<sup>2+</sup> ist ein inaktives Element und begleitet das Calcium in kleinen Mengen (HÜTTER, 1984).

Die Background-Werte liegen zwischen 0.22 und 0.31 ppm und sind im Vergleich zum Grundwasser (1ppm) relativ niedrig. Der erhöhte Sr- Gehalt im Grundwasser steht sicher im Zusammenhang mit der Erhöhung der Wasserhärte. So kann der erhöhte Strontium - Gehalt z.T. auf Lösungsvorgänge im Deponiekörper selbst ( v.a. durch Auslaugung von Bauschuttmaterial), aber auch auf die Auslaugung von Strontium, das ursprünglich im Boden gebunden war (siehe Calcium, Magnesium), zurückgehen.

#### 4.2. Metalle

##### Kupfer:

Kupfer kommt in natürlichen Wässern nur in Form von Spuren vor. Die Werte der unbelasteten Vergleichswässer liegen zw. 0.02 und 0.03 ppm (Grenzwert: 0.05 ppm).

Kupfer wird von sauerstoffreichen und stark aggressiven Wässern angegriffen und gelöst. In hartem Wasser wird das gelöste Kupfer als basisches Salz oder Hydroxid abgeschieden (HÖLL, 1979), in fauligem Abwasser häufig als Sulfid (LOUB, 1975).

In weichem Wasser ist die Toxizität von Kupfer stärker, wird jedoch durch gelöste Salze vermindert (LOUB, 1975).

Metallisches Kupfer ist ungiftig. Jedoch sind Kupferverbindungen (Sulfate, Karbonate) toxisch. In wäßrigen Lösungen fallen Kupferverbindungen bei einem pH-Wert von 5.3-6 aus, daher sind sie in einem schwach sauren, neutralen und alkalischen Milieu nicht beständig (ABDUL-RAZZAK, 1974).

Der pH- Wert des Sickerwassers liegt im schwach alkalischen Bereich, d.h. daß Kupfer kaum als Sulfat bzw. Karbonat ausgeschieden wird, sondern bevorzugt als basisches Salz, Hydroxid oder Sulfid.

Weiters wird Kupfer bevorzugt durch feste Bestandteile im Wasser (Schwebstoffe, Suspensionspartikel, Makromoleküle) adsorbiert und nur ein sehr kleiner Prozentsatz des Kupfers bleibt in Lösung (abhängig von pH-Wert, suspendierendem Material, konkurrierenden Kationen, der Anwesenheit von Liganden und von den Fe/Mn-Oxiden). Dies dürfte auch die Ursache für die geringen Konzentrationen in den Oberflächen- und Sickerwässern, sein.

#### Zink:

Zn<sup>2+</sup> kommt ebenfalls in natürlichen Wässern als Spurenmittel vor (die Background- Werte im Ahrental liegen zwischen 0.05 und 0.08ppm). Auch die Mittelwertkonzentrationen der Oberflächen- und Sickerwässer überschreiten den Grenzwert (2 ppm) nicht.

Metallisches Zink ist ungiftig, jedoch lösen weiche kohlensäurehaltige (pH < 7), chlorid-, sulfat- oder nitrat-haltige Wässer das Metall, sodaß Konzentrationen von 5 ppm vorliegen können. Je weicher das Wasser ist, umso toxischer ist das Zink.

Zink wirkt außerdem reduzierend. Bei längerer Stagnation des Wassers wird daher v.a. Nitrat zu Nitrit reduziert, wobei Zink in Lösung geht (HÜTTER, 1984).

In hartem Wasser ist es als Zinkkarbonat völlig unlöslich.

Auffallend ist, daß bei den Oberflächenwässern die Zinkkonzentrationen, mit zunehmender Entfernung von der Deponie, nicht konstant zu- bzw. abnehmen (Tab. 7). Bei einer Änderung des physikochemischen Verhaltens des Wassers zeigt Zink eine unterschiedliche Bindung an Partikel bzw. Schwebstoffe. So können 10 - 78% des gesamten Zinks an Schwebstoffe gebunden sein. (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Die hohen Zinkwerte im Grundwasser (7.6–23.3 ppm) sind sicher z.T. durch Korrosionserscheinungen am Sondenrohr bedingt.

#### Cadmium:

Das Element Cadmium ist diadocher Vertreter von Zink. Die stabile Form von Cadmium in natürlichen Wässern ist Cd (+2) (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Cadmium-Verbindungen sind v.a. gefährlich wegen ihrer Toxizität, Langlebigkeit (die biologische Halbwertszeit beträgt 30 Jahre (WELZ, 1974)) und Bioakkumulation (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Besonders weiche Wässer mit niedrigerem pH-Wert (schon leicht verdünnte Säuren) wirken cadmiumlösend. Eine Mobilisation des Cadmiums aus Sedimenten kann durch konkurrierende Ionen, durch Abnahme des pH-Wertes, organische Komplexbildner und Redoxreaktionen möglich sein. Sind keine ausfällenden Anionen vorhanden, so wird Cd (+2) an Suspension befindliche Feststoffe oder an organische Komplexe gebunden und in dieser Form transportiert. (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Normale Wässer binden mehr Cadmium als Wässer, in denen erhöhte Salzkonzentrationen vorkommen. Der Grund dafür ist, daß die Bindungskomponenten dieser Wässer unterschiedliche Molekülgrößen aufweisen (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Die Probennahmepunkte 1 bis 6 und das Grundwasser liegen im Mittelwert deutlich unter dem Trinkwassergrenzwert (0.005 ppm). Die Sickerwässer liegen erwartungsgemäß mit 0.009 und 0.005 ppm (im Mittelwert) höher als die Oberflächen- und Vergleichswässer (Tab. 7).

#### Chrom:

Bei Chrom ist die Toxizität abhängig von der elektrochemischen Wertigkeit (SCHWEDT & SCHNEPEL, 1981): Chrom (III)-Verbindungen sind relativ ungefährlich, während Chrom (VI)-Verbindungen stark toxisch wirken.

Chrom kommt hauptsächlich im Partikelstadium (67-98%) in den Abwässern vor. Der Großteil der gelösten Fraktion (97-99%) kommt in Form von Chrom (III) vor; das toxische Chrom (VI) macht in den Abwässern weniger als 1% vom Gesamtchrom aus. (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Chrom wird hauptsächlich in fester Phase (in Suspension) transportiert, da es vor allem im neutralen Wasser eine geringe Mobilität aufweist.

Im sauren Medium kann Chrom in Lösung gehen und in Form von Chromatin transportiert werden. Im alkalischen Milieu ist es unbeständig (ABDUL-RAZZAK, 1974).

Weiche Wässer verstärken die Giftwirkung von Chrom.

Die Vergleichswässer und das Grundwasser (Tab. 7) liegen deutlich unter dem Grenzwert (0.05 ppm). Die Oberflächenwässer zeigen eine deutliche Anreicherung gegenüber den Background-Werten. Vor allem wird bei den Oberflächenwässern eine Abnahme des Chrom-Gehalts mit zunehmendem Transportweg deutlich (0.044–0.018–0.008 ppm). Diese Abnahme kann z.T. auf einen Übergang des Chroms in eine feste Phase und z.T. auf Verdünnung zurückgeführt werden. Die Sickerwässer sind wiederum bis auf das 200-fache gegenüber den Vergleichswässern angereichert.

### Mangan:

Mangan ist neben Eisen das am wenigsten giftige Schwermetall (LOUB, 1975).

Der Grenzwert von Mangan liegt bei 0.05 ppm. Ab 0.05 ppm kommt es zu einer Geschmacksbeeinträchtigung, Trübung und Ablagerung.

Gelöste Manganverbindungen (u.a. Permanganat) haben eine große toxikologische Bedeutung (jedoch bleibt das Permanganat aus verschiedenen Gründen kaum längere Zeit erhalten) (LOUB, 1975).

#### Fe/Mn - Verhältnis im Grundwasser:

Auffallend ist, daß im Grundwasser die Mangankonzentrationen über dem Grenzwert (0.05 ppm) liegen. Die Ursache dafür ist, daß Mangan in der Reduktionszone erhöht vorkommt. Das heißt, Mangan wird im Reduktionsmilieu (Sauerstoffmangel, freiwerdendes  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) { "reduziertes Grundwasser" } leicht gelöst (HÜTTER, 1984). Anhand der Beziehung zwischen Mangan und Eisen kann die Beweglichkeit der Ionen im Grundwasser verdeutlicht werden (Abb. 6).

Die Ausschaltung der oxidierenden Komponenten und die Erniedrigung des pH- Wertes bedingen ein Milieu, in dem Mangan und Eisen in Lösung gebracht werden (AL-AZAWI & EBHARDT, 1983). Dieses reduzierende Milieu im Grundwasserbereich weist auf eine Beeinflussung durch den Deponiekörper hin und wird durch die erhöhte Gesamthärte (z. T. durch denselben geochemischen Vorgang entstanden) im Grundwasser bestätigt.

Tab. 7 zeigt, daß die Mittelwertkonzentrationen von Mangan (dasselbe Verhalten zeigt Calcium) bei den Oberflächenwässern mit zunehmendem Transportweg bzw. mit zunehmender Entfernung vom Deponiekörper zunehmen (0.06–0.29–0.46 ppm). Die gemessenen Sedimente dage-

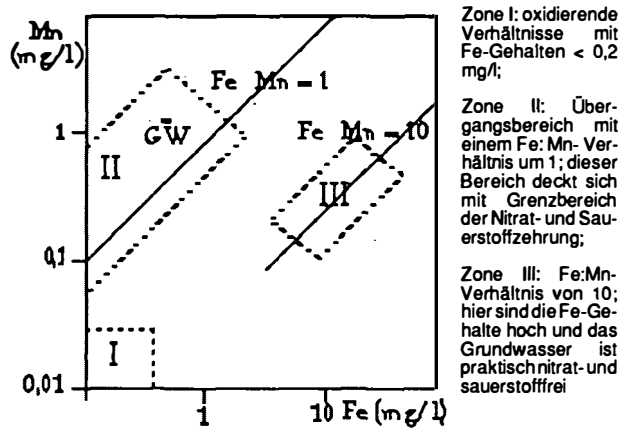


Abb. 6:

Eisen-Mangan-Diagramm (nach AL-AZAWI & EBHARDT, 1983)

gen zeigen eine Abnahme der Konzentration (610–547 ppm) mit zunehmender Entfernung vom Deponiekörper (siehe Kap. Soft-Sedimente). Für die relativ geringeren Manganwerte kann eine teilweise Remobilisierung aus den Sedimenten unter anaeroben Verhältnissen eine Rolle spielen (BARTELT & FÖRSTNER, 1977). Die Zunahme des Mangangehalts ist somit auf eine Änderung dieses geochemischen Prozesses zurückzuführen.

### Kobalt und Nickel:

Die Konzentrationen von Nickel und Kobalt sind wiederum abhängig von den konkurrierenden Prozessen, wie Fällung, Sorption, Komplexbildung mit organischen und anorganischen Liganden. Ni zeigt bei der Sorption an Partikel sehr verschiedene Verhaltensweisen. So ist der Ni-Gehalt in Schwebstoffen abhängig von der Korngröße. 90% des gesamten Nickels werden in Korngrößen zwischen 0.2 und 20  $\mu\text{m}$  transportiert (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Karbonate können eine verdünnende Wirkung auf Nickel und Kobalt besitzen. (BARTELT & FÖRSTNER, 1977).

Das Nickel/Kobalt-Verhältnis wird in der Literatur als Indikator für Redoxpotentiale herangezogen. In  $\text{O}_2$ -reichem Wasser liegt es zwischen 2 und 3, in  $\text{O}_2$ -armem Wasser um 1 (ABDUL-RAZZAK, 1974).

Es wurde versucht, das Nickel:Kobalt-Verhältnis nachzuvollziehen, jedoch kann man die erhaltenen Werte für die Abwässer bzw. Vergleichswässer nicht in diese zitierten Verhältnisse einordnen. Die Ursache dafür kann auf Grund der geringen Konzentrationen (ppb-Bereich) auf die Analytik zurückzuführen sein.



Die Konzentrationen der einzelnen Probennahmepunkte sind in Tab. 7 dargestellt. Sie verhalten sich im allgemeinen gleich wie die vorher besprochenen Spurenelemente.

#### **Arsen:**

Arsen ist ein sehr guter Indikator für geochemische und biochemische Prozesse und für Spurenelementweguntersuchungen (WASLENCHUK, 1979).

Arsen kommt in unbelasteten Gewässern in Konzentrationen von 0.01 mg/l vor (häufig als Hydrogenarsenat (V)-Ion;) (HÜTTER, 1984). Dies entspricht auch dem Probennahmepunkt 3 und dem Grundwasser. Beim Probennahmepunkt 4 (Gallosbach) sind jedoch in den Monaten Mai, Juni und Juli erhöhte As-Konzentrationen festzustellen.

Elementares Arsen ist ungiftig. Doch wird es im Wasser leicht zu arseniger Säure ( $H_3AsO_3$ ) oxidiert, die ebenso wie ihr Arsenhydrid  $AsO_3$  ("Arsenik") und ihre Metallsalze, die Arsenate (III), hochgiftig ist. (HÜTTER L., 1984).

Bei den Oberflächenwässern liegt die Mittelwertkonzentration noch unter dem Trinkwassergrenzwert. Auffallenderweise weichen ihre Konzentrationen nicht sehr stark von den Background-Werten ab. Die Ursache könnte darin liegen, daß stark kontaminierte Gewässer bis zu 67% des Gesamtarsens an Partikel binden, während unkontaminierte Gewässer nur bis zu 33% Arsen an die Schwebstoffe binden (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Jedoch ist die Konzentration in den Sickerwässern bis auf das 20-fache gegenüber den Background-Werten angereichert.

#### **Blei:**

$Pb^{2+}$  ist ein nicht essentielles Spurenelement, dessen Vorkommen fast nie geologischen Ursprungs ist (HÜTTER, 1984). Die unbelasteten Vergleichswerte liegen zwischen 0.003 und 0.007 ppm Pb (der Grenzwert beträgt 0.04 ppm).

Das Verhalten von Blei in wäßrigen Systemen ist eine Kombination von Fällungsgleichgewicht und der Bildung von Komplexen organischer und anorganischer Liganden (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Blei ist stark toxisch. Weiches, kohlensäurehaltiges Wasser und überhaupt alle Wässer mit einem  $pH < 7$  wirken bleilösend. Allein durch die Anwesenheit von Sauer-

stoff wird das Blei gelöst, womit v. a. bei Regenwasser zu rechnen ist (siehe Autobahnabwasser). Hartes Wasser bildet schwer lösliches Bleisulfat und Bleikarbonat (LOUB, 1975).

Sauerstoffmangel, Silikate und Phosphate wirken der bleiaggressiven Kohlensäure entgegen und verzögern die Bleiaufnahme im Wasser (HÖLL, 1979).

Der Grad der Mobilität von Blei ist abhängig vom physikochemischen Verhalten bzw. vom Zustand der Komplexe; die Bindung zu Partikeln ist bei Blei unterschiedlich, sie liegt zwischen 18 - 83% (MOORE & RAMAMOORTHY, 1984).

Die Mittelwertkonzentrationen von Blei bei den Oberflächenwässern liegen knapp über dem Grenzwert. Die Sickerwässer zeigen erwartungsgemäß erhöhte Werte (Tab. 7).

Autobahnabwasser: Die Bleiverunreinigungen im Autobahnabwasser sind auf die Verwendung von Bleizusätzen als Antiklopfmittel im Treibstoff zurückzuführen. So wurden in Böden nahe von Autobahnen Bleikonzentrationen zwischen 15 und 1000 ppm gemessen (FÖRSTNER & MÜLLER, 1974).

Die Bleikonzentrationen im Autobahnabwasser der Deponie Ahrental sind großen Schwankungen unterworfen, die von der Witterung (kurzfristige Regenereignisse vor der Probennahme) bzw. von der Jahreszeit (Schneeschmelze) abhängen.

Die höchsten Konzentrationen wurden im März und April 1985 mit 75 und 19 ppm Blei gemessen.

Das Grundwasser weist bei der 2. Probenentnahme eine erhöhte Bleikonzentration auf, welche, ähnlich dem Zink, sicher auf Korrosionserscheinungen des Sondenrohrs zurückzuführen ist.

### **4.3. Statistische Auswertung**

#### **Einführung in die statistische Bearbeitung:**

In den vorausgegangenen Kapiteln wurde ein Teil der im Laufe dieser Arbeit ermittelten Meßdaten zusammengestellt und zu einer vorläufigen Darstellung der Situation ausgewertet. Dabei stellte sich heraus, daß eine derartige Interpretation aufgrund der vielfältigen Zusammenhänge und Einflußgrößen nur einen Teil der wirklichen Vorgänge widerspiegelt.

Um das gesamte Informationsmaterial zu erfassen und z.T. eine Klärung der verschiedensten Wechselwirkungen im Untergrund zu ermöglichen, wurde eine statistische Darstellungsweise versucht.

Dabei kann davon ausgegangen werden, daß bei der Dissoziation der verschiedenen Ionen im Wasser ein Gleichgewicht von Anionen und Kationen herrscht, sodaß nur äquivalente Summen in Lösung bleiben. Die Gesamtmenge ist variabel und hängt von der Lösungsfähigkeit der reagierenden Stoffe ab. Daneben beeinflußt das Angebot der verschiedenen Stoffe die Zusammensetzung. Dieses Angebot wird weitgehend durch individuelle regionale Umstände geregelt (SCHÖTTLER, 1972).

Daher ergibt sich die Möglichkeit, die quantitative Gruppierung der gelösten Ionen als Charakteristikum der Umgebung und Variation dieser Charakteristik als Ausdruck geochemischer Vorgänge (im durchflossenen Medium) anzunehmen.

Diese Hypothese bildet die Grundlage für die statistische Auswertung, daß sich nämlich durch quantitative und qualitative Zusammenstellung der Daten spezifische Variablenmuster für jede Gruppe (=Vergleichs-, Oberflächen- und Sickerwässer) innerhalb eines begrenzten Raumes erstellen lassen.

Daraus folgt, daß bei der Analyse der Daten nicht die Einzelmessungen die Interpretationsgrundlage bilden, sondern das Muster aller Meßgrößen (alle Messungen) einer Datengruppe, die bei einer chemischen Analyse erfaßt werden. Dieses Variablenmuster wird erstellt, indem die Variablen mit der Entnahmestelle eines Untersuchungsgebietes verglichen werden.

Die Untersuchung der Variablenmuster geht für alle Datengruppen einheitlich vor sich:

Für jedes Untersuchungsobjekt wird ein Gruppenmuster aller gemessenen Variablen ermittelt aus den Variablen der Einzelbeobachtungen. Dabei werden als Charakteristikum die Zusammenhänge zwischen zwei oder mehreren Variablen verwendet. Diese Zusammenhänge werden mit Hilfe von Signifikanzkriterien überprüft.

Die ermittelten signifikanten Zusammenhänge innerhalb der Variablen bilden das Gruppenmuster, das zur Charakterisierung des jeweiligen Untersuchungsobjektes dienen soll.

In der Untersuchung werden 15 Variablen berücksichtigt, die bei jeder chem. Analyse gemessen wurden: As, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Sr und Zn.

Dabei ergeben sich beim paarweisen Vergleich (Einfachkorrelation) 210 verschiedene Gruppierungsmöglichkeiten.

Auf der Basis der Einfachkorrelation soll anschließend eine weitere Vereinfachung durch die Faktoranalyse vorgenommen werden.

Ziel dieser Vereinfachung ist, den Wert der Einzelinformationen möglichst zu erhalten, sie aber mit begleitenden Informationen in Beziehung zu setzen und durch mathematische Parameter die Gesamtinformation zu erfassen (SCHÖTTLER, 1972).

### **Einfachkorrelation der Geländedaten:**

Da es sich bei den Beobachtungen bzw. Messungen teilweise nur um eine geringe Anzahl handelt, steigt die Signifikanzschranke stark an, sodaß die Anzahl der signifikanten Zusammenhänge zum Teil geringer ist, als sie wahrscheinlich bei einer größeren Anzahl von Beobachtungen sein würde (vergleiche Tab. 13). Die vielleicht zu geringe Anzahl erscheint aber günstiger als eine zu hohe Zahl nicht so gut abgesicherter Zusammenhänge.

#### Untersuchungspunkt 1: (Oberflächenwasser)

Die Korrelationsmatrix zeigt 36 signifikante Zusammenhänge. Die Elemente Co, Ni und Li zeigen die meisten Korrelationen, ansonsten korrelieren die restlichen Elemente untereinander relativ gleichmäßig.

#### Untersuchungspunkt 2: (Oberflächenwasser)

Die Korrelationsmatrix läßt hier ebenfalls 35 signifikante Korrelationen erkennen. Sie liegen besonders vor bei den Elementen Ca und Na. Aber auch die Metalle bzw. Spurenelemente lassen eine Abhängigkeit mit den übrigen Variablen erkennen.

#### Untersuchungspunkt 3: (unbelastetes Vergleichswasser-Zenzenhofquelle)

In dieser Korrelationsmatrix sind mit 6 signifikanten Korrelationen die wenigsten Zusammenhänge aller Probenpunkte zu finden. Es korrelieren die Elemente K mit Cu und Sr, Cu mit Mg und Sr, Pb mit Zn und Cr mit Mn. Diese Korrelationen sind durch das Material in der Umgebung bedingt (d.h. durch den Quarzphyllit).

#### Untersuchungspunkt 4: (unbelastetes Vergleichswasser - Gallosbach)

Hier beschränkt sich die Zahl der signifikanten Korrelationen auf 11. Auffallend ist hier die hohe Zahl der Korrelationen mit As (4), welche aber sicher auf Background-Werte zurückzuführen sind und mit den z. T. relativ hohen Analysewerten zusammenhängen. Weiters korrelieren die Elemente Cr, Co und Mn am häufigsten mit den anderen Variablen.

#### Untersuchungspunkt 5: (Autobahnabwasser)

Hier liegen insgesamt 36 signifikante Korrelationen vor, die keine wesentlichen Anomalien zeigen. Die z. T. hohen Pb-Konzentrationen, die in bestimmten Monaten nachgewiesen wurden, zeigen keine signifikanten Zusammenhänge mit anderen Elementen.

#### Untersuchungspunkt 6: (Oberflächenwasser)

Mit 55 Korrelationen wird an diesem Punkt die höchste Zahl aller Untersuchungspunkte erreicht. Die überzufälligen Zusammenhänge verteilen sich ziemlich gleichmäßig über alle Variablen, nur die Elemente Sr und Ca zeigen keinerlei Zusammenhang mit den übrigen Elementen. Ausgeprägt sind die Korrelationen mit Cr, Li, Cd, K, Mn und Na.

#### Untersuchungspunkt 7: (Sickerwasser)

Bei Punkt 7 beträgt die Anzahl der signifikanten Korrelationen 29. Die meisten Variablen korrelieren mit den Elementen Ca, Sr, Zn und Na. Ansonsten ist die Verteilung der Korrelationen ziemlich gleichmäßig.

#### Untersuchungspunkt 9: (Sickerwasser)

Bei diesem Untersuchungspunkt sind 10 Korrelationen signifikant, obwohl die Signifikanzschranken bei 10 Beobachtungen verhältnismäßig niedrig sind. Die Verteilung der Korrelationen ist relativ gleichmäßig, außer daß die Elemente Cd, Sr, Zn und Li mit keinem Element korrelieren.

#### **Interpretation zur Korrelation:**

Die Einfachkorrelationen zeigen, daß das Vorhandensein unterschiedlicher Mengen signifikanter Korrelationen, sowie die dabei auftretenden wechselnden Konfigurationen und unterschiedlichen Kombinationen der Korrelationen für jeden Probenpunkt, auf äußere Einflüsse, lithologisch bedingte Wechselwirkungen und bestehende chemische Gesetzmäßigkeiten zurückzuführen ist.

Es zeichnet sich jedoch ein Charakteristikum ab, welches SCHÖTTLER (1972) ebenfalls beobachtet hat. Es besteht offensichtlich ein Zusammenhang zwischen der Anzahl der Korrelationen und der Entstehungsgeschichte der untersuchten Lösungen.

So ergaben die Untersuchungsergebnisse recht klar, daß die hohen Korrelationen bei "Oberflächenwässern", geringe Korrelationen bei den Sickerwässern und den unbelasteten Vergleichswässern auftreten.

Diese Untersuchungsergebnisse stimmen mit SCHÖTTLER (1972) überein, der die Anzahl der Korrelationen auf das Reinigungsvermögen der Böden bzw. auf das geochemische Verhalten des durchflossenen Mediums zurückführt.

So weisen Böden mit einem geringen Reinigungsvermögen in ihren Abgabelösungen eine hohe Anzahl signifikanter Korrelationen auf, d. h. daß das durchfließende Wasser in seiner Zusammensetzung nur geringfügig verändert wird. Im Falle der Oberflächenwässer kann dies auf Auslaugungsprozesse der oberen Müllschichten (welche einem Boden mit geringem Reinigungsvermögen gleichgesetzt werden können, da die Elemente nicht vollständig im Deponiekörper bleiben) zurückgeführt werden. Mit zunehmendem Abstand vom Deponiekörper nimmt auch die Anzahl der signifikanten Korrelationen bei den Oberflä-

Proben-Nr.	Anzahl der Beobachtungen	Signifikanzschranken 95%	Signifikanzschranken 99%	Anzahl sign. Korrelationen
1	17	$\pm 0,445$	$\pm 0,540$	36
2	17	$\pm 0,445$	$\pm 0,540$	35
6	17	$\pm 0,445$	$\pm 0,540$	55
3	12	$\pm 0,520$	$\pm 0,620$	6
4	15	$\pm 0,470$	$\pm 0,570$	11
5	14	$\pm 0,485$	$\pm 0,585$	14
7	15	$\pm 0,470$	$\pm 0,570$	29
9	10	$\pm 0,560$	$\pm 0,665$	10

Tab. 13:

Vergleich der Einfachkorrelation der Geländedaten

chenwässern ab. Dies kann z.T. sicher auf das "Reinigungsvermögen" der Schwebstoffe und in den Betondrainagen abgelagerten Soft-Sedimente zurückgeführt werden.

Dagegen weisen Sickerwässer und stark reinigende Böden nur eine geringe Anzahl signifikanter Korrelationen auf. Dabei kann es sich sowohl um sauberes als auch um verunreinigtes Wasser handeln. Die Korrelationen sagen nichts über die Qualität des Wassers, sondern zeigen, daß erhebliche Einflüsse durch die Umgebung, dem durchströmten Medium, vorliegen. Die geringe Anzahl der Korrelationen der Sickerwässer ist sicher auf die Vorgänge im Deponiekörper und auf das Reinigungsvermögen der Böden zurückzuführen.

Da sich hier bereits Unterscheidungsmöglichkeiten andeuten, erscheint es sinnvoll, die Untersuchungen der Zusammenhänge der Variablen auszuweiten. Ausgehend von den komplexen Vorgängen kann man nämlich vermuten, daß auch noch wesentlich umfangreichere Wechselbeziehungen innerhalb der Variablen vorliegen.

Da eine Reihe von Elementen diesen Vorgängen wechselseitig unterliegt, wird eine paarweise Betrachtung wie die Einfachkorrelation den wirklichen Umständen nicht ausreichend gerecht. Eine Untersuchung mit multivarianten Methoden (e.g. Faktoranalyse) würde einen Aufschluß über umfangreichere Wechselbeziehungen innerhalb der Variablen ergeben, welche jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr berücksichtigt werden konnte.

## 5.1. Deponietechnik

### Vorgänge im Deponiekörper:

Bei Standort, Abwasseruntersuchungen usw., ist es wesentlich, die Art und Weise der Ablagerung und die daraus resultierenden Vorgänge im Deponiekörper mitzubetrachten.

Die Vorgänge (bio-, geochemischer und physikalischer Art) sind sehr komplex. Im folgenden wird daher nur kurz auf einzelne Vorgänge näher eingegangen, u.a. auf die Vorgänge, die im wesentlichen mit dem Elutionsversuch bzw. der Wasseranalytik zusammenhängen.

Die auf Deponien abgelagerten Abfälle bestehen aus einem Gemisch von organischen und anorganischen Feststoffen, die mit unterschiedlichen Feuchtgehalten inhomogen im Deponiekörper verteilt sind.

Durch chemisch-physikalische und biologische Prozesse kommt es im Deponiekörper zu Umsetzungen, die zur Produktion von Deponiegas und zur Anreicherung

des Sickerwassers mit toxischen Inhaltsstoffen führen (für die Umsetzungsprozesse ist Wasser erforderlich).

Je nach Zusammensetzung, Verdichtung, Feuchtigkeit usw. der abgelagerten Stoffe, laufen im Deponiekörper aerobe und anaerobe Prozesse ab.

Nach einer Modellvorstellung (nach MILOTA, 1986) läuft der gesamte Abbau in 4 Stufen ab:

#### Stufe I: Oxidation

Bei einer vollständigen Oxidation werden im wesentlichen Wasser und Kohlendioxid erzeugt; über die unvollständige Oxidation kommt es bei abnehmendem Sauerstoffgehalt dann zum anaeroben Abbau.

#### Stufe II: "saure Gärung"

Die komplexen organischen Müllinhaltsstoffe werden durch fakultativ anaerobe Bakterien zu Fettsäuren, Alkohol, Kohlendioxid und Wasserstoff abgebaut.

#### Stufe III: instabile Methanphase

#### Stufe IV: stabile Methanphase

In Stufe III und IV werden die gebildeten Zwischenprodukte mit Hilfe der Methanbakterien in die Hauptendprodukte Methan ( $\text{CH}_4$ ) und Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) umgewandelt.

Bedingt durch die unterschiedlichen Stufen der Gasentwicklung, ändert sich der pH-Wert im Deponiekörper.

Die saure Gärung ist verbunden mit einer pH-Wert-Senkung (pH sinkt auf ca. 6 ab). Dadurch wird die Löslichkeit einer Reihe von Metallverbindungen verstärkt. Zusätzlich werden in dieser Phase die primär löslichen Stoffe, also die Salze der Alkali- und Erdalkalimetalle aus den Abfällen ausgewaschen. Durch die Reduktion von Schwefelverbindungen kann Schwefelwasserstoff entstehen.

Während in der sauren Phase die Lösungsvorgänge überwiegen, laufen in der anschließenden Phase, der Methangärung, Festlegungsprozesse ab. Der pH-Wert steigt auf 7.3-7.9 an (dieses Niveau wird beibehalten). Im allgemeinen ist dann sowohl die organische als auch die anorganische Belastung niedriger (Ammoniak bindet die Säuren,  $\text{CO}_2$  bindet die Alkalien und Erdalkalien).

Sickerwasser fällt dann an, wenn mehr Wasser im Deponiekörper vorhanden ist, als es seiner Wasserhaltefähigkeit entspricht (Wasserhaltefähigkeit liegt bei ungef. 50-70 Gew%). Die Sickerwassermenge aus Umsetzungsprozessen im abgelagertem Müll ist unbedeutend, ist jedoch stark mit toxischen Inhaltsstoffen beladen (MILOTA, 1986). Als besondere Betriebsmaßnahme zur Beeinflussung der Sickerwasserzusammensetzung und zur Reduzierung der Menge, kann die Kreislaufführung von

Sickerwasser angewendet werden. Durch die Sickerwasserzufuhr (der Müll wird mit Sickerwasser befeuchtet) kommt es früher zu einer Methangasgärung, zusätzlich werden die Inhaltsstoffe des Sickerwassers zu einem beträchtlichen Teil zurückgehalten bzw. umgesetzt (LAGA, 1985).

Die Sickerwasserzusammensetzung hängt ausschließlich von der Art und Menge des Deponiegutes ab. Grundsätzlich ist es möglich, die Sickerwasserparameter entsprechend ihrem zeitabhängigen Konzentrationsverlauf - in 2 Gruppen zu unterteilen:

- (1) Die 1. Gruppe erreicht nach Schüttbeginn ein ausgeprägtes Maximum. Die Elementkonzentrationen gehen danach auf Werte zurück, die dann langfristig beibehalten werden (Restkonzentrationen) (siehe Kap. Trendanalyse).
- (2) Die 2. Gruppe erreicht ebenfalls Maximalwerte, die jedoch über mehrere Jahre beibehalten werden und dann nur langsam abnehmen (MILOTA, 1986).

Ein weiterer wichtiger Faktor, der entscheidend die Sickerwasserkonzentration beeinflusst, liegt im schichtweisen Aufbau der Deponie: das Sickerwasser von später aufgebrachten Schichten wandert auch durch die darunterliegenden Müllagen. Das dort herrschende "fortgeschrittene Abbaumilieu" führt zu einer Konzentrationsänderung im Sickerwasser; d.h. daß letztlich das im Dränagensystem abgeführte Eluat geringer belastet ist.

Die gewünschte Methanphase tritt im Deponieschichtmodell zuerst in der untersten Schicht auf und wandert langsam höher.

## 5.2. Deponie Ahrental

Die Deponie Ahrental ist seit 1975 in Betrieb und wurde ursprünglich als Rotteanlage geführt. Da diese Verfahrensweise aus Gründen der mikrobiologischen Abbaumechanismen und aufgetretenen Emissionen undurchführbar war, wurde 1976 kurzfristig auf eine geordnete Verdichtungsdeponie mit Startrotte umgestellt.

Die Basis des 1. Deponieabschnittes wurde mit einer ca. 1m starken Lehmschicht abgedichtet, die zur Talmitte hin ein Quergefälle von mind. 5% aufweist. In der darauf liegenden 0.5m starken Kiesfilterschicht wurde längs der Talmitte eine PVC-Sickerwasserdränageleitung ( $\varnothing$  200 mm) verlegt.

Der zerkleinerte, angefeuchtete Müll wird lagenweise mit einer Schubraupe eingebracht. Die einzelnen Schichten weisen eine Stärke von 5 bis 6 m auf.

Die Einbaudichte darf dabei den Wert von  $\vartheta = 0,75t/m^3$  nicht überschreiten. Dies bedingt eine ausgeprägte aerobe und exotherme Anfangsphase, eine sehr abgeschwächte Phase der sauren Gärung und einem baldigen Übergang zu den methanogenen Abbauprozessen (d.h. daß nach ungefähr 2 Monaten die Faulgasproduktion einsetzt).

Die Gasdrainagen werden in die Mitte der Müllschichten eingelegt, die schichtweise untereinander versetzt einen Abstand von ca. 20 m aufweisen. Die Deponie-gase werden mittels einer Zwangsentgasungsanlage aus dem Deponiekörper abgesaugt und bei einer Verbrennungstemperatur von 800°C abgefackelt.

Zur Rekultivierung des 1. Deponieabschnittes wurde eine Schicht aus ungefähr 1.5 m starkem bindigem Inertmaterial aufgebracht, um eventuelle Gasaustritte zu verhindern. Darüber wurde ein Klärschlamm-Boden-Gemisch von ca. 0.3 m Stärke aufgebracht, das den Nährboden für die Wiederbegrünung bzw. Aufforstung bildet.

Im 1. Deponieabschnitt wurden seit Deponiebeginn (Verdichtungsdeponie seit Mitte Dezember 1976) ca. 420.000 t Müll und 70.000 t inertes Material eingebracht.

Eine Erweiterung der Anlagen erfolgt in einem 2. und 3. Deponieabschnitt. Die Erweiterung umfaßt ein Gesamtdeponievolumen in der Größe von 2.0 Mio m<sup>3</sup>.

Übernommen wird der Müll aus dem Bereich Innsbruck-Stadt, angeschlossen sind ca. 120.000 Einwohner.

## Dank

Für Diskussionen und Hilfestellung beim Zustandekommen der Arbeit bedanke ich mich bei Univ.-Prof. Dr. H. Mostler, Dr. R. Tessadri, Dr. C.B. Veltman und M. Tessadri-Wackerle (alle Innsbruck) und Univ.-Prof. Dr. J. Schneider (Göttingen).

Herrn Senatsrat Nachtschatt und Herrn Dipl.-Ing. Schmidt (beide Stadtbauamt Innsbruck, Amt für Stadtentwässerung und Abfallbeseitigung) und dem Institut für Hygiene der Universität Innsbruck danke ich für die Bereitstellung zahlreicher Unterlagen.

## Literatur

- ABDUL-RAZZAK, A.K. (1974): Geochemisch-sedimentpetrographischer Vergleich lakustrischer Sedimente aus verschiedenen Klimabereichen. - Chemie der Erde, 33, 152-187, Heidelberg.
- AL-AZAWI, A. & EBHARDT, G. (1983): Redoxverhältnisse des Grundwassers in der Altneckarau (Bergstraße, nördlicher Oberrheingraben). - Z. dt. geol. Ges., 134, 833-843, 6 Abb., Hannover.

- AL-AZAWI, A., EBHARDT, G., FALCK, E. & SCHMITT, M. (1986): Prognosen über Wasserhaushalt und Schadstofftransport im Untergrundeiner geplanten Sondermülldeponie. - Z. dt.geol. Ges., **137**, 195–209, Hannover.
- BARTELT, R.D. & FÖRSTNER, U. (1977): Schwermetalle im staugeregeltem Neckar - Untersuchungen an Sedimenten, Algen und Wasserproben. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **59**, 247–263, Stuttgart.
- BODEN, M., DIETRICH, T., GRONEMEIER, K. & PEKDEGER, A. (1980): Strukturanalyse, Hydrochemie und Grundwasserhydraulik. Ein Konzept zur Erschließung der Grundwasservorkommen in der Hellsheimer Mulde. - Z. dt. geol. Ges., Hydrogeologische Beiträge **6**, **131**, 235–254.
- BOWEN, H.J.M. (1979): Environmental Chemistry of the Elements. - London (Academic Press).
- CHERRY, J.A. (1984): Groundwater Contamination. Mineralogical Association of Canada, Short Course in Environmental Geochemistry.
- CONRAD, R. & SAILER, W. (1985): Feldmessungen von Emissionen und Depositionen atmosphärischer Spurengase in Boden und Wasser. Umweltschutz-Umweltanalytik, Supplement **3**, 74–78, Darmstadt (GIT-Verlag).
- CONRADT, K. (1982): Bindungsformen von Schwermetallen in Klärschlämmen. - Unveröff. Dipl.-Arb., **118 S.**, Univ. Heidelberg.
- DOBBERSTEIN, J. (1983): Energie und Schadstoffe im Hausmüll. - Müll und Abfall, **12**, 305–308, Braunschweig.
- DOLEZEL, P. (1986): Wann ist ein Schadstoff ein Schadstoff? - Mitt. österr. geolog. Ges., **79**, 127–129, Wien.
- EL BASSAM, N. & DAMBROTH, H. (1981): Verwertbarkeit der Abwasserschlämme für landwirtschaftliche Zwecke und das Problem der Schadstoffe. - Wissenschaft u. Umwelt, **3**, 216–220.,
- FÖRSTNER, U. & MÜLLER, G. (1974): Schwermetalle in Flüssen und Seen. - **225 S.**, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FÖRSTNER, U. & SALOMONS, W. (1984): Mobilisierung von Schwermetallen bei der Wechselwirkung mit Sedimenten. - Metalle in der Umwelt, Weinheim, Deerfield Beach, Florida, Basel (Merian).
- GÖTZ, R. (1984): Untersuchungen an Sickerwässern der Mülldeponie Georgswerder in Hamburg. - Müll und Abfall, **12**, 349–356.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. - Geol.- Paläont. Mitt. Ibk, **12**, **1**, 1–40, Innsbruck.
- HEIN, H. (1981): Bestimmung wichtiger Metalle in den Abwässern und Klärschlämmen mit Hilfe der AAS. - Angewandte Atomspektroskopie, Perkin Elmer, **27**, Überlingen.
- HELLMANN, H. & GRIFFATONG, A. (1972a): Herkunft der Sinkstoffablagerungen in Gewässern. Teil **1**; - Deut. Gewässerkundl. Mitteilungen; **1**; Jg. **16**, 14–18.
- HÖLL, K. (1979): Wasser - Untersuchung, Bearbeitung, Aufbereitung, Chemie, Bakteriologie, Virologie, Biologie. -- **6. Aufl.**, Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- HOSCHEK, G.; KIRCHNER, E. Ch.; MOSTLER, H. & SCHRAMM, J. M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg - A Synopsis. - Mitt. Österr. Geolog. Gesell., **71/72**, 335–341, Wien.
- HÜTTER, L. A. (1984): Wasser und Wasseruntersuchungen. - Laborbücher Chemie, Diesterweg Salle (Sauerländer-Verlag).
- KAYSER, R. (1979): Bewährte Möglichkeiten der Erfassung und Reinigung von Deponiesickerwässern. - Müll und Abfall, **5**, 120–125, Braunschweig.
- KERNDORFF, H., BRILL, V., SCHLEYER, R., FRIESEL, P. & MILDE, G. (1985): Erfassung grundwassergefährdeter Altablagerungen - Ergebnisse hydrochemischer Untersuchungen. - WaBoLu-Hefte, **5**, XXV + 175 S., 44 Abb., 37 Tab., 8 Taf., Berlin.
- LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT ABFALL (1985): Sickerwasser aus Hausmüll - Mitt. der Länderarbeitsgemeinschaft, **10**, E. Schmidt Verlag, BRD.
- LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT ABFALL (1985): Analysenmethoden.- Müll und Abfall, **1**.
- LAMMERZ, U. (1984): Schwermetallbelastungen der Hamburger Außenalster und Vergleich der Sedimente mit Klärschlamm. - Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **57**, 157–223.
- LOUB, W. (1975): Umweltverschmutzung und Umweltschutz. Deuticke (Wien).
- MILOTA, CH. (1986): Die geordnete Mülldeponie - eine Illusion? - Mitt. Österr. Geolog. Ges., **79**; 213–283.
- MOORE, J. W. & RAMAMOORTHY, S. (1984): Heavy Metals in Natural Waters (Applied Monitoring and Impact Assessment). - Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- MÜLLER, G. (1985): Unseren Flüssen geht's wieder besser. - Bild der Wissenschaft, **10**, 76–97.
- MÜLLER, G. (1986): Schadstoffe in Sedimenten - Sedimente als Schadstoffe. - Mitt. Österr. Geolog. Ges., **79**; 107–126, Wien.
- SCHÖTTLER, U. (1972): Hydrochemische Untersuchungen von Sickerwässern unterhalb von Abfallagerungen, ihr Verhalten im Untergrund und Methoden zur statistischen Darstellung. - Unveröff. Diss. TH Aachen.
- SCHWEDT, G. & SCHNEPEL, F. M. (1981): Analytisch-chemisches Umweltpraktikum. Anleitung zur Untersuchung von Luft, Wasser und Boden. - Stuttgart - New York (Thieme-Verlag).



- SENIOR, A. & LEAKE, B. (1978): Regional Metasomatism and the Geochemistry of the Dalradian Metasediments of Connemara, Western Ireland. - *Journ. Petrol.*, **19**, Part 3, 585–625.
- TABASARAN, O. (1984): Separierung schwermetallhaltiger Hausmüllkomponenten durch Absieben. - *Müll und Abfall*, **1**, 15–21, Braunschweig.
- TAUCHNITZ, J. (1983): Zum Verhalten von Schwermetallionen in Deponiestandorten. - *Ztschr. angew. Geol.*, **29**, 7, 311–317.
- TAUCHNITZ, J. (1983): Einfluß der Redox-Potentiale und der pH - Werte der Deponiesickerwässer auf die Migration der Schadstoffe in Deponiestandorten. - *Ztschr. angew. Geol.*, **29**, 8, 376–381.
- TSCHAUFESER, P. (1987): Umweltgeologische Untersuchungen im Gebiet der Mülldeponie Ahrental (Innsbruck/Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Schwermetalle. - Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Innsbruck.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distributions of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 175–192.
- WASLENCHUK, D. G. (1979): The geochemical controls on Arsenic concentrations in southeastern U.S. rivers. - *Chem. Geol.*, **24**, 315–325.
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic rocks. - 5<sup>th</sup> edition, 334 S., New York-Heidelberg - Berlin (Springer).

*Anschrift der Verfasserin:*

*Dipl.-Geol. Petra Tschaufeser, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck*

eingereicht: 8. Nov. 1988

angenommen: 13. Dez. 1988